

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Тюменский государственный нефтегазовый университет»

А. В. Бойцов

ГЕОКРИОЛОГИЯ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Допущено УМО вузов РФ по образованию
в области прикладной геологии в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений, обучающихся
по специальности 130101 «Прикладная геология»
(специализация «Поиски и разведка подземных вод
и инженерно-геологические изыскания»)
направления подготовки специалистов
130100 «Прикладная геология»

Тюмень
ТюмГНГУ
2011

УДК 551.345:551.340
ББК 26.36; 26.35
Б 77

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук А. А. Коновалов
доктор геолого-минералогических наук, профессор МГУ В. В. Рогов

Редактор

кандидат геолого-минералогических наук А. Н. Курчатова

Бойцов, А. В.

Б 77 Геокриология и подземные воды криолитозоны : учебное пособие /
А. В. Бойцов. – Тюмень : ТюмГНГУ, 2011. – 178 с.
ISBN 978-5-9961-0400-0

Пособие знакомит с современными представлениями о криолитозоне, причинах формирования, истории развития и динамике, с особенностями ее строения, свойствами мерзлых и промерзающих отложений и экзогенными геологическими процессами, протекающими при отрицательных температурах. В отдельном разделе рассматриваются условия взаимодействия подземных вод с мерзлыми породами.

Пособие предназначено для студентов геологических и смежных специальностей ТюмГНГУ, оно может быть полезно для специалистов, работающих в сфере инженерной геологии, гидрогеологии, строительстве и др.

The modern representations about the cryolithizone, the reasons of its formation, history of development and dynamics, structure, properties of the frozen and the freezing ground and the geological processes in permafrost regions are considered in the first part. The interaction of underground waters with the frozen ground is presented in the second part.

The book is intended for students of geological specialities, it can be useful for the experts working in the sphere of engineering geology, hydrogeology, building, etc.

УДК 551.345:551.340
ББК 26.36; 26.35

ISB
N
978-
5-
9961

© Федеральное государственное
бюджетное образовательное
учреждение высшего
профессионального образования
«Тюменский государственный
нефтегазовый университет», 2011

Освоение северных территорий России, где находятся крупнейшие месторождения полезных ископаемых, связано с большими экономическими затратами на борьбу с негативными явлениями, обусловленными низкими температурами воздуха и горных пород. В области распространения мерзлых толщ (криолитозоне) природные процессы обладают своей спецификой, которую необходимо учитывать при решении различных инженерно-геологических задач, охране и рациональном использовании природных ресурсов. Поэтому работающие на Севере специалисты должны быть знакомы с основами учения о мерзлых породах и геологических процессах, протекающих при отрицательных температурах, т.е. общей геокриологией (мерзлотоведением).

Геокриология – молодая наука, которая зародилась на рубеже XIX-XX столетий в соответствии с требованиями практики. Вторая половина XX века ознаменовалась интенсивным развитием науки, которое выразилось в размахе и объеме экспедиционных исследований по изучению криолитозоны в различных уголках Земного шара, совершенствовании методики работ, развитии экспериментальных исследований, расширении теоретических основ мерзлотоведения и т.д.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал геокриологических исследований, который обобщен в многочисленных научных монографиях и стал базой для написания новых учебников по геокриологии. Пальма первенства в подготовке учебников и учебных пособий по этой науке принадлежит известным ученым – преподавателям Московского государственного университета, в котором готовятся научные кадры высшей квалификации. В соответствии с обширной многочасовой программой подготовки специалистов-геокриологов в МГУ и созданы соответствующие учебники.

В связи с возрастающими запросами практики в учебные программы Тюменского нефтегазового университета, готовящего кадры для нужд нефтегазовой промышленности и сопутствующих производств, введены дисциплины криологической направленности. Объем учебных программ для существующих специальностей не позволяет рассматривать многие вопросы геокриологической науки, поэтому в преподавании этой дисциплины упор делается именно на основные положения. Студенты и выпускники ВУЗов, самостоятельно изучающие геокриологию или выполняющие работы по заданию преподавателя, сталкиваются с большой трудностью усвоения материала, изложенного в существующих многостраничных учебниках и требующего хорошей математиче-

ской подготовки. Для того, чтобы подготовка специалистов в сжатые сроки была более эффективной и задумано данное пособие.

Пособие состоит из двух частей, включающих общую геокриологию и подземные воды криолитозоны. В первой части приводятся основные сведения о мерзлых породах, этапах развития криолитозоны и причинах ее возникновения, истории изучения мерзлых пород, криогенных явлениях и процессах, строении мерзлых толщ Западной Сибири и пр. Раздел написан на базе известных учебников по геокриологии и общему мерзлотоведению, в первую очередь изданных под редакцией В.А.Кудрявцева (1978) и Э.Д.Ершова (2002).

Вторая часть учебного пособия посвящена особенностям формирования, развития, динамики и режима различных типов подземных вод в условиях сезонного и многолетнего промерзания горных пород. Здесь, наряду с известными положениями о гидрогеологии криолитозоны (Романовский, 1983; Фотиев, 1978), приводятся материалы собственных исследований и представлений автора, которые не всегда укладываются в классические схемы, но позволяют понять читателю всю сложность взаимодействия подземных вод с мерзлыми породами, расширить кругозор, а иногда по-новому взглянуть на, казалось бы, неопровержимые факты.

Часть I
1. Введение в геокриологию

1.1. Предмет геокриологии; понятия и термины. Строение криосферы Земли

Почти две трети территории России занято многолетнемерзлыми толщами горных пород, многие крупные месторождения полезных ископаемых находятся в криолитозоне. На мерзлых грунтах строятся крупные промышленные и гражданские объекты, прокладываются различные виды линейных сооружений, словом, идет интенсивное освоение северных территорий. В связи с этим специалисты нефтегазового комплекса должны быть подготовлены для работы в суровых северных условиях и иметь представление об особенностях развития, динамике мерзлых толщ и их взаимосвязи с подземными и поверхностными водами.

Наука, которая занимается изучением закономерностей формирования, развития и существованием во времени и пространстве мерзлых горных пород, их состава, строения, геологических процессов, связанных с отрицательными температурами, называется **геокриологией**. Этот термин предложил П.Ф.Швецов (1955) вместо существовавшего тогда термина «мерзлотоведение», производного от «мерзлоты». Основатель мерзлотоведения, как самостоятельной науки, Михаил Иванович Сумгин (1873-1942) кратко определил его как учение о вечной мерзлоте и мерзлых грунтах, т.е. нахождение горных пород в мерзлом состоянии длительное время, по сути, вечно по сравнению с продолжительностью человеческой жизни. Более общая задача геокриологии – изучение мерзлой зоны литосферы, или криолитозоны. **Криолитозона** – это часть земной коры, в которой горные породы (почвы, грунты) имеют отрицательную температуру вне зависимости от наличия и фазового состояния воды в ней. Криолитозона входит в состав **криосферы** Земли, которая (по В.И.Вернадскому) представляет собой такую термодинамическую оболочку, в которой одновременно при отрицательных температурах могут существовать лед, вода и пар. Криосфера включает в себя помимо криолитозоны значительную часть атмосферы (до высот 100-120 км), а также льды суши, морей и океанов.

Криолитозона состоит из мерзлых, морозных и охлажденных пород (Романовский, 1983). **Мерзлые** породы имеют отрицательную или нулевую температуру (°С), в них вся вода или какая-то ее часть находится в твердом состоянии,

т.е. перешла в лед. **Морозными** называют сухие, не содержащие воды породы с отрицательной температурой. К ним относятся монолитные магматические образования, грубообломочные отложения, находящиеся в воздушно-сухом состоянии и пр. Распространение морозных пород в природе весьма ограничено. **Охлажденными** принято считать породы, имеющие отрицательную температуру и насыщенные высоко минерализованными водами – криопэгами. В настоящее время криопэгами некоторые исследователи называют не только криогалинные воды (по Н.Н.Романовскому), но и вмещающие их грунты.

По длительности существования в мерзлом состоянии почвы, грунты и горные породы подразделяются на следующие три типа: **кратковременно мерзлые, сезонно мерзлые и многолетнемерзлые.**

Кратковременно мерзлое состояние почвы возникает в южных широтах, где среднесуточная температура воздуха в зимний период редко опускается ниже 0°C, поэтому мерзлое состояние почвы длится всего лишь несколько часов, реже суток.

Сезонномерзлое состояние почвы и грунтов продолжается несколько месяцев и на некоторой глубине может наблюдаться до конца теплого периода. Продолжительность сезонного промерзания зависит от широты, долготы и высоты местности, а также других географических условий.

Многолетнемерзлое состояние породы может длиться без перерыва многие годы, века, тысячелетия. Условно принято считать многолетнемерзлыми породы, не оттаивающие на протяжении 2-3 и более лет, они составляют основную часть многолетней криолитозоны, или просто криолитозоны. В тоже время, слой сезонномерзлого грунта (породы), не протаявший полностью в течение летнего периода и переходящий в мерзлом состоянии в следующую зиму, называют **перелетком**. Иногда перелетки существуют несколько лет.

Многолетняя криолитозона явление зональное как в общегеографическом смысле, так и геологическом. Пространственное распространение мерзлых толщ определяется широтой местности, ее высотой над уровнем моря, глубиной от дневной поверхности и историей геологического развития региона. Мощность криолитозоны (с юга на север) изменяется от единиц до многих сотен метров. Максимальная вскрытая мощность криолитозоны в северном полушарии равняется 1450 м (Западная Якутия, бассейн р.Мархи). В высокогорьях, а также в пределах Антарктического щита глубина промерзания горных пород может быть значительно больше. В недалеком геологическом прошлом, в плейстоцене, в периоды длительных похолоданий климата, многолетнее промерзание земной коры на Евро-Азиатском континенте, по мнению некоторых исследователей, могло достигать глубины нескольких километров.

Среднегодовая температура криолитозоны, определяемая на подошве слоя сезонного оттаивания или при разовых замерах на глубинах 10-20 метров, где температура постоянная в течение года, также явление зональное. Она изменяется от нуля – вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород, до минус 10-15⁰С – на арктическом побережье Северо-Востока России.

Площадь распространения криолитозоны занимает около 25% поверхности суши Земли и почти 2/3 территории нашей страны. В России многолетнемерзлые породы (ММП) развиты на севере Европейской части (Кольский полуостров, побережье Баренцова моря), на полярном и северном Урале, на севере обширного Западно-Сибирского региона (примерно к северу от широтного направления р.Оби), охватывает большую часть Востока и почти всю территорию Северо-Востока Сибири, северные районы Дальнего Востока и Камчатки. Она распространена в горах Алтая, Саянах, Тянь-Шаня (рис 1.1).

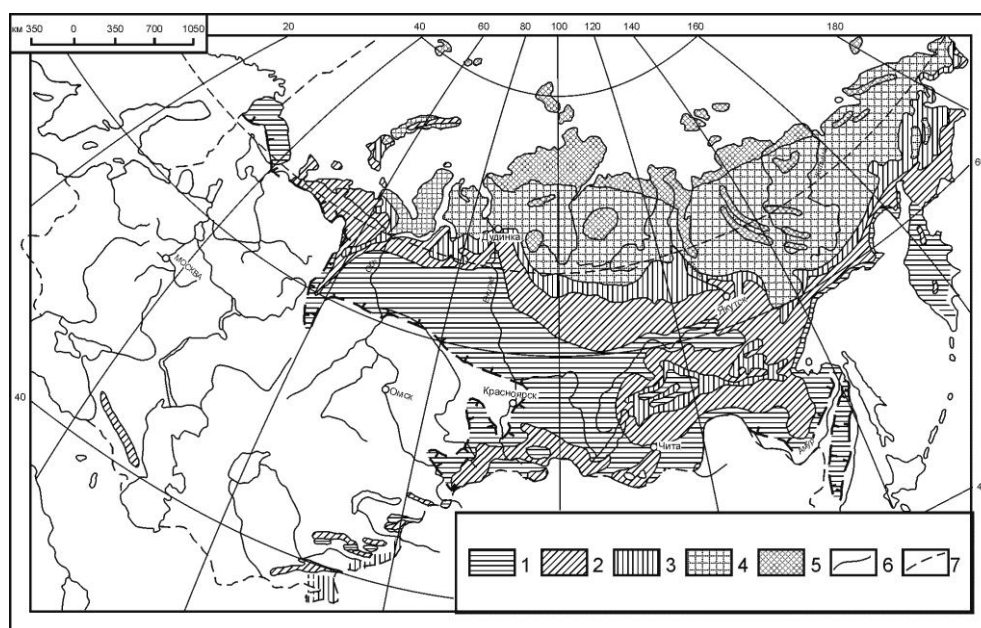


Рис.1.1. Карта распространения ММП в СССР (К.А.Кондратьева, 1976):

1 – зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП со среднегодовыми температурами (t_{cp}) от +3 до -1⁰С и мощностью от 0 до 100 м; 2 – 5 – зона сплошного распространения ММП: 2 – -1÷-3⁰С и 50÷300 м; 3 – -3÷-5⁰С и 100÷400 м; 4 – -5÷-9⁰С и 200÷600 м; 5 – <-9⁰С и 400-900 м и более; 6 – граница зон ММП; 7 – южная граница криолитозоны.

По сплошности мерзлой зоны в плане выделяют районы **сплошного, прерывистого** и **островного** ее развития. Вблизи южной границы криолитозоны ММП образуют изолированные острова, площадь которых к северу увеличива-

ются, отдельные острова мерзлоты сливаются в крупные массивы, разделенные немерзлыми (таликовыми) зонами и, наконец, образуются сплошные мерзлые толщи, охватывающие громадные территории. Принято считать, что если ММП в регионе занимают более 90% площади, то говорят о сплошном распространении мерзлых толщ; от 50 до 90% – прерывистом, менее 50% – островном. С позиции гидрогеологии, в которой мерзлые толщи рассматриваются в качестве водоупора (криогенного), разумнее выглядит предложение С.М.Фотиева (1978), он выделяет многолетнемерзлые толщи (ММТ) островного – менее 5, прерывистого – 5-95 и сплошного – более 95% распространения.

Существуют и другие классификации (табл. 1.1).

Таблица 1.1.

Характеристика мерзлой зоны по степени ее распространения в плане
(Общее мерзлотоведение, 1974)

Мерзлая зона	Градация	Сплошность, %
1. Сплошная	1.1. Сплошная	90-100
	1.2. Преимущественно сплошная	70-90
2. Прерывистая	2.1. Прерывистая	40-70
3. Островная	3.1. Островная	20-40
	3.2. Редкоостровная	5-20
	3.3. Спорадическая	менее 5

Островные и прерывистые ММТ приурочены к южной, а сплошные к северной геокриологическим зонам (по Романовскому, 1983).

Мерзлые породы могут залегать на различной глубине от дневной поверхности. Многолетнемерзлые толщи, кровля которых совпадает с нижней поверхностью сезонно талого слоя (СТС), называются **сливающимися мерзлыми толщами**, если же их верхняя поверхность находится постоянно ниже глубины максимального сезонного промерзания, они называются **несливающимися мерзлыми толщами**.

Толщи горных пород по типу промерзания делятся на **эпигенетически** и **сингенетически** промерзавшие. К первым относятся такие горные породы, которые перешли в многолетнемерзлое состояние после завершения процесса осадконакопления; сингенетически промерзавшие отложения сформировались на мерзлом субстрате и промерзали синхронно с процессом накопления осадка.

На территории Западно-Сибирского региона ММТ залегают как непосредственно с поверхности (под сезоннооттаивающим слоем), так и на значительной глубине (реликтовые ММТ). Многолетнемерзлые породы, залегающие с

поверхности, развиты на севере; их южная граница проходит примерно по параллели 61° с.ш. Площадь, занимаемая ММТ, превышает 1 млн.км².

В пределах Западно-Сибирской равнины выделяются три зоны распространения ММТ: 1) сплошного; 2) прерывистого по площади; 3) потенциального (Баулин, 1985).

Зона сплошного распространения многолетнемерзлых пород охватывает Тазовский, Ямальский и Гыданский полуострова, низовья рек Пур, Таз и Енисей. Она приурочена к тундре и северной части лесотундры; южная граница проводится по параллели 66° с.ш. ММП развиты здесь даже в пределах прибрежной мелководной части Карского моря и прибрежных участков эстуарий крупных рек. Мощность криолитозоны в северных районах достигает 400-500 и, возможно, более метров. Температура пород изменяется в пределах минус 3-7°С.

Зона прерывистого распространения ММП охватывает южную часть лесотундры, всю северотаежную подзону, северную часть среднетаежной подзоны и простирается до 61° с.ш. На севере этой зоны мерзлые породы занимают свыше 50% площади, на юге они имеют островное распространение.

Температура горных пород в зоне прерывистой «мерзлоты» изменяется от положительных до отрицательных значений: от +1÷+2 до -2÷-4°С, реже ниже.

Зона потенциального развития мерзлых толщ с юга ограничивается 56° с.ш. Для этой зоны характерно относительно глубокое промерзание грунтов, а в суровые малоснежные зимы – образование перелетков мерзлых пород. Наиболее вероятно их образование при хозяйственном освоении территории.

В зонах прерывистого и потенциального распространения мерзлых толщ на глубинах в десятки (на севере) и даже сотни (на юге) метров, под слоем талых пород залегают реликтовые мерзлые породы. Широкое распространение заглабленной реликтовой мерзлоты – отличительная особенность криолитозоны Западной Сибири. Реликтовые мерзлые толщи вскрываются скважинами далеко за пределами южной границы распространения мерзлых толщ, залегающих с поверхности.

Таким образом из изложенного выше следует: а) на севере криолитозоны Западной Сибири развиты сплошные по вертикали мерзлые толщи мощности до 400-500 м; б) в средней части криолитозоны мерзлые породы имеют двухрусное строение: вверху залегают современные (голоценовые), а ниже, под талым горизонтом мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров – древние (плейстоценовые мерзлые толщи); в) на юге криолитозоны Западной Сибири многолетнемерзлые породы существуют только на больших глубинах (200-300 м).

1.2. История исследований криолитозоны

В истории развития геокриологии (мерзловедения) можно выделить несколько этапов.

Первый этап или предыстория (XVI – первая половина XVIII века) характеризуется обнаружением мерзлоты и первыми попытками объяснения ее существования. Аборигены арктических земель и Восточной Сибири, несомненно, знали о существовании мерзлых пород, с ними они непосредственно сталкивались в повседневной жизни и даже использовали в практических целях вечный холод земли. В литературе же первые сведения о мерзлоте (которую на западе называли «русским сфинксом») стали появляться лишь с конца XVI века. В это время усилились поиски русскими людьми северного морского пути из России в Китай (Основы геокриологии..., 1959). В сочинении 1598 г. «Описание чего ради невозможно от Архангельского города морем проходить в Китайское государство и оттоле к Восточной Индии» уже содержатся сведения о наличии многолетних льдов на Новой Земле и говорится о влиянии холодного климата («стужи») на их формирование.

В XVII веке в связи с продвижением русских землепроходцев на Восток и Север Сибири в Москву стали поступать сведения о мерзлых породах. Так в 1640 г. якутские воеводы Петр Петрович Головин и Матвей Богданович Глебов сообщали: «А в Якутском-де, государь, по сказкам торговых и промышленных служилых людей, хлебной пашни нечаять; земля-де, государь, и среди лета вся не растаивает...». Без пашни, как известно, нет и хлеба, а, значит, для пропитания царских подданных необходимо было ежегодно направлять продовольственные обозы из западных регионов империи.

Известный участник Сибирско-Тихоокеанской (Великой Северной) экспедиции XVIII века Иоганн Георг Гмелин из рассказов якутских жителей узнал, что уже в 1685-1686 гг. казаки-устюжане вырыли шахтный колодец глубиной более 30 м (Швецов, 1981). Инициатор этого дела воевода Матвей Осипович Кровков сообщил в Москву «А колодезя, великие государи, в Якутском сделать никоими мерами нельзя, потому что земля летом тает в полтора аршина, а больше двух аршин земля никогда не тает, а в исподнее на дне земля всегда мерзла». Однако и сам И.Г. Гмелин, вероятно, нетвердо верил рассказам сибирских казаков, поскольку его отчет о сибирской поездке (1752 г.) не убедил известных западных испытателей того времени в наличии на таких глубинах беспрестанно мерзлых пород. Даже спустя 75 лет после названной публикации, немецкий академик Леопольд Бух писал: «Показания казаков не должно было бы помещать в учебниках для подкрепления столь странного и невероятного факта». (Швецов, 1981, стр.180).

Западноевропейские ученые до середины XIX в. не верили в возможность многолетнего глубокого промерзания литосферы, хотя еще в 1757 г. Михайло Васильевич Ломоносов в своей работе: «Слово о рождении металлов от трясения земли» убедительно объяснил закономерность глубокого промерзания подпочвы. Им заложено начало учения о теплообороте между земной корой и атмосферой.

Следующий этап охватывает период со второй половины XVIII по первую половину XIX вв. Продолжается накопление фактического материала по мерзлым породам различных районов Сибири, Якутии, Забайкалья, на побережье моря Лаптевых и Новосибирских островах. В исследованиях принимали участие Алексей Евдокимович Фигурин, Адольф Эрман, Петр Федорович Анжу, Фердинанд Петрович Врангель, Федор Федорович Матюшкин, Александр Федорович Миддендорф, Прокопий Тарасович Козьмин и др.

Стимулом к формированию и развитию геокриологии явилось неслыханное достижение практики – проходка в толще мерзлых пород шахты глубиной более 116 м. В г.Якутске в 1828 г. под руководством служащего Русско-Американской компании Федора Егоровича Шергина начали вести работы по рытью колодца, копали его почти восемь лет до 1836 г., но из толщи мерзлых пород так и не вышли. Этот колодец существует и в настоящее время, он известен как «шахта Шергина».

Наука, как известно, начинается с измерений. Уже в 1829 году в стенке колодца Шергина на глубине 15,7 м А.Эрман замерил температуру многолетне-мерзлых пород, которая оказалась равной минус 6° Реомюра. Позднее академиком А.Ф. Миддендорфом, проводившим геоботанические исследования Сибири в период 1843-1846 гг., выполнены детальные измерения температуры по всему стволу шахты и вычислен геотемпературный градиент. По температурному градиенту была определена мощность мерзлой зоны в размере 609 футов (около 185 м).

А.Ф.Миддендорф исследовал огромные пространства Западной и Восточной Сибири, от бассейна реки Енисей до берегов Охотского моря и собрал обширный материал по мерзлым породам. Он доказал ученым всего мира, что на обширных пространствах севера Азиатского континента, начиная с глубин 0.5-2.0 м и до глубин в десятки и даже сотни метров залегают «беспреданно мерзлые грунты». В конце XIX в. начали изучать «мерзлоту» и в Северной Америке.

Вторая половина XIX – начало XX в. характеризуется зарождением мерзловедения как прикладной отрасли знаний, что обусловлено началом промышленного освоения Сибири – строительством Транссибирской магистрали,

развитием горнодобывающей промышленности. Исследования, охватившие обширную область Евразийского континента, острова Северного Ледовитого океана, связаны с именами Иннокентия Александровича Лопатина, Гергарда Людвиговича Майделя, Леонарда Антоновича Ячевского, Эдуарда Толя, Николая Семеновича Богданова, Владимира Афанасьевича Обручева, Сергея Аристарховича Подьяконова, Алексея Владимировича Львова, Михаила Ивановича Сумгина и многих других ученых.

В 1866-1867 гг. Г.Л.Майдель впервые выполнил морфометрическое описание гигантской Кыра-Нехаранской наледи на Северо-Востоке Сибири площадью (по его оценке) около 100 км².

В 1889 г. Л.А.Ячевский, внесший большой вклад в развитие мерзлотоведения, представил схематическую карту распространения вечной мерзлоты и ее южной границы. В этом же году А.И.Воейков публикует данные о мерзлых породах в районах строительства Сибирской железной дороги. Уже в 80-х годах XIX в. И.В. Мушкетов приводит данные по мерзлоте в своих лекциях для студентов Горного института в г.Санкт-Петербурге. Здесь же, в С.-Петербурге, под его руководством была создана Комиссия по изучению мерзлоты. В нее вошли А.И.Воейков, В.А.Обручев, М.А. Рыкачев и К.И.Богданович. В 1895 г. этой Комиссией была выпущена инструкция по изучению мерзлой почвы Сибири.

В 1892 г. вышла работа Н.М.Козьмина, в которой он заложил основы представления о гидрогеологии горных стран в области распространения «вечной» мерзлоты.

В 1903 г. С.А.Подьяконов публикует работу «Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения». В 1912 г. Н.С.Богданов в монографии «Вечная мерзлота и сооружения на ней» освещает способы строительства сооружений в условиях Забайкалья.

В 1916 г. была опубликована капитальная работа А.В.Львова «Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях вечной мерзлоты почвы». Она явилась первой крупной сводкой по гидрогеологии мерзлой зоны литосферы.

Мерзлотные исследования проводились и в районах Западной Сибири: Д.А.Дранициным в 1914 г на Енисее, Б.Н.Городковым в 1924 и 1928 гг. в бассейнах Пура, Агана и на Гыданском полуострове, Б.М.Житковым в 1913 г. на Ямале, И.Я.Ермиловым в 1927 г. на Гыданском полуострове. В 30-е годы начато изучение мерзлых пород в строительных целях (Н.А.Цытович, Г.Е.Рябухин, С.Л.Кушев).

За рубежом в этот период также проводились работы по изучению подземной криосферы (Аляска, Шпицберген, Швеция и др.), но они носили эпизодический и нередко случайный характер.

Первая половина XX века в истории изучения мерзлоты является периодом становления мерзловедения как науки, созданной в первую очередь российскими и советскими учеными. В этот период начаты планомерные и целенаправленные исследования вечной мерзлоты.

Развитие хозяйственной деятельности в области криолитозоны потребовало обобщения накопленных к тому времени знаний о мерзлых породах. Эта задача была успешно решена М.И.Сумгиным, опубликовавшим в 1927 г. книгу «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР».

В 1929 г. при АН СССР была организована постоянная комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством акад. В.А. Обручева. В период с 1930 по 1936 гг. Комиссией было созвано пять совещаний по вечной мерзлоте. В 1936 г. в связи с расширением исследований в Арктике Академия наук реорганизовала КИВМ в Комитет по вечной мерзлоте, на основе которого в 1939 г. в Москве был организован Институт мерзловедения им. В.А.Обручева (ИНМЕРО).

В конце 20-х и середине 30-х годов XX столетия организуются научно-исследовательские мерзлотные станции (НИМС). Первые станции были открыты в п.Сковородино и г.Петровске-Забайкальском, находящимся на Транссибе. К середине 30-х годов в стране действовало уже более 10 станций (Институт мерзловедения..., 2007). Идея создания научных станций принадлежала М.И.Сумгину, который осуществлял научное руководство их деятельностью. На мерзлотных станциях организуются стационарные наблюдения, региональные исследования, изучается опыт строительства, начинаются исследования физико-механических свойств мерзлых грунтов. Годы создания некоторых НИМС: 1936 – Воркутинская (ВНИМС), 1935 – Анадырская (АНИМС), 1930 – Игарская, 1941 – Якутская (ЯНИМС).

В 1940 г. Институт мерзловедения опубликовал первое учебное пособие по мерзловедению – «Общее мерзловедение» (М.И.Сумгин, С.П. Качурин, Н.И.Толстихин, В.Ф.Тумель, под редакцией В.А.Обручева). В 30-40-е годы М.И.Сумгин начинает читать лекции по мерзловедению в Ленинградском горном институте и Ленинградском государственном университете. В Московском университете подобный курс лекций читали А.Е.Федосов, С.С.Морозов, Н.Ф.Полтев и др. После Великой Отечественной войны в МГУ сначала на геологическом, а потом и географическом факультетах открываются кафедры мерзловедения и полярных стран.

Большой объем геокриологических исследований выполнен на северо-востоке Западной Сибири экспедициями ИНМЕРО под руководством С.П.Качурина в 1937 и А.И.Попова в 1945-1948 гг. По результатам этих работ Александром Иосифовичем Поповым составлено первое детальное описание

многолетнемерзлых пород региона – «Вечная мерзлота Западной Сибири».

В 30-е годы началось становление инженерного мерзлотоведения. В 1938 г. завершено строительство крупного промышленного сооружения на вечной мерзлоте – Якутской Центральной электростанции (ЯЦЭС), проектные изыскания выполнены под руководством Н.А.Цытовича.

В довоенное время продолжалось изучение подземных вод криолитозоны Забайкалья, Дальнего Востока, Якутии и Амурской области. В конце 20-х – начале 30-х годов важные исследования на наледях вдоль Амуро-Якутской автогужевой магистрали выполнил инженер Валериан Гаврилович Петров. Им были разработаны и широко применялись на практике мероприятия по защите дорожного полотна от негативного воздействия наледей.

Исследованиями Н.И.Толстихина, В.М.Максимова, П.Ф.Швецова, А.И.Калабина, В.М.Пономарева и других ученых доказано существование в глубоких подмерзлотных горизонтах больших запасов пресных подземных вод. В 1937 г. Н.И.Толстухин сделал вывод о возможности существования в Центральной Якутии обширного артезианского бассейна. В 1940 г. была пробурена первая гидрогеологическая скважина, которая вскрыла пресные подземные воды на глубине 312 м.

В 1941 г. Н.И.Толстухин опубликовал первое учебное пособие по новому направлению гидрогеологии – «Подземные воды мерзлой зоны литосферы».

В годы Великой Отечественной войны и после нее, в период восстановления народного хозяйства, мерзлотные исследования проводились лишь в отдельных регионах криолитозоны.

Вторая половина XX – начало XXI в. является современным этапом в истории геокриологических исследований и характеризуется дальнейшим интенсивным развитием науки.

В 50-60-е годы расширяется круг геокриологических исследований в Западной Сибири, в которых наряду с экспедициями Академии наук принимают активное участие специализированные отряды научно-исследовательских организаций и партии территориального геологического управления. В это время установлено наличие реликтовых и двухслойных толщ в южной части криолитозоны Западной Сибири (А.А.Земцов и В.В.Баулин). В скважинах глубокого бурения в комплексе геофизических исследований часто проводились температурные измерения. Сведения о температуре мерзлых пород содержатся в работах А.И.Попова, В.М.Пономарева, В.Ф.Жукова и Н.И. Салтыкова и др. авторов (Геокриология СССР..., 1989). Большое внимание при геокриологических исследованиях уделялось изучению криогенного строения мерзлых толщ, подземным льдам и криогенным явлениям (Попов А.И., Пчелинцев А.М., Баулин В.В., Соломатин В.И., Шполянская Н.А., Катасонов Е.М., Втюрин Б.И., Дубиков

Г.И. и др.).

В 1956 г. Институтом мерзлотоведения созывается VII Межведомственное совещание по мерзлотоведению, в котором участвовали представители 84-х научных и производственных организаций страны, в том числе Норильска и Магадана, где велись мерзлотные исследования. В 1959 г. ИНМЕРО выпустил капитальный труд «Основы геокриологии (мерзлотоведения)» в двух томах, а через два года – методическое руководство «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования».

В 1961 г. в Якутске, на базе отделения Московского института мерзлотоведения создается самостоятельный институт с тем же названием, который вошел в состав Сибирского отделения Российской Академии наук, а подразделения ИНМЕРО вошли в состав проектных и научно-исследовательских институтов Госстроя СССР. В настоящее время Якутский Институт мерзлотоведения СО РАН носит имя первого директора академика П.И.Мельникова (1908-1994).

В 60-80-е годы прошедшего столетия проводились обширные мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геокриологические исследования во всех районах развития криолитозоны Сибири, где велось строительство автомобильных и железных дорог, газо- и нефтепроводов, возводились гидротехнические сооружения на вечной мерзлоте, создавались крупные горно-обогатительные комбинаты и многие другие разномасштабные сооружения государственного или ведомственного значения. Научные результаты, полученные в результате проведения широкомасштабных исследований, нашли отражение в 28-и выпусках «Мерзлотные исследования» МГУ, трудах ученых Института мерзлотоведения СО РАН, десятках научных монографий и статей специалистов самого различного профиля.

В 90-е годы прошедшего столетия по известным причинам произошел резкий спад в проведении полевых геокриологических исследований по всей стране, но накопленный фактический материал, полученный в предыдущий период, позволил ученым-мерзлотоведам его детально проанализировать.

Крупным обобщением геокриологических материалов явились следующие работы: 5-томная монография «Геокриология СССР» (1988-1989) и «Геокриологическая карта СССР» масштаба 1:2 500 000 (1997); вышли в свет шесть томов монографии «Основы геокриологии», подготовленные учеными Московского государственного университета, включающих в себя: «Физико-химические основы геокриологии» (1995); «Литогенетическая геокриология» (1996); «Региональная и историческая геокриология Мира» (1998); «Динамическая геокриология» (2001); «Инженерная геокриология» (1999); и «Геокриологический прогноз и геоэкология» (2002).

Широкий спектр научных и прикладных работ по различным направлениям геокриологии и смежным наукам ведется в региональных отделениях Академии наук: в Институте мерзлотоведения СО РАН им. акад. П.И.Мельникова (г.Якутск) и Институте криосферы Земли СО РАН (г.Тюмень). Нужно отметить, что ни одно более или менее крупное строительство в криолитозоне не начинается без проведения предварительных мерзлотно-гидрогеологических изысканий и составления геокриологического прогноза.

Достигнуты большие успехи в области гидрогеологии мерзлой зоны: разведаны и эксплуатируются крупные месторождения пресных подземных вод, детально исследованы многочисленные талики и наледи, широко используются разработанные в последнее время методы защиты инженерных сооружений от негативного влияния различных криогенных процессов (в первую очередь наледеобразование и термокарст). Значительные площади территории распространения многолетнемерзлых толщ покрыты мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемкой среднего масштаба. Крупным достижением гидрогеологической науки является многотомное издание «Гидрогеология СССР», законченное к началу 80-х годов, в котором отражены результаты региональных исследований криолитозоны.

В конце 60-х годов началось плодотворное международное сотрудничество мерзлотоведов, которое выразилось в обмене опытом исследований и результатами работ на научных конференциях. Первая из них была проведена в 1963 г. (США, Лафейт), но тогда в ней участвовало всего несколько ученых из Советского Союза. Большое количество участников собрала II Международная конференция по мерзлотоведению (МКМ) в 1973 г. (г. Якутск), которая положила начало кооперации ученых в этой области. На ней было представлено более 250 докладов ученых из всех северных стран. На этой конференции с инициативой создания международной ассоциации по мерзлотоведению (МАМ) выступил директор Института мерзлотоведения СО АН СССР П.И.Мельников. В 1985 г. Павел Иванович стал ее первым президентом. Под эгидой МАМ международные конференции стали проводиться регулярно раз в 5 лет; в 2008 г., на Аляске состоялась IX МКМ.

Кроме зарубежных конференций российские ученые имеют возможность ежегодно выступать с новыми результатами исследований на федеральном и региональном уровне.

Таким образом, во второй половине прошедшего столетия геокриология стала общепризнанной быстро развивающейся наукой.

Начало XXI века ознаменовалось новым импульсом развития геокриологических исследований, проводимых в нефтегазовом комплексе, при строитель-

стве горнорудных комбинатов, магистральных автомобильных и железных дорог, а также в связи с требованиями охраны природной среды.

1.3. Структура современной геокриологии и ее связь с другими науками

Геокриология – наука геологического цикла, она связана со многими разделами геологии: литологией, гидрогеологией, тектоникой, четвертичной геологией, геофизикой и пр. В то же время мерзлая зона литосферы формировалась при определенных физико-географических условиях, существующих на поверхности Земли, поэтому геокриология должна использовать достижения метеорологии, гидрологии, океанологии, гляциологии и др. наук географического профиля.

Практические направления геокриологии связаны с запросами промышленного и гражданского строительства, вследствие чего она использует методы технических и физико-математических наук.

В настоящее время развитие геокриологии осуществляется по следующим основным направлениям:

- Физика, химия и механика мерзлых пород;
- Динамическая геокриология;
- Литогенетическая геокриология (или криолитология);
- Региональная и историческая геокриология;
- Инженерная геокриология;
- Геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны;
- Планетарная криология.

Физика, химия и механика мерзлых пород. Задачей этого направления является изучение закономерностей протекания физико-химических, механических и теплофизических процессов в мерзлых, промерзающих и оттаивающих горных породах. Физика, химия и механика мерзлых пород в целом является важнейшей теоретической базой для всех других направлений.

Динамическая геокриология изучает тепловое состояние Земли и факторы, влияющие на его изменение. Прямой задачей динамической геокриологии является рассмотрение процессов, приводящих к формированию сезонно- и многолетнемерзлых пород. Разработка термодинамических и теплофизических основ формирования мерзлых толщ базируется на изучении теплообмена в системе «атмосфера – литосфера», радиационного и водно-теплового балансов, температурного режима и фазовых переходов влаги, содержащейся в горных породах. Другой важной частью динамической геокриологии является изучение и прогнозирование мерзлотно-геологических (геокриологических) процессов, выявляемых при региональных исследованиях.

Литогенетическая геокриология (криолитология) выявляет общие и частные закономерности формирования структурно-текстурных особенностей и строения мерзлых осадочных пород и льдов, их минералогического и химического состава. Важная роль при этом отводится учению о фациях. Понятие «фация» введено в геологию А.Гресли в 1838 г., наиболее полно отразил сущность понятия фации Д.В.Наливкин (1956). В геокриологии автором мерзлотного фациального анализа является, в первую очередь, Евгений Маркович Катарасонов. Основные задачи этого научного направления: исследование вещественного состава и структурно-текстурных особенностей мерзлых пород и льдов; выявление на основе мерзлотно-фациального анализа особенностей и закономерностей формирования различных генетических типов мерзлых отложений.

Региональная и историческая геокриология изучает зональные и региональные закономерности формирования и распространения мерзлых пород; особенности их распространения по площади и в разрезе; криогенное строение, мощность и температурный режим мерзлых толщ и подземных льдов; влияние на их образование многолетних колебаний климата, ландшафтно-геоморфологических и геологических условий; развитие и существование геологических процессов и явлений. Изучение взаимодействия мерзлых толщ с подземными водами, различными флюидами и газогидратами – также одна из основных задач, решаемых региональной геокриологией. Наряду с криолитологами специалисты рассматриваемого направления занимаются выяснением истории возникновения и развития мерзлых толщ в отдельном регионе и на всей планете в целом.

Инженерная геокриология представляет собой раздел практической геокриологии, она занята инженерно-геологическим обеспечением проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне; разрабатывает наиболее надежные и экономически выгодные решения при хозяйственном освоении территории. Вопросы теплофизического и механического взаимодействия инженерных сооружений с мерзлыми, промерзающими и протаивающими грунтами решаются на основе разработок инженерной теплофизики и механики грунтов.

Геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны. Задачами этого направления являются выяснение характера взаимодействия объектов строительства и мерзлых пород, устойчивости компонентов природной среды к влиянию изменяющихся естественных и антропогенных факторов. В настоящее время геокриологический прогноз является обязательной составной частью исследований мерзлых пород для целей строительства, поскольку фазовые переходы воды в грунтах резко меняют их физико-механические свойства.

Усиливающиеся техногенные нагрузки на природную среду ведут к существенному негативному изменению геокриосистем. Криолитозона очень уязвима в экологическом отношении, а восстановление природных ландшафтов в условиях Севера происходит весьма медленно. Последствия антропогенного воздействия на криолитозону в ряде случаев имеют слабо предсказуемый и трудно контролируемый характер, поэтому требуют безотлагательного решения сложных экологических задач.

Криология планет – одно из самых молодых направлений геокриологии, оно зиждется на достижениях астрономии и космонавтики. Познание закономерностей развития криогенных оболочек планет солнечной системы, состоящих не только из водного, но и углекислотного и метанового льда, облегчит человеку познание криогенной оболочки Земли.

2. Криогенные периоды в истории Земли и причина их появления

2.1. Ранние этапы развития планеты

Земля в период своего зарождения представляла собой железо-каменное космическое тело, сформировавшееся из газопылевого облака Вселенной.

Впоследствии планета начинает разогреваться за счет процессов литогенеза, уплотнения и распада радиоактивных элементов, появляется расплавленное ядро, происходит дегазация недр, за счет чего начинает формироваться атмосфера. Первоначально атмосфера была сильно разреженной и состояла преимущественно из углекислого газа и водяного пара. Температура поверхности Земли за период формирования атмосферы изменялась от низких отрицательных значений (минус 30-50) до высоких положительных – 40-60°C, а, возможно, и выше (по Ершову, 2002). Повышение температуры происходило за счет выделения глубинного тепла и в результате действия «парникового эффекта», обусловленного высоким содержанием в атмосфере углекислого газа.

Однако, согласно существующим гипотезам, в позднем архее, примерно 2,5 млрд.л.н., тепловой поток из недр к поверхности Земли снизился в несколько раз; постепенно уменьшалась и эффективность «парникового эффекта» (образование карбонатов связано с поглощением углекислого газа). Эти причины привели к понижению глобальной температуры поверхности Земли, которая на рубеже архея и протерозоя могла составлять 20-30°C.

В послепермскую историю, начиная с 2.5-2.0 млрд.л.н., термический режим поверхности Земли определялся оптимальным расстоянием ее от Солнца. «С этим связано значение средней глобальной температуры поверхности Земли около +15°C, что обеспечивало на планете в свою очередь стабильное существование гидросферы и атмосферы» (Ершов, 2002, стр.435).

В протерозое на планете сформировалась зрелая континентальная кора. Форма континентов во времени постоянно менялась за счет плитной тектоники. Появление и распад суперконтинентов – Пангея, Лавразия, Гондвана и др., т. е. меняющееся во времени и пространстве положение отдельных участков суши и целых континентов, оказывало существенное влияние на формирование климата планеты.

За время с начала протерозоя Земля неоднократно переживала глобальные похолодания, приводящие к глубокому промерзанию верхних горизонтов литосферы и развитию покровных оледенений. Основным доказательством существования на Земле холодного климата в докайнозойское время являются следы древних покровных оледенений – **тиллиты** и **экзарационные** формы рельефа. Тиллиты (от англ. **Till** – валунная глина) – древние ледниковые несортированные отложения (морены), подвергшиеся уплотнению, иногда метаморфизму. Экзарация – эродирующее действие движущегося льда на горные породы (по Чувардинскому В.Г. (1998) влияние экзарации сильно преувеличено). Наличие крупных континентальных оледенений свидетельствует о более масштабных, по сравнению с современными, процессах промерзания земной

коры. На основе определения абсолютного возраста тиллитов выделяются следующие криогенные эры (по Ершову, 2002): раннепротерозойская (2.5–2.0 млрд. л. н.), позднепротерозойская (900–630 млн. л. н.), палеозойская (460–230 млн. л. н.) и кайнозойская (25 млн. л. н. – наше время). В пределах ледниковых эр выделяются криогенные периоды.

2.2. Основные этапы истории развития криолитозоны в позднем кайнозое

Кайнозойская эра, наступившая после теплой мезозойской, характеризуется постепенным похолоданием климата. Самое теплое время было, вероятно, в эоцене, после чего температура поверхности планеты начинает понижаться. Направленное похолодание, приведшее к образованию, развитию и существованию современных криогенных условий, началось еще в миоцене (26.4–5.5 млн. л. н.). В это время формируется ледовый покров Антарктиды, достигший максимальных размеров к концу периода. Его размеры, по оценкам ученых, превышали современные почти в два раза.

Во второй половине миоцена появились мерзлые породы и в северном полушарии. По мнению М.К. Гавриловой (1988), на территории Якутии сезонное промерзание грунтов началось 10–12 млн. лет назад. Во второй половине плиоцена происходит значительная перестройка климата на северо-востоке Азии. В это время усиливается тренд к похолоданию и фиксируется первая волна многолетней мерзлоты (Величко, 1999; Величко и др., 1998). В дочетвертичное время оледенению подвергаются Гренландия, горные массивы Америки и Евразии. На равнинах наиболее древние мерзлые породы, сохранившиеся до настоящего времени, отмечены на Чукотском полуострове.

Наиболее сложные климатические изменения произошли в плейстоцене. Следы многолетнего промерзания горных пород в раннем плейстоцене обнаружены в Западной Сибири, на севере Якутии, в Монголии, Европе, Северной Америке и пр. Направленное общее похолодание климата происходило при значительном увеличении площади суши за счет снижения уровня Мирового океана, вызванного и тектоническими причинами, и консервацией воды в ледниках суши. На фоне общего похолодания в плейстоцене наблюдались как наиболее холодные периоды – **криохроны**, так и сменяющие их теплые эпохи – **термохроны**. В соответствии с колебанием климата происходило нарастание мощности мерзлоты и площади ее развития (**аградация**), либо наблюдался обратный процесс (**деградация**). На приморских низменностях Северо-Востока России, возможно, и на севере Якутии потепление климата приводило только к частичной деградации «мерзлоты». В более южных районах в периоды термохронов мерзлые толщи полностью протаивали.

Похолодание климата сопровождалось покровным оледенением суши. Однако, для интенсивного роста ледников помимо низких отрицательных температур необходимо наличие атмосферных осадков. Поэтому в наиболее холодные эпохи, когда морские бассейны на значительной площади покрывались ледяным панцирем, величина испарения с водной поверхности в субполярных широтах резко снижалась и, вследствие этого, уменьшался приток атмосферных осадков на континенты, и, следовательно, рост ледников прекращался. Первые, достоверно (?) определенные признаки оледенения – **окского** (*шайтанского* в Западной Сибири), относятся к концу раннего плейстоцена. Наиболее широкое распространение ледниковые покровы на территории современной России получили в период среднего плейстоцена, так называемое **днепровское оледенение** Русской платформы. В Европе ледник двигался со Скандинавских гор и максимально продвинулся на юг по долине Днепра. В Западной Сибири его аналогом считается *самаровское* оледенение. Следы ледника обнаруживаются в районе г.Ханты-Мансийска (д.Самарово). Однако, далеко не все исследователи согласны с такой реконструкцией. И.Л.Кузин, например, вообще отрицает наличие покровных оледенений в Западной Сибири и на значительной части Русской платформы (2005). Свои выводы он подкрепляет богатым фактическим материалом полевых исследований. Завершился средний плейстоцен **московским** (*тазовским* в Сибири) оледенением, которое следовало за максимальным днепровским после относительно теплого **рославльского** (*ширтинского*) периода.

В начале позднего плейстоцена климат был теплым и влажным – **микулинское** (*казанцевское*) время, поэтому на большей части суши северного полушария произошло полное оттаивание многолетнемерзлых пород и исчезновение ледников.

Примерно 60-70 тыс. лет назад начался новый криогенный период – **валдайский** (*зырянский*), внутри которого выделяется относительно теплое **брянское** (*каргинское*) время. Наибольшее похолодание климата произошло в конце позднего плейстоцена (*сартанское* время), в период 30-10 тыс. л.н. В северном полушарии оно сопровождалось регрессией моря и его «оледенением» (по Романовскому, 1983). Уровень Мирового океана по оценкам различных исследователей понизился от 60 до 130 и более метров (по отношению к современному). В Сибири температура воздуха была ниже современной на 7-8°. Размеры ледников, как в Европе, так и Азии, были относительно невелики, в то время как многолетнемерзлые толщи формировались на огромных пространствах.

Начало голоцена (12-10 тыс. лет назад) связано с быстрым разрушением

оледенения моря и суши, отступанием южной границы многолетнемерзлых пород далеко на север. Наибольшее протаивание мерзлых толщ с поверхности наблюдалось в период **голоценового климатического оптимума**, примерно 8-4 тыс. лет назад. В середине голоцена во всем северном полушарии отмечалось повышение среднегодовой температуры воздуха на 1,2°C по сравнению с концом XIX века (Антропогенные изменения..., 1987). На севере Западной Сибири мощные мерзлые плейстоценовые толщи не успели полностью оттаять за довольно короткий период, и поэтому в настоящее время в центральных районах региона реликтовая мерзлота вскрывается скважинами на различных глубинах, обычно от 100 до 300 м.

Примерно 4-5 тыс. лет назад началось последнее масштабное похолодание и новообразование мерзлоты. На севере, где мощность протаявшего слоя за период голоценового оптимума была невелика, произошло смыкание молодых мерзлых толщ с древними плейстоценовыми, а на более южных участках образовалась двухслойная мерзлота.

Значительные колебания климата происходили и в исторический период времени. В течение последнего тысячелетия наблюдались периоды значительных потеплений: в средневековье (1050-1330 гг.) и в настоящее время (с 1840 г.). После средневекового потепления, которое оценивается в 0,3°C по сравнению с концом XIX в., следует длительный промежуток похолодания, известный как «**малый ледниковый период**» (1350-1840 гг.). Тогда температура воздуха понизилась примерно на 0,5-0,6° ниже средней многолетней, рассчитанной по данным инструментальных наблюдений. Следует отметить, что на приморских равнинах и внутри континентов, периоды колебаний климата значительно отличались между собой.

2.3. Причины становления ледниково-криогенных периодов

В истории планеты изменения климата происходили с различными циклами продолжительностью от сотен миллионов до тысяч и менее лет. Среди глобальных факторов можно назвать внешние: космические и планетарные. Космические факторы оказывают влияние на всю солнечную систему в целом и Землю в частности. К ним в первую очередь относится изменение положения Солнечной системы в мировом пространстве. Считается установленным, что движение Солнца вокруг центра галактики происходит с периодом около 200 млн. лет (от 176 до 215 по различным оценкам). При своем орбитальном движении Солнечная система пересекает потоки струйного вещества, имеющие повышенную плотность материи. Воздействие космической массы на Землю является причиной крупных геологических и климатических изменений на ней. Именно поэтому существование и распад суперконтинентов (Пангея, Гондвана,

Лавразия) соответствует этому периоду.

Внутри галактического года отмечается цикличность с периодом от 30 до 70 млн лет, которая может отвечать сезонам «года». С циклами галактического года хорошо коррелируется хронология ледниковых событий. Существуют и более короткие периоды, обусловленные прохождением Солнечной системой определенных участков Мирового пространства.

В соответствии с выделенными циклами внутри ледниковых эр (см. выше) выделяются криогенные периоды с меньшей продолжительностью. Например, в позднепротерозойской эре (Ершов, 2002): конголезский (900-800 млн. л.н.), стертский (750-720 млн.л.н.) и лапландский (670-630 млн. л. н.); в палеозойской: позднеордовикский-раннесилурийский (460-420 млн.л.н.), позднедевонский (370-355 млн.л.н.) и карбон-пермский (350-230 млн.л.н.). Движение материков накладывало свой отпечаток на развитие оледенений (похолоданий) той или иной части Земного шара.

В кайнозойской эре начался новый ледниково-криогенный период. Еще в середине палеогена (эоцен) на Земле было очень тепло и тогдашний климат можно сравнить с мезозойским – периодом расцвета динозавров. Но уже с конца палеогена отмечается устойчивый тренд к похолоданию. Наиболее холодные времена наступили в плиоцене и особенно в плейстоцене. Установлено, что на общем фоне снижения температуры периодически наступали более теплые и более холодные эпохи.

Чем обусловлены эти изменения климата? Причин, вероятно, много и не все они установлены. Среднепериодные колебания связаны, по-видимому, с особенностями орбитального движения Земли вокруг Солнца. Сербский ученый Милутин Миланкович объяснил длительные периоды потеплений и похолоданий климата Земли изменениями приходящей солнечной радиации вследствие вариации характеристик параметров земной орбиты, а именно: *эксцентриситета орбиты, наклона земной оси к плоскости эклиптики и прецессии земной оси вращения*. Теория была предложена в 30-х годах прошедшего столетия и получила подтверждение в результате изотопно-кислородных измерений в колонках глубоководных морских осадков.

Самый короткий период колебаний из названных элементов имеет прецессия (предварение равноденствий). Прецессия земной оси приводит к взаимному изменению положения точек зимнего и летнего солнцестояния относительно перигелия орбиты. Собственный период этого колебания составляет около 26 тыс. лет, но из-за возмущающего действия планет повторяемость взаимного положения перигелия орбиты и точки зимнего солнцестояния происходит через 21 тыс. лет (Климатология, 1989). В результате прецессии Земная ось описывает в пространстве конус с углом при вершине около 47 градусов (конический

волчок). При этом движении оси ее наклон к плоскости орбиты не меняется (рис. 2.1).

Если сейчас северный полюс Мира находится около Полярной звезды в созвездии Малой медведицы, то через полупериод он будет находиться вблизи одной из ярчайших звезд северного полушария – Вега (созвездие Лиры). В настоящее время перигелий (ближайшее расстояние до Солнца) в северном полушарии приходится на зиму, а в южном – на лето. Поэтому у нас сейчас более теплая и короткая зима и относительно длинное и прохладное лето по сравнению с южным полушарием. Продолжительность сезона определяется тем, что в перигелии скорость движения планеты выше, чем в афелии (вспомним законы Кеплера). Примерно через 12 тыс. лет полушария поменяются местами. В целом же на климат всей Земли явление прецессии (без учета других факторов) не влияет.

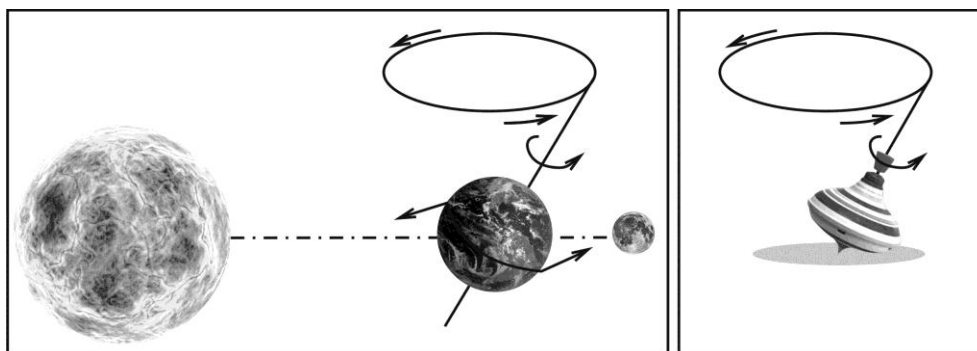


Рис.2.1. Прецессия Земной оси.

Более длительный (41 тыс. лет) и более значимый для климата является период колебаний угла наклона земной оси к нормали плоскости эклиптики, который составляет в среднем около 23.5° , изменяясь от $22,07^{\circ}$ до $24,6^{\circ}$ (Климатология, 1989). Это значит, что широта тропиков и полярных кругов колеблются в пределах 2.5° , или в зоне шириной почти 300 км.

Одним из важнейших элементов, влияющих на формирования климата Земли, является эксцентриситет орбиты. Он определяет вытянутость эллиптической орбиты и находится из соотношения:

$$e^2 = 1 - \frac{b^2}{a^2},$$

(2.1)

где a и b – соответственно большая и малая полуоси эллипса.

Изменение эксцентриситета приводит к изменению расстояния между планетой и Солнцем, а, следовательно, и приходу лучистой энергии к земной по-

верхности. На Землю поступает 1.37 кВт/м^2 энергии, когда она находится на среднем от него расстоянии. Эта величина называется *солнечной постоянной* (I_0). При любом другом расстоянии поток энергии от Солнца определяется соотношением

$$I = I_0 \frac{r_0^2}{r^2}, \quad (2.2)$$

r и r_0 – соответственно, текущее и среднее расстояние между Солнцем и Землей. Это расстояние в перигелии равно $r_n = r_0(1 - e)$, а в афелии – $r_a = r_0(1 + e)$. Используя выражения 2.1 и 2.2, находим разность потока солнечной энергии, поступающей на единицу площади земной поверхности в крайних точках орбиты:

$$I^* = I_n^* - I_a^* = 4eI_0$$

Таким образом, нетрудно подсчитать, что при существующих изменениях эксцентриситета от 0,0007 до 0,0658 (сейчас он равен 0,017) величина I^* меняется от 7 до 27% солнечной постоянной. При максимальном эксцентриситете в перигелии на Землю поступает на четверть энергии больше, чем в афелии! Периоды колебаний эксцентриситета равны 0,1, 0,425 и 1,2 млн. лет. Если перигелий и точка зимнего солнцестояния совпадают, в северном полушарии будет наблюдаться короткая и теплая зима и долгое прохладное лето; если же с перигелием будет совпадать точка летнего солнцестояния, то в северном полушарии будет наблюдаться жаркое лето и продолжительная холодная зима, а в южном наоборот. В этом проявляется влияние прецессии на климат, т.е. при наложении двух видов колебаний орбитальных параметров. Длительное прохладное и влажное лето является благоприятной предпосылкой для роста ледников в полушарии, где сосредоточена основная часть суши.

Выделяются и более короткие циклы в колебаниях климата (от 1800 до нескольких десятков лет), причину которых следует, вероятно, искать в меняющейся солнечной активности. Важную роль играют и внутренние климатообразующие факторы: состав и подвижность атмосферы, состав и объем гидросферы, особенности распространения суши и океана, состояние криосферы, вулканическая деятельность и пр.

Звенья климатической системы имеют разные физические свойства. Например, в гидросфере, 97,2% объема которой сосредоточено в Мировом океане, находится $1.43 \cdot 10^{21}$ кг массы воды, Это в 275 раз больше массы атмосферы. Вследствие высокой теплоемкости воды, Мировой океан является хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла. Различные океанические течения распределяют огромные тепловые потоки по земному

шару. Классический пример: влияние теплого течения Гольфстрим на климат северной части Европы.

Важным звеном климатической системы является *криосфера*, включающая в себя на поверхности Земли ледники, снежный покров и морские льды. Она в настоящее время занимает около 25% территории суши или 10% поверхности Земли (59 млн. км²). Основная масса льда приходится на Антарктиду. Площадь антарктического льда составляет 90% площади всех ледников. На Арктику приходится 8% площади ледников и на горные районы континентов – 2% (Климатология, 1989). Большие пространства на земном шаре занимают морские льды, развитые преимущественно в приполярных широтах. Их площадь составляет в среднем 26 млн. км². Площадь полей морского льда испытывает колебания не только по сезонам года, но и на протяжении ряда лет. Увеличение плановых размеров ледников и площадей, занятых снежным покровом, в эпохи похолоданий сказывается на еще большее понижение температуры приповерхностных слоев атмосферы в силу высокой отражательной способности поверхности (высокое альбедо).

Некоторые эпохи похолоданий ряд исследователей связывают с вулканической деятельностью. Так, например, ко времени «малого ледникового периода» относятся повышенной мощности слои кислых продуктов извержений в недрах ледников. Самый большой уровень осадений фиксировался с 1260 по 1470 и с 1570 по 1670 годы. Между тем вулканы играют двоякую роль в изменении климата. В первые годы после крупных извержений повышается запыленность атмосферы, в результате чего поток солнечной радиации ослабевает. Поскольку вулканы наряду с твердыми продуктами выбрасывают в атмосферу большие объемы газов, в значительной степени двуокись углерода, и водяной пар, создаются предпосылки для возникновения парникового эффекта. В конечном итоге вулканическая деятельность приводит к повышению температуры поверхности Земли. Первейшую роль в формировании климата вулканы играли на ранних этапах развития Земли. Можно предполагать, что в исторический период времени влияние вулканической деятельности на климат могло прослеживаться в течение нескольких десятков и даже сотен лет.

Взаимодействие всех звеньев климатической системы весьма многообразно и далеко еще не изучено. Многие климатические циклы различной продолжительности выделяются на основе фактических материалов исследований, но далеко не всегда установлена причина этих колебаний.

3. Термодинамические и климатические условия формирования мерзлых толщ

3.1 Энергетический баланс Земли

Мерзлые породы возникли и существуют только при температуре, которая ниже температуры замерзания влаги. Температура любой среды является функцией ее теплового содержания, определяемого внутренними и внешними факторами.

К внутренним источникам энергии Земли можно условно отнести энергию (Дж/год), выделяемую при: 1) ядерных реакциях (10^{21}); 2) гравитационных процессах внутри Земли (10^{20}); 3) изменение скорости вращения Земли (10^{20}); 4) экзотермических реакциях (Ершов, 2002). Под влиянием внутренних источников недр Земли разогрелись, и в настоящее время их температура на глубине нижней мантии (2-3 тыс. км) ориентировочно равна 4000°C (Общее мерзлото-ведение, 1974). Вследствие теплообмена с окружающим космическим пространством Земля теряет около $0,8 \cdot 10^{21}$ Дж/год. Поэтому по направлению к поверхности температура Земли понижается, образуя градиентное поле температур, а приповерхностный слой оказывается наиболее холодной оболочкой планеты.

Внешним источником тепла служит поступающая на поверхность Земли солнечная радиация (лучистая энергия), величина которой составляет порядка 10^{25} Дж/год или в среднем $1,37 \text{ кВт/м}^2$ (I_0). К внешним источникам относятся также: лучистая энергия звезд, энергия падающих на Землю метеоритов, энергия гравитационного воздействия Луны и Солнца, но все они очень малы по

сравнению с солнечной радиацией, в то же время внешние энергетические источники в десятки тысяч раз мощнее внутренних.

Количество приходящей на единицу поверхности Земли энергии зависит от угла падения лучей. Истинное значение прямой солнечной радиации:

$$I = I_0 \cdot \cos \alpha,$$

где α – угол между направлением потока лучей и нормалью к площадке.

Угол α минимален в экваториальной плоскости и максимален в области полюсов, поэтому с увеличением широты местности количество прямой солнечной радиации на единицу площади уменьшается. Вследствие вращения Земли вокруг собственной оси и ее движения вокруг Солнца количество солнечной энергии, приходящей к единичной площадке на поверхности Земли, имеет четко выраженный суточный и годовой ход, а также, как было показано в предыдущей главе, вследствие многолетних и многовековых вариаций элементов орбиты, и многовековой ход.

Что происходит с поступающей к Земле солнечной радиацией? Нужно иметь в виду, что планета имеет мощную атмосферу и гидросферу, а в полярных широтах сосредоточены огромные массивы льда – эти и другие факторы существенным образом влияют на формирование климата континентов. В общем же случае поступающая к поверхности Земли солнечная радиация (**инсоляция**), охватывающая спектральный интервал от 0,1 до 4 мкм, проходя на пути к земной поверхности толстый слой атмосферы, значительно ослабевает. Водяной пар и углекислый газ поглощают примерно 3,8% величины *солнечной постоянной* (в инфракрасной области). (В качестве стандартного значения солнечной постоянной I_0 Международной комиссией по радиации принята величина 1,37 кВт/м²; полная мощность солнечного излучения, называемого светилем Солнца, равна $3,9 \cdot 10^{23}$ кВт). Ультрафиолетовая часть спектра (около 8% всей радиации) почти полностью поглощается озоновым слоем. Значительная часть лучистой энергии отражается облаками в мировое пространство и рассеивается атмосферой. Таким образом земной поверхности достигает лишь часть радиации, которая складывается из **прямой** ($Q_{пр}$) и **рассеянной** (Q_r), вместе – **суммарная радиация** ($Q_{сум}$).

При безоблачном небе поток солнечной радиации ослабляется атмосферой в среднем на 20%, а облачность ослабляет его еще на 20-30%. Годовая сумма радиации на земном шаре меняется от значений несколько меньших 2400 МДж/м² до значений, превышающих 8000 МДж/м². Наибольшие значения инсоляции характерны для тропических и субтропических пустынь.

Часть поступающей к поверхности Земли суммарной радиации ($Q_{пр}+Q_r$) отражается от нее, а оставшаяся часть поглощается. Отношение отраженной

части радиации ко всей поступившей, представляет собой **альbedo** (A) поверхности. Для различных участков земной поверхности значения альbedo меняется в широких пределах (табл. 3.1).

Таблица 3.1.

Альbedo естественных поверхностей (по И.М.Будыко)

Вид поверхности	Альbedo	Вид поверхности	Альbedo
Свежий сухой снег	0.85 – 0.95	Темная почва	0.05 – 0.15
Чистый влажный снег	0.60 – 0.70	Светлые песчаные почвы	0.35 – 0.40
Загрязненный снег	0.40 – 0.50	Луга	0.15 – 0.25
Морской лед	0.30 – 0.40	Тундра	0.15 – 0.20

Альbedo водной поверхности определяется углом падения на нее солнечных лучей. При положении Солнца в зените альbedo спокойного моря для прямой радиации составляет 0.02, а при низком солнце возрастает до 0.35. Альbedo возрастает и при волнении. Для рассеянной радиации альbedo меняется в узких пределах – от 0.05 до 0.11. В среднем для суммарной радиации альbedo воды равно 0.05-0.15.

Подстилающая поверхность, получая коротковолновую радиацию, нагревается и сама излучает энергию в инфракрасном спектре ($\lambda > 4$ мкм). Лучистый поток тепла с подстилающей поверхности (рассматривается как серое тело) может быть определен на основе закона Кирхгофа:

$$I_{\text{из}} = \delta \sigma T^4,$$

где: T – температура поверхности в абсолютной шкале; δ – постоянная Стефана–Больцмана, равная $5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м² К⁴; σ – относительный коэффициент излучения, равный в среднем 0.95 (от 0.893 – вода, до 0.995 снег). Поток теплового излучения значительно меньше потока солнечной радиации, но сравним с потоком суммарной радиации, поступающей на поверхность Земли.

В свою очередь нагретый от земли воздух атмосферы также излучает тепло, часть которого направлена к подстилающей поверхности. Это так называемое *противоизлучение* атмосферы ($I_{\text{ат}}$), или *встречное излучение*. Следовательно, потеря тепла поверхностью определяется разностью излучаемого ($I_{\text{из}}$) и поглощаемого из атмосферы ($I_{\text{а}}$) потоков тепла. Разность между $I_{\text{из}}$ и $I_{\text{а}}$ в климатологии именуется как *длинноволновое эффективное излучение* поверхности Земли ($I_{\text{эф}} = I_{\text{из}} - I_{\text{а}}$), или – **эффективное излучение**.

Разность между приходом и расходом энергии, или разность между поглощаемой суммарной коротковолновой радиацией и длинноволновым эффективным излучением Земли называется **радиационным балансом** подстила-

ющей поверхности:

$$R = (Q_{пр} + Q_{р}) (1 - A) - I_{эф} , \quad (3.1)$$

Годовые суммы радиационного баланса изменяются от 200 МДж/м² в Антарктиде до 3700 – 4000 в тропических широтах; в тундре и лесотундре – от 400 до 800, в тайге – 800-1000, в смешанных лесах умеренных широт – 1200-1400 МДж/м².

А как распределяются значения радиационного баланса в различные времена года? В январе в полярных и умеренных широтах северного полушария наблюдается отрицательный радиационный баланс, изменяющийся от -40 до -90 МДж/м² за месяц; в тропических широтах он положительный и составляет 120-2000 МДж/м². Летом радиационный баланс положителен над всем летним полушарием и колеблется, примерно, от 200 – в полярных широтах, до 350 МДж/м² – в тропиках. При положительном радиационном балансе поверхность Земли нагревается, при отрицательном – охлаждается.

Перераспределение тепла в атмосфере происходит не только вследствие радиационных процессов, но и в результате конвективного теплообмена. *Конвективный*, или *турбулентный* теплообмен связан с движением воздушных масс. Если земная поверхность теплее воздуха, последний нагревается и наоборот. Кроме того, в процессе конвективного теплообмена значительное количество тепла затрачивается на испарение воды с земной поверхности или выделяется при ее конденсации в атмосфере

В процессе лучистого теплообмена температура подстилающей поверхности изменяется, что в соответствии с законом сохранения энергии приводит к изменению физических процессов, под действием которых происходит теплообмен между звеньями системы атмосфера – поверхность – литосфера. Уравнение баланса энергии на поверхности Земли, называемое **уравнение теплового баланса**, имеет вид:

$$R = P + LE + Vc , \quad (3.2)$$

где P – турбулентный теплообмен; LE – затраты тепла на испарение (E – величина испарения, L – теплота испарения воды); Vc – теплообмен в верхнем слое земной коры.

Величина Vc – есть сумма затрат тепла на нагревание (охлаждение) земной оболочки – Vн и на таяние льда или снега, Vт:

$$Vc = Vн + Vт$$

Затраты тепла на таяние снега и льда иногда сопоставимы с основными составляющими теплового баланса, например, в районах Арктики.

Согласно закону сохранения энергии имеем уравнение радиационно-

теплового баланса:

$$(Q_{пр} + Q_p) (1 - A) - I_{эф} = P + LE + Vc, \quad (3.3)$$

в котором группировка членов производится не по принадлежности их к приходной или расходной составляющей, а по способу теплообмена: в одну часть записываются составляющие лучистого теплообмена, в другую – составляющие с кондуктивным и конвективным механизмом переноса тепла.

Все члены радиационно-теплового баланса являются интегральными характеристиками. Они представляют собой количество энергии, поступившей к поверхности или ушедшей от нее за определенный промежуток времени. В разное время года эти характеристики меняются. Так, например, величина годовых теплооборотов в грунте близка нулю, а за отдельные периоды соизмерима с другими членами баланса.

К поверхности поступает также тепло из недр Земли, но величина его по сравнению с остальными составляющими весьма мала и, как правило, не учитывается.

Зональное распределение радиационного баланса системы «Земля – атмосфера» определяется широтой местности, т.е. длительностью сияния Солнца и высотой его стояния над горизонтом (табл. 3.2).

Анализ таблицы показывает, во-первых, что годовой радиационный баланс везде положителен и, во-вторых, – затраты тепла на испарение с поверхности и турбулентный поток тепла между поверхностью Земли и атмосферой составляют основную расходную часть теплового баланса.

Таблица 3.2.

Составляющие теплового баланса земной поверхности на открытых участках, КДж/см² (по М.К. Гавриловой)

Районы	Компоненты теплового баланса				
	R	LE	P	Vн	Vт
	Лето				
Воркута	46.0	18.4	20.9	6.7	-
Север Западной Сибири	58.6	28.1	23.4	7.1	-
Якутск	88.7	25.5	57.8	5.4	-
	Зима				
Воркута	-6.7	0.0	0.8	-8.8	1.3
Север Западной Сибири	-19.2	5.0	-14.2	-10.0	0.0
Якутск	-7.9	2.1	-0.8	-9.6	0.4
	Год				
Воркута	39.3	18.4	21.7	-2.1	1.3
Север Западной Сибири	39.4	33.1	9.2	-2.9	0.0

бири Якутск	80.8	27.6	57.0	-4.2	0.4
----------------	------	------	------	------	-----

3.2 Температурное поле горных пород

Температура массива горных пород определяется главным образом температурой поверхности; с глубиной возрастает роль потока тепла из недр Земли. Процесс теплопередачи в горных породах может осуществляться с помощью *излучения, конвекции и кондукции*.

Тепловое излучение, как уже отмечалось выше, находится в степенной зависимости от температуры нагретого тела. В горных породах доля тепла, передаваемого излучением, обычно не превышает нескольких процентов от величины теплового потока.

Конвективный теплоперенос осуществляется подвижным теплоносителем, перемещающимся в горных породах (жидкость, водяной пар, газ). В общем случае доля тепла, переносимого за счет конвекции, невелика, но иногда, например, при интенсивной фильтрации воды в сильно трещиноватых или закарстованных породах, она может играть определяющую роль в формировании температурного поля массива. Перенос тепла за счет конвекции определяется плотностью (интенсивностью) потока и его температурой.

Кондуктивный теплоперенос – основной и наиболее существенный механизм переноса тепла в горной породе. При кондукции тепло распространяется в среде вследствие колебания атомов и молекул кристаллической решетки, интенсивность которых растет с повышением температуры.

Основным параметром, характеризующим тепловое состояние пород, является температура. Распределение ее в горных породах называется *температурным полем*. Температура изменяется во времени и пространстве и описывается трехмерной нестационарной функцией $t(x,y,z,\tau)$. Нередки случаи, когда температурное поле изменяется только в направлении одной или двух координат, тогда используют понятия *одномерного* или *двухмерного* температурного поля.

Одномерное температурное поле формируется в слоях горных пород под плоской поверхностью, когда температура на всей площади поверхности одинакова и теплофизические характеристики пород в плане не меняются. В этом случае *изотермы* (линии одинаковых температур в разрезе) параллельны поверхности, а теплопотoki осуществляются по нормали к ней. Одномерными являются также поля с осевой или сферической симметрией (вокруг заглубленных трубопроводов, точечных источников тепла и т.д.).

Двухмерное температурное поле наблюдается тогда, когда изменение температуры по одной из пространственных координат пренебрежительно ма-

ло. Например, в долине реки, русло которой и берега, сложены однотипными породами, а рельеф слабо меняют свой облик на каком-либо отдельном участке. В этом случае поперечные температурные профили, построенные через долину реки в различных местах, будут однотипными.

Трехмерное температурное поле формируется в случаях неоднородных по площади температурных условий на поверхности и (или) теплофизических свойств горных пород, например в условия резко расчлененного складчатого рельефа.

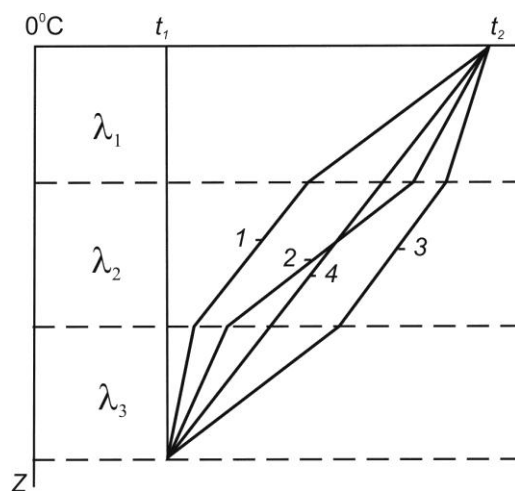
Если температурное поле в каждой точке массива со временем не меняется, то оно называется **стационарным**. При стационарном поле теплотокки имеют постоянную величину. Математически процесс стационарной кондуктивной теплопередачи описывается законом Фурье:

$$q = -\lambda \cdot \text{grad}t,$$

где q – плотность кондуктивной составляющей теплотока; λ – коэффициент теплопроводности среды, численно равный количеству тепловой энергии, проходящей за единицу времени через единицу площади при единичном градиенте температуры $\text{grad}t$. При несоблюдении этих условий, температурное поле будет **нестационарным**. Такие поля характерны для приповерхностных слоев горных пород.

Решение стационарной задачи теплопроводности не вызывает особых трудностей. Оно широко применяется для получения приближенных характеристик процессов промерзания – протаивания. Наиболее простое решение получается в случае одномерного поля, когда температура меняется только по глубине. При этом в зависимости от значений теплопроводности отдельного слоя горных пород, вид температурной кривой будет различным, хотя величина потока в вертикальном направлении не меняется (рис. 3.1).

Отклонение от линейного закона распределения температур в однородном



в теплофизическом отношении слое свидетельствует о нестационарном температурном поле. Нелинейность распределения температур может быть обусловлена конвективными потоками тепла, переносимого флюидами, или наличием внутреннего источника тепла.

Рис. 3.1. Характер температурной кривой в стационарном температурном поле в слоистой геологической среде:

- 1 – $\lambda_1 < \lambda_2 < \lambda_3$;
- 2 – $\lambda_2 < \lambda_1 < \lambda_3$;
- 3 – $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$;
- 4 – $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$.

Для математического описания процесса нестационарной кондуктивной теплопередачи и нахождения температуры во времени и пространстве используют уравнение теплопроводности Фурье, дополненное соответствующими краевыми (начальными, граничными) условиями. При одномерном температурном поле оно имеет вид

$$\text{Соб}(z) \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(z) \frac{\partial t}{\partial z} \right) + f(z),$$

(3.4)

где $f(z)$ – плотность распределения источников тепла; $\text{Соб}(z)$ – объемная теплоемкость среды, численно равная количеству тепловой энергии, необходимой на нагревание на 1°C единицы объема вещества; z – глубина, τ – время; t – температура; λ – теплопроводность среды.

При условии постоянства теплофизических характеристик и при отсутствии источников тепла ($\lambda = \text{const}$; $\text{Соб} = \text{const}$, $f(z) = 0$) уравнение имеет вид:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2},$$

(3.5)

где $a = \lambda / \text{Соб}$ – коэффициент температуропроводности.

В настоящее время уравнение теплопроводности достаточно успешно решается численными методами с помощью современных ЭВМ как для одномерного, так и двухмерного температурных полей.

В природных условиях температурное поле верхних слоев земной коры всегда в той или иной степени является нестационарным. Если тепловой поток из недр Земли изменяется лишь в течение длительного геологического времени, то температура на поверхности меняется в суточном, годовом и многолетнем цикле. Эти изменения имеют ярко выраженную периодичность. Несмотря

на то, что в массиве пород формируется нестационарное температурное поле, оно, тем не менее, через определенные интервалы времени, равные периоду колебаний, повторяется.

Определение периодически установившегося температурного режима является задачей без начальных условий. Напомним, что начальные условия – это распределение температуры в начальный момент при $\tau = 0$. Граничными условиями могут служить температура поверхности почвы ($z=0$) и тепловой поток на какой-то большой ограниченной ($z=H$) или неограниченной ($z=\infty$) глубине.

Температура поверхности почвы периодически меняется по синусоидальному закону:

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

(3.6)

где $t_{\text{ср}}$ – средняя температура поверхности пород, около которой совершаются колебания с периодом T ; A_0 – физическая (равная половине метеорологической) амплитуда колебаний этой температуры за рассматриваемый период (сутки, год и т.д.).

Реальный ход температуры поверхности отличается от правильной синусоиды, особенно для коротких периодов, но если, например, рассматривать годовой цикл и использовать данные среднемесячных (не суточных) температур, то их колебания можно привести почти к правильной синусоиде (рис. 3.2а).

Основными параметрами этой синусоиды будут являться три величины:

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

Температурные колебания на поверхности вызывают колебания температуры в подстилающих породах (рис.3.2б). Максимальная глубина проникновения в толщу пород температурной волны (многолетней, годовой или суточной) называется **глубиной нулевых амплитуд** температуры (многолетних, годовых или суточных). Слой горных пород, лежащий между дневной поверхностью и указанной глубиной, является **слоем** многолетних, годовых или суточных **колебаний температуры**.

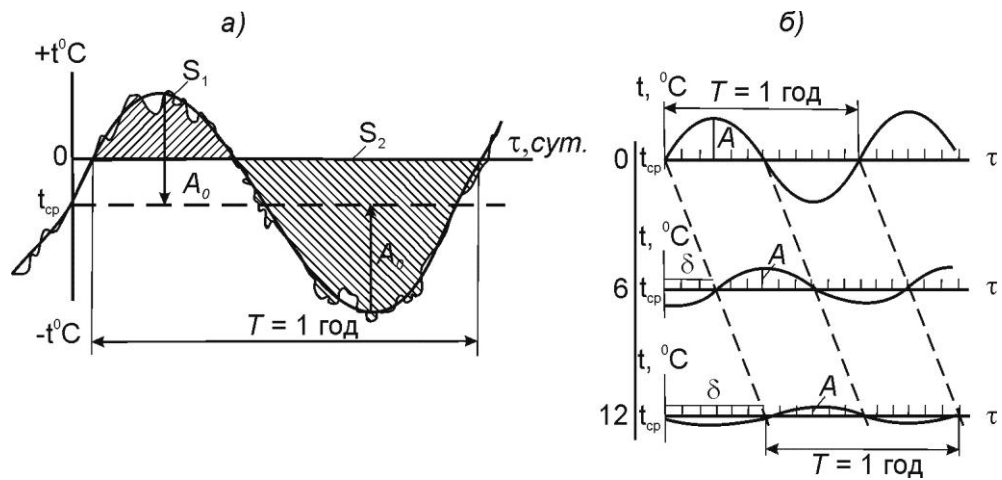


Рис.3.2. Гармонические температурные колебания на поверхности и в подстилающих породах:

- а) приведенные к «идеальной» синусоиде годовые колебания температуры, наблюдаемые на поверхности;
 б) распространение температурных волн в толще горных пород; A_0 – амплитуда колебаний; δ – сдвиг колебаний во времени; S_1 и S_2 – площади температуроградусосуток соответственно в теплый и холодный периоды.

Распространение температурной волны в средах без фазовых переходов описывается законами Фурье, которые являются следствием решения так называемой задачи Фурье. Математическая формулировка задачи выглядит следующим образом:

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

$$t(0, \tau) = t_{cp} + A_0 \sin \frac{2\pi}{T} \tau,$$

где α – коэффициент температуропроводности, равный отношению коэффициента теплопроводности пород λ к их объемной теплоемкости $C_{об}$.

Решением этой задачи является функция

$$t(z, \tau) = t_n + A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi \cdot C_{об}}{\lambda T}}} \cdot \sin \left(\frac{2\pi}{T} \tau - z \sqrt{\frac{\pi \cdot C_{об}}{\lambda T}} \right),$$

(3.7)

которая определяет значение температуры пород на любой глубине z в любой момент времени τ .

Из анализа решений можно сделать следующие выводы:

При периодических колебаниях температуры поверхности в горных породах происходят колебания около той же средней температуры с тем же периодом, что и на поверхности.

Амплитуда колебаний экспоненциально убывает с глубиной:

$$A(z) = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi \cdot C_{об}}{\lambda T}}} = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{aT}}} = A_0 e^{-zk}, \quad (\text{Первый закон Фурье})$$

(3.8)

где $k = \sqrt{\frac{\pi}{aT}}$ – коэффициент затухания. Из этой зависимости следует, что

чем выше теплопроводность пород и меньше их теплоемкость, тем на большую глубину проникают температурные колебания. Если мы построим график изменение температуры по глубине на различные моменты времени, то кривые, ограничивающие максимальные и минимальные значения синусоидальных колебаний температуры, будут являться экспоненциальными кривыми, определяющими характер затухания амплитуды температур с глубиной. Эти кривые называются огибающими температурных колебаний (рис. 3.3).

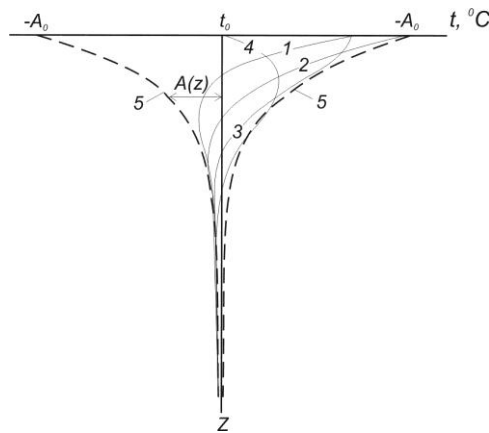


Рис. 3.3. Температурные кривые и их огибающие (Основы..., 2001)

1-4 – распределение температур на момент времени τ , соответственно $1/8, 1/4, 3/8$ и $1/2 T$;

5 – огибающие температурных колебаний; $A_0, A(z)$ – амплитуды колебаний температур на поверхности и на глубине Z .

С глубиной происходит запаздывание экстремальных температур во времени; температурные колебания в породах происходят со сдвигом фаз пропорциональным глубине. Время запаздывания определяется по следующей формуле:

$$\tau(z) = \frac{1}{2} z \sqrt{\frac{TC_{об}}{\pi \lambda}}, \quad (\text{Второй закон Фурье}).$$

(3.9)

Из приведенного выражения следует, что в однородной среде скорость распространения температурной волны постоянна во времени ($v = \frac{z}{\tau} = \text{const}$).

Глубина проникновения температурных колебаний возрастает с увеличением их периода и амплитуды:

$$h = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C_{об}}} \ln \frac{A_0}{Ah}, \quad (\text{Третий закон Фурье}).$$

(3.10)

В практике за максимальную глубину проникновения температурных колебаний принимается такая глубина, на которой амплитуда колебаний A_h становится меньше $0,1^\circ\text{C}$ (точность измерения температуры).

Из выражения (3.10) следует: при равных амплитудах и разных периодах колебаний температуры отношение глубин затухания температурной волны относятся между собой как корень квадратный из отношения периодов колебаний:

$$\frac{h_1}{h_2} = \sqrt{\frac{T_1}{T_2}},$$

(3.11)

Например, если суточные колебания температур в однородных породах (без фазовых переходов) затухают на глубине 1 м, то годовые колебания с той же амплитудой достигнут глубины 19 м ($h_z = 1 \sqrt{\frac{365}{1}} \cong 19$), а вековые в десять

раз глубже.

В реальной природной обстановке годовые колебания температуры отмечаются в слое пород мощностью 10-15 м, а вековые – менее 100 м.

Уравнение Фурье (3.7) позволяет анализировать динамику теплотоков в исследуемой области. При этом важное значение имеет структура теплотока через поверхность, отражающая уровень теплообмена пород с внешней средой. В теплый период года ($t > t_{cp}$) происходит нагревание пород и теплотокки имеют положительный знак, а в холодный ($t < t_{cp}$) – охлаждение, теплотокки меняют свой знак. Количество тепла, приходящее в породу за полупериод нагревания и уходящее из нее за полупериод охлаждения, называется **теплооборотами** в породах. В случае, когда потоки разновелики, происходит изменение среднегодовой температуры пород во времени до тех пор, пока равновесие не установится.

Установившаяся в результате разнопериодных колебаний в горных породах температура дополнительно повышается по глубине слоя в соответствии с геотермическим градиентом g , т.е.

$$t(z) = t_{\text{ср}} + (q/\lambda)z.$$

Геотермический градиент (q/λ) при этом показывает: насколько градусов изменяется температура пород с глубиной на единицу длины за счет потока тепла, идущего из недр Земли. Величина обратная геотермическому градиенту называется **геотермической ступенью**. Она показывает, на каком расстоянии по вертикали температура пород изменяется на 1°C . На континентах, в различных регионах значения геотермических градиентов могут отличаться между собой в десять и более раз, что отражает тектоническую активность территории. Для приближенных подсчетов иногда пользуются значением $3^\circ/100$ м.

3.3. Задача о промерзании и протаивании горных пород

До сих пор рассматривалось температурное поле горных пород без учета затрат тепла на фазовые переходы, т.е. без учета энергоемкого процесса замерзания (таяния) воды (льда). Известно, что на нагревание 1 кг воды на 1°C требуется 4.2 КДж (1 Ккал) тепла, а на таяние такого же количества льда – в 80 раз больше. Поэтому очевидно, что процесс промерзания влагонасыщенных пород должен происходить медленнее, чем сухих. Обратная картина наблюдается при протаивании: сильно льдистые отложения протаивают и нагреваются медленнее слабольдистых. Подвижную границу раздела талых и мерзлых пород называют **фронтом промерзания (протаивания)**. Воздействие на температурное поле фазовых переходов влаги в слое пород (грунтов), совершающихся при отрицательной близкой к нулю температуре, М.И.Сумгин назвал **нулевой завесой**.

Количество тепла $Q_{\text{ф}}$, выделяющегося или поглощаемого при полном промерзании или оттаивании единицы массива горной породы, определяется из выражения:

$$Q_{\text{ф}} = LW_{\text{в}}\gamma_{\text{ск}},$$

где $L=334$ кДж/кг – удельная теплота фазового перехода воды в лед и наоборот; $W_{\text{в}}$ – весовая влажность (льдистость); $\gamma_{\text{ск}}$ – плотность (объемная масса) скелета, $\text{кг}/\text{м}^3$.

В 1889 г. австрийский математик Йозеф Стефан получил трансцендентное уравнение для определения движения границы раздела фаз в среде с постоянной начальной температурой и постоянной температурой противоположного знака на поверхности, оно считается классическим решением задачи о про-

мерзании.

На границе раздела талых и мерзлых пород процесс теплообмена подчиняется закону сохранения и превращения энергии. Суть теплообмена можно выразить в следующем виде (условие Стефана):

$$\lambda_T \frac{\partial t_T(\varepsilon, \tau)}{dz} - \lambda_M \frac{\partial t_M(\varepsilon, \tau)}{dz} = Q_{\text{ф}} \frac{d\varepsilon(\tau)}{d\tau},$$

(3.12)

где λ_T и λ_M – коэффициенты теплопроводности талых и мерзлых пород; t_T и t_M – температура в талой и мерзлой зонах; $Q_{\text{ф}}$ – затраты тепла на фазовые превращения единицы объема породы; ε – глубина протаивания или промерзания горных пород.

Левая часть равенства представляет собой разность тепловых потоков, приходящих к фронту промерзания и уходящих от нее. Поглощаемое на границе количество тепла затрачивается на замерзание или оттаивание горных пород, следовательно, вызывает движение границы со скоростью $\frac{d\varepsilon}{d\tau}$, что вы-

ражается правой частью равенства. Выражение (3.12) таким образом можно написать короче:

$$g_T - g_M = Q_{\text{ф}} \varepsilon',$$

где g_T и g_M – потоки тепла на границе раздела фаз в талой и мерзлой зонах; $\varepsilon' = \frac{d\varepsilon}{d\tau}$ – скорость продвижения границы. Если потоки равны, что часто

имеет место на подошве многолетнемерзлых толщ (ММТ), то граница будет неподвижна.

Промерзание (протаивание) влажного грунта является сложным термодинамическим процессом, протекающим в неоднородных по своим свойствам породах. Задача о протекании этого процесса является одной из наиболее сложных в математической физике. При ее решении необходимо учитывать изменение агрегатного состава и теплофизических характеристик среды при изменяющемся температурном поле, процессы миграции влаги и пр.

В зависимости от физико-механических свойств грунта фазовые переходы могут происходить как при постоянной температуре, так и в спектре температур: грубообломочные грунты в одном случае и тонкодисперсные – в другом. Вследствие этого в процессе промерзания (протаивания) будет происходить изменение теплофизических характеристик грунтов. Миграция влаги к фронту промерзания сопровождается изменением теплоемкости грунтов, повышением затрат на фазовые переходы.

Постановка задач о промерзании (протаивании) пород предусматривает следующие основные варианты:

- 1) промерзание (протаивание) пород происходит с образованием границы раздела фаз;
- 2) промерзание (протаивание) пород происходит в некотором интервале температуры с образованием зоны промерзания;
- 3) промерзание (протаивание) с участием миграции влаги в промерзающую зону.

Наиболее простой является постановка задачи по I варианту, когда на подвижной границе все время сохраняется температура кристаллизации воды (плавление льда), равная 0°C . Талые и мерзлые породы разделяет плоскость. Эта постановка хорошо описывает процессы промерзания в грубообломочных породах.

Рассмотрим случай нестационарного одномерного температурного поля в однородных горных породах, содержащих пресную гравитационную (свободную) воду. Математическая формулировка задачи в этом случае будет включать в себя: два уравнения теплопроводности (для талой и мерзлой зон) и условие Стефана на подвижной границе раздела фаз. В случае промерзания грунтов она записывается следующим образом:

$$\frac{\partial t_m(z, \tau)}{\partial \tau} = a_m \frac{\partial^2 t_m(z, \tau)}{\partial z^2}, \quad 0 < z < \xi(\tau); \tau > 0$$

$$\frac{\partial t_T(z, \tau)}{\partial \tau} = a_T \frac{\partial^2 t_T(z, \tau)}{\partial z^2}, \quad \xi(\tau) < z < l; \tau > 0$$

$$t_m(\xi(\tau), \tau) = t_T(\xi(\tau), \tau) = t_3$$

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

где (ℓ) – положение нижней границы рассматриваемой области; другие обозначения приведены выше по тексту. Последние два уравнения являются условиями сопряжения решений уравнений теплопроводности в мерзлой и талой зонах на подвижной границе раздела фаз.

Для получения однозначного условия в поставленной задаче необходимо задать краевые (начальные и граничные) условия:

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

$$\left. \begin{aligned} t_M(0, \tau) &= \phi_1(\tau); \\ t_T(\ell, \tau) &= \phi_2(\tau); \end{aligned} \right\} \text{граничные условия.}$$

Граничные условия можно задавать по-разному. В приведенном примере заданы граничные условия I рода, т.е. заданы во времени значения изменения температуры на верхней ($z=0$) и нижней ($z=l$) границах. Можно на границе задать значение теплового потока или градиента температуры (II рода г.у.) или в виде комбинации значений температуры и градиента температуры, причем по отдельности их значения не известны (III рода г.у.). Часто граничные условия являются смешанными: на верхней границе задаются условия I рода, а на нижней – II рода.

На основе приближенных решений задачи Стефана получены формулы, которые могут быть использованы для определения глубины промерзания (протаивания) в практических расчетах. Для ориентировочных расчетов часто применяется так называемая формула Стефана (впервые выведенная Заальшютцем):

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_{np}|t_0|\tau}{Q_{фаз}}},$$

(3.13)

где $|t_0|\tau = \Omega(\tau)$ - сумма градусочасов.

Формула выведена с большими упрощениями:

- а) предполагается постоянство температуры на поверхности пород;
- б) все тепло расходуется на фазовые переходы и не идет на нагревание (охлаждение) массива;
- в) распространение температур в верхней зоне подчиняется линейному закону;
- г) теплоток снизу отсутствует и пр.

Расчеты по формуле (3.13) можно уточнить, если имеются данные о глубине промерзания (оттаивания) за определенный год на конкретной площадке, оголенной от снежного покрова. Например, в конкретный год известны вели-

$$\text{чины } |t_0|\tau = \Omega(\tau) \text{ и } \xi_1, \text{ тогда } \xi_2 = \xi_1 \sqrt{\frac{\Omega_2}{\Omega_1}}.$$

Достаточно точные результаты определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) дают приближенные формулы В.А.Кудрявцева (см. Общее мерзлотоведение..., 1978).

В практике геокриологических исследований решение задачи с образованием границы раздела фаз применимо для крупнодисперсных и песчаных грунтов, содержащих пресные подземные воды. Однако в тонкодисперсных

отложениях при нулевых температурах замерзает только небольшая часть свободной воды, а связанная влага замерзает постепенно по мере понижения температуры. Поэтому в таких породах выделяются не две зоны – талая и мерзлая, разделенные между собой четкой границей (плоскостью), а три. Третья, промежуточная зона включает в себя незамерзшую влагу и лед, количество которого увеличивается с понижением температуры. Таким образом, промежуточная зона имеет непостоянные во времени теплофизические свойства.

При промерзании тонкодисперсных пород в естественных условиях нередко наблюдается движение влаги в зону промерзания из нижележащих водоносных отложений. Причем количество миграционной влаги может превышать объем воды, находящейся в породе перед началом промерзания. Миграционная влага не только влияет на величину фазовых переходов и теплофизические свойства грунта, но и увеличивает объем последнего, т.е. верхняя граница отложений не остается неподвижной, а перемещается вверх. Происходит пучение грунта.

Решение задачи на промерзание (протаивание) сопряжено со многими трудностями, которые не позволяют найти однозначного ответа и поэтому варианты решений, предлагаемые различными авторами, имеют существенные недостатки.

Постановка задачи о промерзании – протаивании толщи горных пород подробно рассматривается в работах Э.Д. Ершова (2002) и «Общем мерзлотоведении» под редакцией В.А. Кудрявцева (1978).

4. Состав, строение и свойства мерзлых пород

При изучении мерзлых горных пород следует выделять монолитные скальные и полускальные породы с жесткими связями и дисперсные осадочные отложения. Первые практически не меняют свои свойства при промерзании (оттаивании). Дисперсные отложения при фазовых переходах воды в них коренным образом меняют свои механические и физические свойства.

4.1. Состав мерзлых дисперсных (осадочных) пород

Породы без жестких связей являются сложными многокомпонентными и многофазными системами, в которые входят следующие составляющие:

- 1) скелет (минеральный и органо-минеральный);
- 2) твердая фаза воды;

- 3) жидкая фаза воды;
- 4) газообразная составляющая (пар и газы).

Скелет мерзлых осадочных отложений состоит преимущественно из минеральной части, а в почвах и биогенных породах – в значительной степени или практически полностью (торф) из органических частиц. Основной особенностью состава мерзлых пород является наличие нового породообразующего минерала – льда, строение которого определяется генезисом.

В минеральной части мерзлых пород обычно выделяют первичные и вторичные минералы. Первичные минералы и их агрегаты образуются в результате физического выветривания изверженных и метаморфических пород, Вторичные, образованные преимущественно за счет химического выветривания, делятся на нерастворимые и растворимые в воде минералы. Первые образуются в криолитозоне в основном в результате разрушения и преобразования слоистых и ленточных силикатов и полевых шпатов (монтмориллонит, гидрослюды, бейделлит). Растворимые минералы представлены солями различных кислот. Соли, содержащие воду, образуют кристаллогидраты.

Органическое вещество в мерзлых отложениях может находиться в виде слаборазложившихся растительных и животных остатков и продуктов их разложения – гумуса. Широко распространены в криолитозоне торфяные отложения, образующиеся при отмирании и разложении болотной растительности в условиях избыточного увлажнения, недостатка кислорода и низких температур.

Физические и физико-механические свойства мерзлых пород в большей степени зависят от их морфологических особенностей и вещественного состава: 1) от степени дисперсности, т.е. величины удельной поверхности частиц скелета; 2) от минерального и химического состава скелета, особенно коллоидной его части; 3) от формы и взаимного расположения частиц, т.е. от сложения.

Величина удельной поверхности влияет на содержание в породе *связанной* воды, замерзающей при различных отрицательных температурах, а, следовательно, и на механические свойства породы.

Крупнообломочные и песчаные породы состоят из обломков первичных минералов, удельная поверхность которых обычно мала и в них физико-химические процессы ослаблены. Тонкодисперсные отложения состоят, как правило, из вторичных глинистых минералов: каолинит, монтмориллонит и гидрослюды. Эти минералы способны адсорбировать большое количество воды, которая замерзает при низких отрицательных температурах, поэтому и в мерзлом состоянии глинистые породы будут обладать определенной пластичностью.

Форма и расположение частиц в породе определяет распределение в ней

льда. Если они контактируют между собой, то прочностные свойства такой породы будут выше, чем у той, где контакты между минеральными частицами нарушены льдом.

Лед является важнейшим породообразующим минералом в мерзлой породе. Этот лед называется подземным, несмотря на характер залегания. Он может присутствовать в виде льда-цемента, включений, в виде отдельных скоплений. Все виды льда в горных породах можно объединить в четыре основные группы.

Конституционный, или текстурообразующий лед, являющийся основным элементом, формирует текстуру мерзлой породы. Он может находиться в порах и быть невидимым невооруженным глазом, а может залегать в виде включений, прослоек, линз и пр.

Инъекционный лед образуется при замерзании подземных вод, внедрившихся в породу под давлением. Он встречается в виде интрузий (гидролаколлиты) и пластов на небольших, как правило, глубинах от поверхности. Размеры залежей инъекционного льда могут достигать в плане тысяч м².

Повторно-жильный лед образуется при многократном заполнении водой или снегом морозобойных трещин с отрицательной температурой стенок. Он имеет клиновидную или столбчатую форму в поперечном разрезе. Размеры жил по вертикали составляют от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, в плане – до 3-5 м.

Залежеобразующие (пластовые) льды встречаются на глубинах до 100 и более метров (Дубиков, 2002). Это крупные скопления иногда совершенно чистого без грунтовых примесей льда мощностью от 0,5 до нескольких десятков метров. Природа их различна. Это может быть погребенный под склоновыми отложениями снежник или остатки глетчера, наледи и пр.; возможен инъекционный тип образования, когда вода внедряется под напором между слоями пород различного состава; вероятен также длительный процесс формирования залежи при медленном поступлении подземных вод к фронту промерзания (сегрегационный механизм) и т.д.

Жидкая фаза воды в мерзлых породах является весьма динамичным и важным компонентом, определяющим ее свойства. Вода в порах породы может находиться как в свободном (гравитационная), так и связанном (пленочная) состоянии. Пресная свободная вода замерзает при температуре 0⁰С, но с увеличением минерализации температура начала замерзания понижается: примерно 1 град. на каждые 18-20 г/л минерализации (зависит от состава солей). Теоретически температура может понизиться до эвтектической, когда начинается выпадение солей из раствора. При отрицательных температурах близких нулю градусов замерзает капиллярная влага, находящаяся в класси-

фикационной схеме где-то посередине между свободной и связанной водой.

Связанная вода условно подразделяется на прочносвязанную и рыхлосвязанную. Чем ближе молекула воды к частице породы, тем сильнее она к ней притягивается за счет водородных связей. Прочносвязанная вода имеет высокую плотность (до 2.45 г/см^3) и замерзает при очень низких отрицательных температурах – при минус $70-80^\circ\text{C}$.

Рыхлосвязанная вода по своим свойствам мало отличается от свободной, но она имеет повышенную вязкость, медленно передвигается в пустотах породы. Скорость передвижения тем меньше, чем тоньше пленка воды, образующаяся вокруг минеральной частицы. В обычных условиях эта вода не передает гидростатическое давление; замерзает она при температурах от близких к нулю значений до минус 10°C и ниже.

Практически всегда в горной породе присутствует **вода в виде пара**. Велико ее значение в процессах, протекающих в зоне аэрации, где наблюдаются высокие градиенты влажности и температуры в условиях повышенной свободной пористости пород. Благодаря конденсации парообразной влаги происходит увеличение влажности и льдистости пород.

В последнее время большое значение уделяется природным газам, содержащимся в породе иногда в значительных количествах. При определенных давлениях и температуре такие газы как метан, сероводород и др. легко вступают во взаимодействие с водой, образуя **гидраты газа**. Процесс этот энергоемкий и может происходить не только при отрицательной, но и положительной температуре при высоких давлениях на больших глубинах (см. раздел 6.2).

4.2. Криогенное строение мерзлых пород

Строение горных пород определяется их текстурными и структурными особенностями. *Текстура* – это сложение горной породы, определяемое расположением составных ее частей в пространстве. 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 (Ершов, 2002, стр.229). В общем виде криогенная текстура – это рисунок, узор, создаваемый льдом в мерзлой породе. Понятие текстуры мерзлой породы в отличие от криогенной текстуры включает изучение текстурных особенностей не только ледяных включений, но и органо-минеральной части.

Криогенная текстура скальных и полускальных (коренных) горных пород в значительной степени определяется характером пустот, которые существова-

ли в ней до промерзания. Ледяные включения в этих породах в большинстве своем наследуют формы, расположение и нередко размеры пустот; по этой причине криогенную текстуру пород с жесткими связями нередко называют унаследованной. В соответствии с преобладающим видом пустотности в породе выделяют следующие криотекстуры; трещинные, трещинно-жильные, трещинно-пластовые и др. Все они эпикриогенные, поскольку сформировались после образования самой породы.

В коренных породах наибольшей льдистостью отличается верхняя часть разреза, подверженная интенсивному выветриванию. Однако существуют зоны повышенной трещиноватости и вблизи подошвы мерзлой толщи. Эта зона формируется за счет неоднократно повторяющихся процессов многолетнего промерзания–протаивания. В период аградации мерзлой зоны здесь отмечается повышенная льдистость пород, а в период деградации – повышенная обводненность.

В дисперсных отложениях криогенные текстуры могут формироваться как в процессе эпигенеза, так и сингенеза. Синкриогенные отложения образуются в процессе одновременного накопления осадков и перехода их в многолетне-мерзлое состояние. Эпикриогенными называются породы, промерзшие после завершения процесса осадконакопления.

Группа эпикриогенных пород имеет доминирующее распространение в криолитозоне. Их геологический возраст всегда больше криогенного возраста. Эти породы могут слагать полностью весь разрез мерзлых толщ, а могут и подстилать синкриогенные отложения.

Синкриогенные отложения распространены с поверхности и приурочены только к аккумулятивным формам рельефа. Их мощность не превышает 100 м. К синкриогенным относят различные типы континентальных отложений. По условиям накопления осадка они разделены на три группы: субазральные, субаквальные и субгляциальные (Романовский, 1993).

Изучение криогенных текстур, в первую очередь синкриогенных отложений, во многом способствует выяснению условий формирования отложений криолитозоны (мерзлотно-фациальный анализ). Все виды криогенных текстур можно объединить в три основных типа: массивная, шлировая (слоистая) и сетчатая. Массивная криотекстура наблюдается в основном в зернистых осадочных породах, характеризующихся отсутствием слоистости. Шлировая и сетчатая текстуры формируются за счет небольших по мощности прослоек (шлиров) льда, которые обособлены от самой породы (рис.4.1).

В зависимости от толщины шлиров криогенные текстуры подразделяются на микрошлировые – менее 1 мм, тонкошлировые – 1-5 мм, среднешлировые – 5-20 мм и толстошлировые – более 20 мм. Между различными видами крио-

генных текстур существуют постепенные взаимопереходы, в результате чего образуются сложные сочетания. В пределах крупной сетки, образованной толстыми шлирами льда, нередко развиты тонкосетчатая, микрошлировая и иные разновидности текстуры.

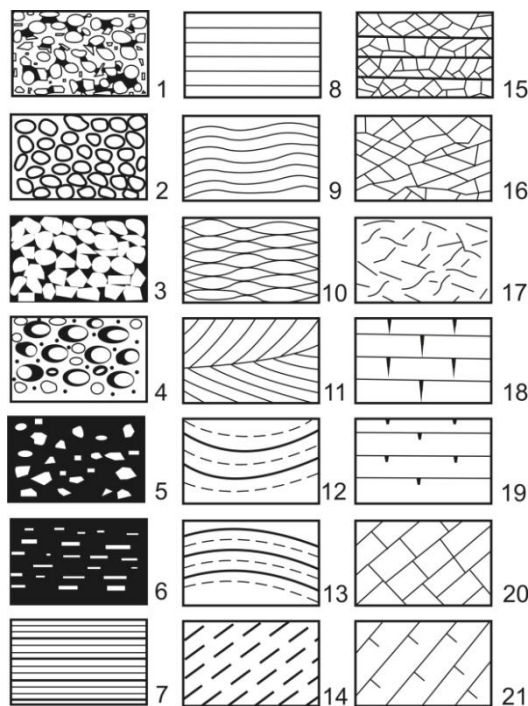


Рис.4.1. Основные типы криогенных текстур (по И.Д.Данилову, 1983)

1-6 – массивная (лед-цемент):

1 – контактная, 2 – пленочная, 3 – поровая, 4 – корковая, 5 – базальная атакситовая, 6 – базальная эвтакситовая;

7-14 – шлировая (слоистая):

7 – горизонтальная ритмичная, 8 – горизонтальная равномерная, 9 – волнистая, 10 – линзовидная, 11 – косая, 12 – параллельновогнутая, 13 – параллельновыпуклая, 14 – наклонная;

15-21 – сетчатая (решетчатая):

15 – сетчатослоистая, 16 – сетчатая, 17 – неполносетчатая, 18 – решетчатая

прямоугольная, 19 – неполнорешетчатая прямоугольная, 20 – решетчатая наклонная, 21 – неполнорешетчатая наклонная.

В однородных по литологическому составу толщах пород при их промерзании сверху (при эпигенезе) формируется характерный тип криогенной текстуры: сеть льдистых прослоек с *глубиной становиться реже*, при одновременном *увеличении мощности* самих прослоек. Такой характер криогенного строения имеют толщи ледниково-морских и озерных отложений, распространенных на севере Западной Сибири. На п-овах Ямал и Гыдан на глубинах в нескольких десятках метров встречаются залежи льда.

В пределах речных долин, особенно в льдистых отложениях низких террас, нередко наблюдаются горизонтально слоистые и сетчатые текстуры. Этот тип разрезов характерен для тонкодисперсных отложений, в толще которых до промерзания существовали водоносные слои.

Для сингенетически промерзавших осадочных отложений в целом характерна высокая льдистость, которая сохраняется по всему разрезу. Промерза-

ние осадков, одновременное с их накоплением, происходит в условиях сильно-обводненного деятельного слоя, что и определяет высокую льдонасыщенность пород. В этом случае обычно формируются слоистые, тонкосетчатые и слоисто-сетчатые криогенные текстуры. Сингенетические криогенные текстуры наиболее полно изучены в плейстоценовых отложениях Якутии Е.М.Катасоновым, автором мерзлотно-фациального анализа. Им отмечена одна из характерных черт этих толщ – их ритмичное строение. В основании каждого ритма залегают прослой льда (поясок), содержащий частицы грунта. Между ледяными поясками осадки могут иметь различную льдистость и разнообразные криотекстуры: сетчатую, слоистую или массивную.

В литифицированных осадочных породах, в отличие, например, от магматических криогенные текстуры отличаются большим разнообразием. По ориентировке и пространственному расположению прослоев льда здесь также можно выделить основные типы криотекстур: массивные, слоистые и сетчатые.

Структура мерзлых пород – это строение породы, определяемое взаимным расположением, величиной и формой минеральных элементов и ледяных включений, характером поверхности этих составляющих, а также наличием и характером связей между ними (Мерзлотоведение, 1981). Мерзлые породы, в отличие от талых, обладают своеобразной структурой в зависимости от их гранулометрического состава и агрегатного состояния минеральных частиц, а также от количества и распределения в них льда-цемента.

В последние годы повышенное внимание уделяется микростроению мерзлой породы, которое определяется сочетанием слагающих ее элементов, К элементам микростроения мерзлых пород относятся первичные минеральные зерна, частицы и их агрегаты, слагающие минеральный скелет, кристаллы льда, незамерзшая вода, воздушные включения и инородные примеси размером, как правило, менее 1 мм.

Характеристика частиц и их агрегатов ведется методами, широко используемыми в инженерной геологии при описании микростроения дисперсных грунтов. При анализе включений льда сначала определяется общая льдистость породы, а затем тип ледяных включений. Методами определения микростроения мерзлой породы являются световая и электронная микроскопия, рентгеноструктурный и другие виды анализа.

4.3. Физико-механические, теплофизические и водные свойства мерзлых пород

Мерзлые дисперсные породы как физическая система находятся преимущественно в неравновесном состоянии. Под влиянием внешней среды в них

все время происходит изменение термодинамических параметров: температура, теплоемкость, теплопроводность, плотность и пр. В неравновесном состоянии в мерзлых породах возникают следующие явления:

- 1) изменение основных термодинамических параметров, которое влечет за собой изменение физических свойств мерзлой породы;
- 2) при изменении температуры породы в спектре отрицательных значений, особенно вблизи нуля, резко меняется количество незамерзшей воды и, соответственно, меняются почти все физические и механические свойства пород;
- 3) неоднократное замерзание и оттаивание дисперсных пород нередко ведет к необратимым изменениям их дисперсности и строения;
- 4) при изменении внешнего давления нарушается динамическое равновесие между незамерзшей водой и льдом;
- 5) прочность дисперсных мерзлых пород выше, чем талых и она, как правило, возрастает с понижением температуры.

Основными физическими показателями, определяющими механические свойства мерзлых пород, являются **влажность, льдистость, плотность и пористость**.

Под влажностью породы понимается количество содержащейся в ней воды, отнесенное к сухой массе или объему породы. Различают несколько характеристик влажности:

- *суммарная влажность* W_c – это отношение массы воды в твердом и жидком состоянии к массе ее скелета, включая растворимые соли (выражается обычно в процентах);
- *общая влажность* (естественная) $W_{ест}$ – отношение массы всех категорий воды к массе всей мерзлой породы, т.е. включая саму воду;
- *объемная влажность* $W_{об}$ – отношение объема воды в твердой и жидкой фазе к объему всей породы. Она связана с весовой влажностью соотношением: $W_{об} = W_c \cdot \delta$ (δ – плотность скелета породы, $кг/м^3$).

В отличие от талых пород суммарная влажность мерзлых может быть намного выше влажности, соответствующей полной влагоемкости. Это относится в первую очередь к дисперсным мерзлым породам, содержащим шпирь льда.

Льдистость (i) – показатель, характеризующий общее содержание подземного льда в мерзлой породе (в процентах или долях единицы). Для оценки льдистости пород за счет текстурообразующего льда используется суммарная льдистость. В зависимости от способа ее количественного выражения она может быть представлена как отношение *массы всего льда к массе сухой породы*

– весовая льдистость; отношение *весовой льдистости к суммарной влажности* – относительная льдистость; отношение *объема всего льда к объему мерзлой породы* – объемная льдистость.

В зависимости от величины льдистости породы подразделяются на сильнольдистые, слабольдистые и льдистые. К первым относятся породы, в которых объем льда занимает больше половины общего объема. После оттаивания они переходят в текучее и текучепластичное состояние. Слабольдистые породы (менее 25 % объема) после оттаивания приобретают вязкопластичную или полутведую консистенцию. Льдистые породы занимают промежуточное положение между приведенными выше категориями.

Плотность ρ , кг/м³ (объемный вес, г/см³) **мерзлой породы** – это отношение *массы мерзлого грунта* с текстурообразующим льдом к объему мерзлого грунта ненарушенного сложения; **плотность скелета мерзлой породы (объемный вес скелета) δ** – это отношение *массы скелета породы* к объему мерзлой породы ненарушенного сложения с криогенными текстурами. Кроме того, в инженерных расчетах часто применяется такая характеристика, как **плотность минеральных частиц грунта (удельный вес)** – это отношение массы скелета к его объему. Для большинства дисперсных связанных и несвязанных пород эта величина имеет небольшие отклонения от средних значений и для приближенных расчетов обычно принимаются следующие средние значения плотности твердой минеральной компоненты (г/см³): для песчаных пород 2.65; для суглинков 2.70-2.73; для глин 2.75 (Ломтадзе, 1970).

Плотность скелета численно всегда меньше плотности мерзлой породы (и тем более плотности минеральных частиц) и изменяется в среднем от 600 до 2000 кг/м³.

Одним из основных показателей свойств горных пород является **пористость (n)** – суммарный объем пустот в единице объема породы, независимо от величины этих пустот и степени их заполнения. В мерзлых породах поры (пустоты) заполнены льдом, незамерзшей водой, паром и др. газовыми включениями. Часто пористость характеризуют как отношение объема пор к объему скелета породы и называют **коэффициентом пористости (ε)** или приведен-

ной пористостью: $\varepsilon = \frac{n}{1-n}$. В немерзлых породах коэффициент пористости

редко превышает 1.5-2.0; в мерзлых – достигает значений 3.0 -4.0, а нередко и выше.

Характер пористости горной породы определяет ее проницаемость для жидкостей и газов: чем крупнее поры и лучше их связь между собой (активная, открытая пористость), тем выше проницаемость. До недавнего времени многие

исследователи считали, что мерзлые дисперсные породы не проницаемы для воды и являются абсолютным водоупором. Однако, это далеко не так. О проницаемости мерзлых песков известно еще с середины прошлого века. На основе опытных данных (Степанов, 1951; Комаров, 1957; Лагойский, 1974) можно сказать следующее: 1) во всех опытах при фильтрации через мерзлые пески с температурой $-3\div-5^\circ$ воды с температурой от 0 до $-0,2\div-0,3^\circ\text{C}$ температура скачкообразно повышалась в результате замерзания части фильтровавшейся воды; 2) проницаемость песка некоторое время убывала, а затем становилась постоянной; 3) величина коэффициента фильтрации зависит от его влажности перед замерзанием.

В естественных природных условиях установлен факт проникновения талых снеговых вод в мелкозернистые мерзлые пески до глубины 1.0 м в первые часы после схода снежного покрова. В горных районах, где водоразделы сложены сильно трещиноватыми скальными породами, талые воды и жидкие атмосферные осадки, стекающие по трещинам, могут достигать глубины до нескольких десятков метров.

В мерзлых глинистых породах, содержащих значительное количество незамерзшей воды, также установлено ее перемещение. Движение влаги в породе начинается при определенном начальном градиенте фильтрации; с понижением отрицательной температуры скорость фильтрации падает и наоборот, возрастает с повышением температуры.

Теплофизические свойства пород оцениваются тремя основными характеристиками: **теплоемкостью, теплопроводностью и температуропроводностью.**

Теплоемкость грунта или горных пород, характеризует их способность аккумулировать тепло. Различают удельную и объемную теплоемкость. Удельная теплоемкость грунта C численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы его массы на 1 градус; единицей измерения является Дж/кг·К (ккал/кг·град или кал/г·град). Объемная теплоемкость $C_{об}$ численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы объема грунта на 1 градус; измеряется в Дж/м³·К (ккал/м³·град). Значения удельной и объемной теплоемкостей грунта связаны соотношением:

$$C_{об} = C \cdot \rho \text{ Дж/м}^3 \cdot \text{К},$$

где ρ – плотность (объемный вес) грунта (мерзлой породы) в кг/м³.

Для мерзлого грунта различают еще его *собственную и эффективную* теплоемкость. Собственная теплоемкость мерзлого грунта численно равна количеству тепла, необходимого для изменения на 1 град. единицы массы или объема грунта. При сообщении тепла грунту принимается, что в нем соотно-

шение воды и льда не меняется.

Эффективная теплоемкость мерзлого грунта численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы объема или массы грунта на 1 град. и фазового состава поровой влаги в нем, т.е. учитывается еще и скрытая теплота фазового перехода. Эффективная теплоемкость зависит от температуры мерзлого грунта.

Значения теплоемкости скальных пород и минералов хорошо изучены экспериментально. Удельная теплоемкость компонентов дисперсных пород (минерального скелета, льда, воды и газа) изменяется в узких диапазонах, кДж/кг·К (кал/г·град): $C_{ск} = 0.71-0.88 (0.17-0.21)$; $C_{л} = 2.09 (0.5)$; $C_{в} = 4.19 (1.0)$; $C_{г} = 1.02 (0.24)$.

Свойство горной породы или грунта проводить тепло характеризуется величиной **коэффициента теплопроводности** λ . Этот коэффициент является показателем пропорциональности между величиной удельного теплового потока и градиентом температуры в грунте. Коэффициент теплопроводности выражается в Вт/м·К = Дж/с·м·К (ккал/м·час·град.).

Теплопроводность воды, льда и воздуха линейно зависит от температуры. Так, например, коэффициент теплопроводности **воды** при температуре 4°C составляет **0.54**, а при 20 град. – 0.60 Вт/м·К; λ воздуха при 0 град равен 0.024, а при минус 23 – 0.022 Вт/м·К., т.е. с повышением температуры значения увеличиваются. Теплопроводность **льда** находится в пределах **2.22-2.35** Вт/мК (в зависимости от плотности) и *увеличивается* на $5 \cdot 10^{-3}$ Вт/мК с *понижением* температуры на 1 град. К.

Среди горных пород наименьшей теплопроводностью обладают угли: 0.10-0.20, сухие пески и крупнообломочные породы: 0.25-0.35 Вт/мК. Хорошим теплоизолятором является торф в воздушно-сухом состоянии. У влажных талых пород теплопроводность возрастает в несколько раз: пески – 1.7-2.6, глины – 1.2-1.6 Вт/мК. Те же породы в мерзлом состоянии имеют теплопроводность на 20-30% выше за счет высокой теплопроводности льда. Теплопроводность цементированных осадочных пород находится преимущественно в интервале значений от 1.0 – 3.0, реже до 5.0 Вт/мК.

Температуропроводность (α) мерзлых горных пород, как и других тел, выражается коэффициентом температуропроводности α , характеризующим способность тела изменять свою температуру в данной точке под воздействием температуры в соседней точке этого же тела. С теплопроводностью и теплоемкостью он связан соотношением $\alpha = \frac{\lambda}{C_{об}}$.

$$\alpha = \frac{\lambda}{C_{об}}$$

Температуропроводность мерзлых пород, особенно песчаных, при боль-

шой влажности обычно выше, чем « α » этих же пород в талом состоянии.

5. СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

5.1. Формирование глубин сезонного промерзания и протаивания

Колебание температуры на поверхности горных пород от отрицательных до положительных значений и, наоборот, в годовом цикле приводит к сезонному оттаиванию мерзлых толщ в районах развития многолетней криолитозоны и промерзанию талых пород за ее пределами. Таким образом, *сезонное оттаивание* представляет собой оттаивание сверху мерзлых пород, имеющих среднегодовую температуру ниже 0°C. Сезонноталый слой (**СТС**) всегда подстилается мерзлыми породами, его мощность определяется тепловыми потоками, идущими при положительных температурах пород. *Сезонное промерзание* – это процесс промерзания сверху талых пород, имеющих среднегодовую температуру выше 0°C. Сезонномерзлый слой (**СМС**) подстилается талыми породами, а мощность его определяется тепловыми потоками, идущими при отрицательных температурах.

Сезонное оттаивание почв и горных пород может наблюдаться только в области распространения многолетней криолитозоны при условии, что СТС при промерзании зимой сливается с многолетнемерзлой толщей. Сезонное промерзание пород распространено за пределами криолитозоны и внутри ее, где мерзлые породы имеют прерывистое распространение или залегают на значительной глубине.

В области сезонного промерзания теплообороты при положительных температурах (в теплый полупериод года) больше теплооборотов при отрицательных температурах (в холодный полупериод). В этом случае существуют теплофизические предпосылки для полного проявления сезонного промерзания пород, т.е. промерзнет столько, сколько может промерзнуть при теплооборотах, идущих при отрицательных температурах. Оттаивает же только то, что промерзло, а могло бы протаять и больше, тепла хватает. Возможное оттаивание горных пород в области сезонной «мерзлоты», которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов, идущих при положительных температурах, называется **потенциальным сезонным оттаиванием**. Поскольку

оттаивание ограничено мощностью СМС, то одна часть теплооборотов тепло-го полупериода расходуется на оттаивание СМС, а другая – на нагревание пород всего слоя годовых колебаний температуры.

В области распространения многолетнемерзлых пород, наоборот, теплообороты при положительных температурах меньше теплооборотов при отрицательных температурах. В этом случае существуют теплофизические предпосылки для полного проявления процесса сезонного оттаивания, т.е. оттаять может такой верхний слой мерзлой толщи, который обеспечивается полным использованием теплооборотов тепло-го периода. Промерзает же только оттаявший летом слой породы, а она могла бы промерзнуть и на большую глубину. Следовательно, часть теплооборотов холодного периода идет на охлаждение многолетнемерзлых пород слоя годовых колебаний температуры. Поэтому максимально возможное сезонное промерзание горных пород в области многолетней мерзлоты, которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов, идущих при отрицательных температурах, называется **потенциальным сезонным промерзанием пород**.

Знание глубин потенциального сезонного оттаивания и промерзания имеет практическое значение. Допустим, в области распространения многолетнемерзлых толщ в летний период возводится насыпь. Необходимо знать, сможет ли она промерзнуть за зиму, или останется внутри ее талое ядро, т. е. нужно определить глубину потенциального сезонного промерзания. Талое ядро со временем промерзнет, но в течение ряда лет могут возникать нежелательные деформации в насыпи во время ее эксплуатации.

Наоборот, при строительстве насыпи в зимнее время в области сезонной мерзлоты ее высота не должна превышать глубину потенциального сезонного оттаивания, иначе останется мерзлое ядро, которое сохранится на некоторое время и в результате постепенного оттаивания с просадкой может привести к деформации сооружения.

По мере движения с юга на север область сезонного промерзания при переходе среднегодовой температуры пород через 0° сменяется областью сезонного оттаивания.

В этом же направлении возрастает глубина сезонного промерзания пород, которая вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых пород является наибольшей. При переходе через 0°C линия глубины сезонного оттаивания становится уже линией глубины потенциального сезонного промерзания в области многолетнемерзлых пород (рис. 5.1).

Рис.5.1. Схема широтной зональности глубин сезонного промерзания (оттаивания), потенциального сезонного промерзания (оттаивания) и глубины распространения годовых колебаний температуры (Основы геокриологии, 2001).

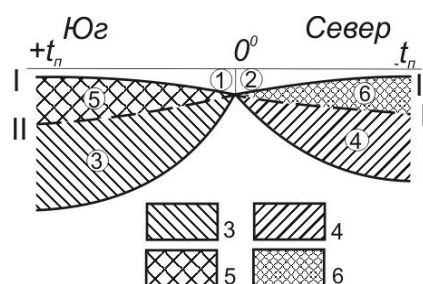
I – глубина сезонного промерзания и потенциального сезонного промерзания (пунктирная часть линии); *II* – глубина сезонного оттаивания и потенциального сезонного оттаивания (пунктирная часть линии); 1, 2 – соответственно сезонномерзлый и сезонноталый слои; 3 – слой годовых колебаний положительной температуры в области сезонного промерзания; 4 – слой годовых колебаний отрицательной температуры в области сезонного оттаивания; 5 – слой потенциального оттаивания; 6 – слой потенциального промерзания.

Подобным образом происходит изменение глубины сезонного оттаивания горных пород при движении с севера на юг.

При среднегодовой температуре горных пород около 0°C глубины сезонного оттаивания и промерзания наибольшие, равны друг другу. Одновременно с этим наблюдается минимальная мощность слоя годовых колебаний температуры, которая равна мощности СМС и СТС.

В отдельные годы, характеризующиеся аномально суровыми климатическими условиями, на участках талых пород с температурами близкими 0°C, появляется сезонномерзлый слой повышенной мощности, который не успевает протаять в последующий теплый сезон. Такие прослои носят название **перелетки** и могут существовать в течение ряда лет, а потом протаять. Мощность перелетков не превышает, как правило, 0.5-1.0 м.

В области криолитозоны, в аномально теплые многоснежные зимы, оттаивший за теплый период слой не успевает промерзнуть и также может суще-



ствовать в течение ряда лет. Такой не промерзший прослой талого грунта нередко называют **перезимком**.

Процессы сезонного оттаивания и промерзания имеют свои особенности. Сезонное оттаивание достигает максимальной глубины в конце теплого

сезона. С переходом процесса сезонного нагревания поверхности пород к охлаждению меняется направление тепловых потоков, проходящих через эту поверхность. Породы сезонноталого слоя начинают охлаждаться, и процесс протаивания сначала замедляется, а затем останавливается. В дальнейшем начинается промерзание оттаявшего слоя, которое в зависимости от конкрет-

ных условий может начинаться как от верхней его границы, так и снизу. Чем ниже среднегодовая температура пород, тем большая часть слоя сезонного оттаивания промерзает снизу. Эта величина может достигать 20-30% всего слоя оттаивания (Ершов Э.Д., 2002).

Таким образом, промерзание сезонного слоя характеризуется, как правило, возникновением двух фронтов или границ раздела «мерзлый – талый грунт» в результате развития промерзания как сверху, так и снизу. Наличие двух фронтов промерзания способствует формированию трех слоев с различным криогенным строением: максимальная льдистость пород отмечается в верхней и нижней частях разреза, а средняя часть оказывается обезвоженной. Для верхней части слоя в тонкодисперсных породах характерны тонкие слоистые и сетчатые криотекстуры, для средней – массивные и разреженные тонкие линзовидные. Для нижней части слоя характерны утолщенные слоистые, сетчатые и атакситовые криотекстуры. Льдистость этого слоя равна или превышает полную влагоемкость пород.

В случае сезонного промерзания пород многие стороны процесса формирования и развития сезонномерзлого слоя характеризуются качественными различиями. Промерзание талых пород в зимний период происходит только сверху, т.е. существует только одна граница раздела «мерзлый – талый грунт». Вследствие развивающихся процессов миграции и фазового перехода влаги в сезонномерзлом слое образуются миграционно-сегрегационные прослои льда, происходит вертикальное пучение поверхности пород.

В дальнейшем, после перехода температуры поверхности через 0°C начинается оттаивание сезонномерзлого слоя пород сверху и снизу. Чем выше среднегодовая температура пород, тем интенсивнее процесс оттаивания идет снизу. Таким образом, при протаивании сезонномерзлого слоя формируется два фронта оттаивания, т.е. две границы раздела «талый – мерзлый грунт».

В случае сезонного промерзания в самой верхней части разреза, промерзание которой происходит, как правило, при больших градиентах температур, образуется массивная криогенная текстура пород. В нижних частях разреза, где скорость промерзания уменьшается, формируются более благоприятные условия для миграционного льдовыделения и здесь могут образовываться шлировые криогенные текстуры, ледяные прослои которых утолщаясь, разреживаются с глубиной. Общая по разрезу величина льдистости и толщина формирующихся прослоев льда зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод.

5.2. Классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания почв и горных пород

Исторически сложилось так, что изучение процессов сезонного промерзания–протаивания велось по трем направлениям: географическое, теплофизическое и техническое (Мерзлотоведение, 1981).

Географическое направление ставило своей задачей изучение сезонного промерзания и оттаивания почв и горных пород с учетом зависимости глубины СМС и СТС от комплекса факторов природной географической среды: температура воздуха и ее амплитуда, снежный и растительный покровы, экспозиция склонов, заболоченность и прочее. На специальных исследовательских площадках проводились стационарные наблюдения за глубиной промерзания и оттаивания в различных ландшафтных условиях.

Теплофизическое направление рассматривало сезонное промерзание и протаивание почв и горных пород как чисто теплофизический процесс, без учета влияния на него геологической и географической среды. Основной целью этого направления было получение математических зависимостей между глубинами промерзания и протаивания пород, температурой воздуха и теплофизическими свойствами этих пород.

Техническое направление представляло собой попытку разработки методов определения глубины промерзания и оттаивания грунтов в строительных целях. Для их достижения допускалось упрощенное математическое описание процесса промерзания и оттаивания, выражаемого простыми расчетными формулами, удобными для практического использования.

Первые два направления являлись основными, поскольку рассматривали процессы сезонного промерзания и оттаивания как сложное природное явление, требующее всестороннего детального изучения. Для этого необходимо было разработать классификацию типов сезонного промерзания и оттаивания пород. Такая классификация была разработана П.И. Колосковым (1946) и развита В.А. Кудрявцевым (1951), который и считается ее автором.

Принцип классификации следующий. Прежде всего, было четко разделено сезонное промерзание и сезонное оттаивание пород естественной границей, по линии которой среднегодовая температура пород равна 0°C. В зоне положительных среднегодовых температур выделяются типы сезоннопромерзающих почв и грунтов, а в зоне отрицательных – типы сезоннооттаивающих почв и грунтов. В основу выделения обеих групп типов положены четыре параметра:

- 1) среднегодовая температура пород;
- 2) годовая амплитуда температуры на их поверхности;
- 3) состав пород сезонноталого и сезонномерзлого слоев, т.е. литологические особенности;
- 4) влажность этих пород.

Первые два признака являются географическими и определяются величи-

ной полугодовых теплооборотов пород, связанных с их промерзанием и оттаиванием. Другие два признака отражают региональную геологическую неоднородность литологического состава и влажности грунтов.

Географические признаки являются зональными и могут достаточно легко картографироваться. Классификация типов сезонного промерзания и сезонного протаивания грунтов по первым двум типам представлена в виде таблицы (рис.5.2). При обосновании выделения градаций температур географических типов принято положение, что среднегодовая температура поверхности горных пород не остается постоянной, а из года в год меняется в определенных пределах.

Вследствие короткопериодных колебаний климата и случайных отклонений среднегодовой температуры пород от ее среднееголетнего значения на юге криолитозоны наблюдаются периодические переходы среднегодовой температуры пород через ноль градусов 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 (см. рис.5.2).

По амплитуде колебания температуры на поверхности пород, величина которой зависит от континентальности климата, выделяются следующие типы сезонного промерзания и протаивания:

- 1) морской, с амплитудами менее 7.5°C , свойственный морским побережьям умеренных широт;
- 2) умеренно-морской – от 7.5 до 11°C , к которому относятся многие районы северных морских побережий;
- 3) умеренно-континентальный – от 11 до 13.5°C , характерный для европейской части России;
- 4) континентальный – от 13.5 до 17°C , свойственный большинству районов Западной Сибири;
- 5) повышенно-континентальный – от 17 до 21°C , характерный для Среднесибирского плоскогорья;
- 6) резко континентальный – от 21 до 24°C , встречающийся во внутренних районах Среднесибирского плоскогорья и на севере Казахстана;
- 7) особо резко континентальный – выше 24°C , характерный для Якутии, впадин Северо-Востока России и Забайкалья.

Региональные особенности процессов промерзания и протаивания в данной классификации учитываются через состав и влажность почв и горных пород. По составу пород выделяются следующие типы: 1) скальные и полускальные породы; 2) гравийно-галечные и щебнистые породы; 3) пески; 4) супеси; 5) суглинки; 6) глины и 7) торф.

По влажности пород в классификации В.А.Кудрявцева выделяются четыре градации, в зависимости от количества воды, участвующей в фазовых переходах. Первая градация соответствует влажности породы меньше величины незамерзающей (пленочной) влаги ($W_{\text{ест}} < W_{\text{нз}}$), т.е. в данном случае фазовые превращения не происходят, льда в породе не бывает и как такового промерзания-протаивания наблюдаться не будет, а будет происходить сезонное нагревание или сезонное охлаждение пород. В последующих трех градациях фазовые переходы возрастают от 0 до максимальной величины при $W_{\text{ест}} > W_{\text{п}}$. Чем больше влаги находится в породе, тем большее количество тепла затрачивается на фазовые превращения и тем меньше будет мощность СТС или СМС. Поэтому в зависимости от величины влажности выделяются типы глубокого (а), среднего (б) и мелкого (в) сезонного промерзания (протаивания):

$$\text{а) } W_{\text{нз}} < W_{\text{ест}} < W_{\text{нз}} + \frac{1}{3} (W_{\text{п}} - W_{\text{нз}});$$

$$\text{б) } W_{\text{нз}} + \frac{1}{3} (W_{\text{п}} - W_{\text{нз}}) < W_{\text{ест}} < W_{\text{нз}} + \frac{2}{3} (W_{\text{п}} - W_{\text{нз}});$$

$$в) W_{нз} + \frac{2}{3} (W_{п} - W_{нз}) < W_{ест},$$

где $W_{ест}$ – естественная влажность грунт, определенная на момент начала промерзания или протаивания; $W_{нз}$ – количество незамерзшей воды; $W_{п}$ – полная влагоемкость.

Каждый выделенный тип сезонного промерзания и протаивания имеет свое наименование, например: арктический, континентальный, песчаный, глубокий; или: южный, континентальный, песчаный, глубокий.

Классификация В.А.Кудрявцева дает возможность картографировать типы сезонного промерзания и протаивания пород, т.е. условия формирования глубин СТС и СМС, практически в любом масштабе. Несмотря на то, что количество сочетаний основных характеристик, по которым определяется тип сезонного промерзания или протаивания, достаточно велико, на практике при производстве мерзлотной съемки в конкретном районе их бывает, обычно, не более 1-2 десятков.

5.3. Влияние различных факторов природной среды на формирование температурного режима и мощность СТС и СМС

Влияние различных факторов природной среды на мощность СТС и СМС проявляется главным образом через среднегодовые температуры пород на подошве слоя и амплитуду колебаний температуры на поверхности, под покровами. В тоже время изменение поверхностных условий ведет к изменению влажностного режима пород, а значит и их теплофизических свойств.

Как было показано выше (см. рис.6.1) максимальные глубины сезонного оттаивания ($\xi_{от}$) и сезонного промерзания ($\xi_{пр}$) наблюдаются при температурах около 0°C; с понижением (на север) и повышением (на юг) среднегодовой температуры пород мощность ξ уменьшается. При одной и той же температуре мощности СТС и СМС увеличиваются с увеличением амплитуды колебаний температуры на поверхности пород. Поэтому в районах с континентальным и резко континентальным климатом промерзание (протаивание) пород будет наибольшим.

5.3.1. Литологический состав и влажность пород

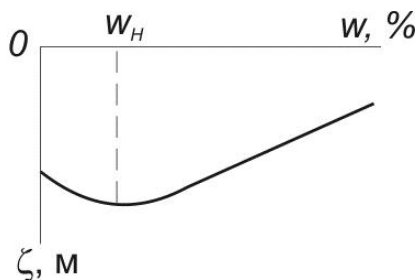
Изменение литологического состава и влажности ведет к изменению теплофизических свойств пород – теплопроводности и теплоемкости. Исходя из законов Фурье и частных решений задачи Стефана (приближенная формула В.А.Кудрявцева) следует, что зависимость глубины сезонного промерзания (протаивания) прямо пропорциональна корню квадратному из теплопроводности и несколько более сложная по отношению к теплоемкости. Многочислен-

ные лабораторные определения теплофизических свойств грунтов свидетельствуют об уменьшении коэффициента теплопроводности пород с увеличением их дисперсности. Поэтому при прочих равных условиях наибольшие глубины сезонного промерзания (протаивания) формируются в грубодисперсных породах и наименьшие в тонкодисперсных грунтах. Поскольку теплопроводность пород повышается с увеличением их плотности, то и этот фактор оказывает определенное влияние на изменение мощности СТС и СМС.

Изменение влажности пород влияет на величину ξ двояко: во-первых, через изменение теплофизических свойств пород (λ и C), во-вторых, через величину фазовых переходов воды. Чем больше воды, тем большая часть теплооборотов расходуется на фазовые превращения и тем меньше глубина сезонного оттаивания (промерзания).

Коэффициент теплопроводности дисперсных пород возрастает с увеличением их влажности, поскольку теплопроводность воды и льда выше, чем воздуха. Наиболее резкое увеличение теплопроводности *талых* пород наблюдается в диапазоне малых влажностей (до максимальной молекулярной влагоемкости) и продолжает увеличиваться с повышением влажности (до полной влагоемкости). Например, коэффициент теплопроводности песка в воздушносухом состоянии равен 0.30-0.35, а влагонасыщенном – 1.7-2.6 Вт/мК.

Изменение теплопроводности мерзлых пород в связи с изменением влажности характеризуется несколько другой зависимостью. При малых влажностях, близких максимальной молекулярной влагоемкости, образующиеся кристаллы льда ухудшают тепловые контакты между частицами минерального скелета и, если теплопроводность последних значительно выше теплопроводности льда (кварц, например), теплопроводность породы уменьшается. Во всех остальных случаях увеличение влажности (льдистости) мерзлых дисперсных пород ведет к увеличению их теплопроводности. Казалось бы, что увеличение влажности породы ведет к увеличению глубин ее сезонного промерзания или протаивания. Однако наиболее сильно влажность породы влияет на глубину сезонного промерзания и протаивания через фазовые переходы влаги, доля которых может превышать половину общей годовой суммы теплооборотов. Таким образом, глубина промерзания – протаивания пород с увеличением влажности будет уменьшаться.



Общая зависимость изменения глубины сезонного промерзания и оттаивания пород от их влажности представлена на рис. 5.3.

Рис. 5.3. Изменение глубины сезонного промерзания и оттаивания в зависимости от влажности.

Начальная часть графика показывает некоторое увеличение глубины сезонного промерзания и протаивания с увеличением влажности от 0 до некоторой величины $W_{нз}$. В этом интервале влага не замерзает при отрицательной температуре и породы остаются немерзлыми (охлажденными). С увеличением влажности свыше $W_{нз}$ возрастает доля фазовых переходов в общем теплообороте породы, и глубина их промерзания и протаивания уменьшается.

Важное значение в формировании мощности слоя сезонного промерзания (или протаивания) имеет **температурная сдвигка**, которая представляет собой разность температур между поверхностью горных пород и подошвой сезоннопромерзающего (протаивающего) слоя. Температурная сдвигка возникает за счет увеличения теплопроводности пород при их переходе из талого в мерзлое состояние; чем больше льдистость мерзлой породы, тем больше различие коэффициентов теплопроводности. Это явление объясняется тем, что теплопроводность льда примерно в четыре раза выше теплопроводности воды. Отмечено также, что чем дисперснее порода (при одинаковой влажности), тем коэффициент теплопроводности ее меньше и меньше соотношение λ_m/λ_t .

Понижение среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания и сезонного протаивания приводит к увеличению глубины сезонного промерзания пород и сокращению глубины сезонного протаивания пород.

Оценка влияния температурной сдвигки на формирование температурного режима пород будет неполной, если не упомянуть следующее важное обстоятельство. До сих пор влажность горных пород принималась неизменной как в период промерзания, так и период их протаивания. В этом случае наибольшая температурная сдвигка в сторону отрицательных температур должна наблюдаться у влагонасыщенных грубодисперсных, в том числе песчаных, пород. В действительности это не всегда так (Бойцов, Лебедева, 1989; Шендер и др., 1996).

На пологих дренируемых склонах и водоразделах, в зоне аэрации, сложенной песками мелкими и средней крупности, в начале интенсивного промерзания грунтов количество влаги близко значению величины максимальной молекулярной влагоемкости и не превышает 4-5% от объема породы. В летний сезон, особенно в период инфильтрации талых снеговых вод, влажность грунтов возрастает в 2-3 раза, в соответствии с этим резко увеличивается их ко-

эффицент теплопроводности при неизменной величине фазовых переходов. Это явление приводит, во-первых, к быстрому протаиванию верхней части геологического разреза и, во-вторых, к формированию *положительной температурной сдвижки* на подошве деятельного слоя. Величина температурной сдвижки достигает по расчетам 3-5°C. Именно высокие значения положительной температурной сдвижки являются, по мнению автора, причиной формирования надмерзлотных таликов в песчаных породах при суровых климатических условиях Центральной Якутии.

5.3.2. Снежный покров

Снежный покров формируется практически повсеместно в районах, где встречаются мерзлые породы. Влияние его на радиационно-тепловой баланс поверхности весьма велико и многообразно. Прежде всего, снег увеличивает альbedo дневной поверхности, повышая ее отражательную способность в несколько раз. Это приводит к уменьшению поглощения лучистой энергии, и к понижению средних годовых температур пород. Кроме того, к существенному сокращению приходной части теплового баланса приводят затраты тепла на таяние снега и частичное испарение талых вод. Тающий снег в течение некоторого времени поддерживает на поверхности нулевую температуру, что препятствует прогреванию почвы, несмотря на положительную температуру воздуха. Отсюда следует охлаждающее влияние снежного покрова.

В то же время снежный покров, обладающий малой теплопроводностью, как теплоизолятор, предохраняет почву от зимних теплопотерь и выступает как отепляющий фактор. Чем выше теплоизоляционные свойства снега в зимний период, тем больше его отепляющее влияние на почвогрунты.

Таким образом, главными факторами, определяющими влияние снежного покрова на температурный режим поверхности, являются высокое альbedo и теплоизолирующая роль снега (рис. 5.4).

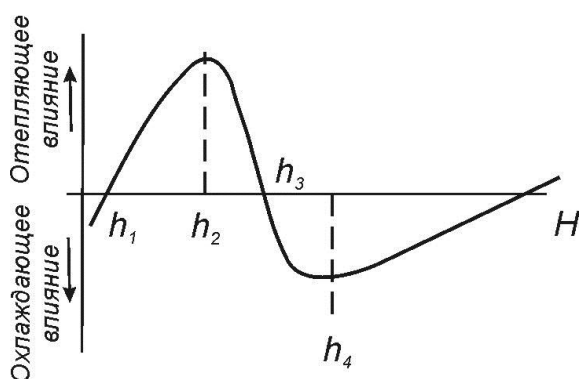


Рис.5.4. Изменение влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в зависимости от его мощности

На графике показано, что если снег имеет малую мощность (до h_1), то преобладает его роль как отражателя солнечных лучей, и такой маломощный покров оказывает охлаждающее воздействие на грунты. При увеличении мощности снежного покрова от h_1 до h_2 преобладает его тепляющее влияние. При дальнейшем росте мощности снега от h_2 до h_3 большое количество тепла расходуется на его таяние в весенний период, продолжающееся значительное время при положительной температуре воздуха. Поэтому тепляющая роль снежного покрова постепенно снижается и в конечном итоге он становится охлаждающим фактором для горных пород (от h_3 до h_4), что максимально проявляется на участках, где снег не успевает стаять в теплый период года. Дальнейшее накопление снега приводит к формированию многолетних снежников, температурный режим на подошве которых зависит от различных факторов природной среды, в том числе и от притока глубинного тепла.

В целом для регионов, где развиты многолетнемерзлые толщи или наблюдается устойчивое сезонное промерзание грунтов, снежный покров является тепляющим фактором. Исключением являются некоторые степные районы Забайкалья, где в отдельные годы максимальная высота снежного покрова в течение зимы не превышает нескольких сантиметров.

В области сезонного промерзания при снятии или отсутствии снежного покрова наблюдается значительное увеличение глубины зимнего промерзания горных пород.

В области распространения многолетнемерзлых толщ при наличии сливающейся мерзлоты, уменьшение мощности снега ведет, с одной стороны, к снижению среднегодовой температуры пород, а, следовательно, и некоторому снижению глубины протаивания, а с другой, к увеличению амплитуды колебаний температуры поверхности пород, и, поэтому, – к увеличению этой глубины. Таким образом, снятие или отсутствие снежного покрова мало изменяет летние теплообороты в грунтах, которые в основном и определяют глубину их протаивания.

По данным натурных наблюдений установлено, что увеличение мощности снежного покрова на 5-15 см приводит к повышению среднегодовой температуры пород на 1°C . Поэтому при достаточной мощности снежного покрова горные породы могут иметь положительную температуру в районах, где наблюдаются низкие среднегодовые температуры воздуха.

Первую приближенную формулу для оценки тепляющей роли снежного покрова предложил В.А.Кудрявцев (1954). При ее выводе использовался первый закон Фурье, описывающий затухание температурных колебаний в среде

без фазовых переходов. Формула имеет вид:

$$\Delta t_{\text{сн}} = A_{\text{д}} (1 - e^{-h_{\text{сн}}\varphi}); \varphi = \sqrt{\frac{\pi}{\alpha_{\text{сн}} T}},$$

(5.1)

где $\Delta t_{\text{сн}}$ – разность между среднегодовой температурой поверхности почвы (растительного покрова) под снегом и среднегодовой температурой дневной поверхности; $A_{\text{д}}$ – амплитуда (физическая) годовых колебаний температуры на дневной поверхности; $\alpha_{\text{сн}}$ – коэффициент температуропроводности снега; $h_{\text{сн}}$ – высота снежного покрова в середине зимнего периода; T – период колебаний.

Теплоизолирующее действие снежного покрова определяется его термическим сопротивлением $R_{\text{сн}}$, которое зависит от мощности снега и его коэффициента теплопроводности ($\lambda_{\text{сн}}$): $R_{\text{сн}} = h_{\text{сн}}/\lambda_{\text{сн}}$. Теплопроводность снега в первую очередь зависит от его плотности и определяется в практических расчетах по известной формуле Б.В.Проскуракова:

$$\lambda_{\text{сн}} = 0,018 + 0,87\rho_{\text{сн}},$$

(5.2)

где размерности величин теплопроводности и плотности снега соответственно составляют $[\text{ккал}/(\text{м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{С})]$ и $[\text{г}/\text{см}^3]$.

Коэффициент температуропроводности снега $\alpha_{\text{сн}}$ представляет собой отношение коэффициента теплопроводности к его объемной теплоемкости $C_{\text{об}}$. Как показал С.Н.Булдович (Методы ..., 2004), величина этого коэффициента при существующих плотностях снежного покрова изменяется незначительно и с достаточной для практических целей точностью ее можно принять равной $0,00178 \text{ м}^2/\text{ч}$, а формулу (5.1) переписать в виде:

$$\Delta t_{\text{сн}} = A_{\text{д}} (1 - e^{-0,45h_{\text{сн}}}),$$

(5.3)

где мощность снега $h_{\text{сн}}$ измеряется в метрах.

Отепляющее влияние снега зависит не только от его термического сопротивления, но и как показано в работах В.А.Кудрявцева, от величины проходящего через снежную толщу тепла, т.е. от величины годовых теплооборотов в грунтах.

Теплоизолирующее влияние снега проявляется только при наличии теплового потока из подстилающих грунтов (по Булдовичу С.Н.). При его отсутствии перепад температур между поверхностью грунта и поверхностью снега (т.е. отепляющее влияние снега) будет равно нулю. Чем большее количество тепла отводится из грунта в атмосферу через слой снега за зимний период, тем больше разница среднезимних температур на подошве и кровле снежного по-

кровы при одном и том же его термическом сопротивлении. Это прямо следует из уравнения теплопроводности:

$$q_3 = \frac{\lambda_{сн} \Delta t_{сн}^3}{h_{сн}},$$

(5.4)

откуда

$$\Delta t_{сн}^3 = \frac{q_3 h_{сн}}{\lambda_{сн}} = q_3 \cdot \bar{R}_{сн} = \frac{B_3 \bar{R}_{сн}}{\tau_3},$$

(5.5)

где q_3 – средняя интенсивность теплового потока из пород в зимний период; $\Delta t_{сн}^3$ – среднезимний перепад температур в слое снега; $h_{сн}$, $\lambda_{сн}$ – средняя мощность и теплопроводность снега; $\bar{R}_{сн} = h_{сн}/\lambda_{сн}$ – среднее термическое сопротивление снежного покрова за зимний период; B_3 – зимний теплооборот в породах; τ_3 – время существования снежного покрова.

Перепад температур в снежном покрове приводит к повышению среднегодовой температуры поверхности грунта по сравнению с дневной поверхностью на величину

$$\Delta t_{сн} = \frac{B_3 \bar{R}_{сн}}{T},$$

(5.6)

где $\Delta t_{сн}$ – положительное приращение среднегодовой температуры на поверхности грунта в результате тепляющего влияния снежного покрова; T – длительность года.

Следствием теплоизолирующего влияния снежного покрова является сокращение амплитуды годовых колебаний температуры под снегом, величину которого в первом приближении можно принять равной $\Delta t_{сн}$.

Таким образом, уравнение (5.6.) показывает, что вклады термического сопротивления снега и теплооборотов в подстилающих породах в формировании тепляющего влияния снежного покрова равноценны. При отсутствии на почве растительного покрова и считая, что полугодовой теплооборот в грунтах расходуется только на фазовые переходы, глубину сезонного протаивания (промерзания) можно определить по приближенной формуле Стефана (см. 3.13):

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_T \Omega_{л}^n}{Q_{\phi}}},$$

откуда полугодовой теплооборот в грунтах B равен:

$$B = Q_{\phi} \xi = \sqrt{2\lambda_T \Omega_{\lambda}^n} Q_{\phi},$$

(5.7)

где ξ – глубина летнего протаивания пород; Q_{ϕ} – теплота фазовых переходов в грунте; λ_T – теплопроводность талых пород; Ω_{λ}^n – сумма градусочасов за летний период на поверхности пород.

Из зависимости (5.7) следует, что отепляющий эффект снежного покрова оказывается пропорциональным $\sqrt{Q_{\phi}}$, т.е. для одних и тех же пород с разной объемной влажностью, например, 10 и 40%, одинаковое значение $\Delta t_{\text{сн}}$ будет отмечаться при термическом сопротивлении снега, различающимся в два раза.

Величина теплооборотов в грунтах определяется не только количеством поглощенной солнечной радиации, но и другими процессами: инфильтрацией атмосферных осадков, внутригрунтовой конденсацией и прочее. Поэтому снежный покров усиливает влияние всех отепляющих факторов. В то же время, его отепляющая роль будет снижаться при наличии растительных покровов и тем больше, чем выше их термическое сопротивление.

В работах В.А.Кудрявцева показано, что теплообороты пород максимальны при среднегодовой их температуре, равной 0°C; в соответствии с этим и отепляющее влияние снега будет наибольшим. При движении к югу или северу от «нулевой» границы оно будет уменьшаться.

Таким образом, отепляющее влияние снежного покрова определяется не только его свойствами, но и зависит от многих факторов природной обстановки.

5.3.3. Растительность

Растительность, находясь на границе атмосферы с литосферой, значительно влияет на обмен тепла и влаги между ними, а в конечном итоге и на температурный режим горных пород. Многообразный состав собственно растительных покровов (моховой, лишайниковый, травяной), а также кустарникового и лесного имеют несколько аспектов влияния на температуру пород и глубину сезонного промерзания и оттаивания. Растительные покровы во многом определяют условия снегонакопления, изменяют отражательную способность земной поверхности, испаряют влагу в большом объеме, влияют на величину турбулентного теплообмена почвы с атмосферой и пр. Даже одна и та же растительность в различные сезоны и погодные условия по-разному влияет на указанные процессы в течение года.

В общем случае растительный покров предохраняет почву от зимнего охлаждения и препятствует ее летнему прогреванию, сокращая амплитуды

колебания температуры на поверхности. На юге сокращение летних амплитуд колебания температуры будет больше, чем зимних, потому что лето там продолжительнее зимы. На севере, наоборот, растительность больше влияет на зимние теплообороты, т.е. сокращает зимние амплитуды колебания температур.

Мерзлые толщи и растительность, развиваясь во времени, реагируют на изменение друг друга. Растительные сообщества во многих случаях являются хорошими индикаторами термического и влажностного состояния почвы, и это обстоятельство широко используется при мерзлотной съемке. Часто уничтожение растительности приводит к повышению летних температур горных пород и глубины сезонного протаивания, что способствует усилению криогенных процессов, в первую очередь термокарста, термоэрозии и заболачиваемости.

Количественно оценить влияние растительного покрова в качестве теплоизолятора на температурный режим и глубины сезонного промерзания (протаивания) значительно труднее, чем снежного покрова. Растительный покров, во-первых, изменяет свои свойства в течение года, а во-вторых, изолирует почву не только от охлаждения зимой, но и от прогревания летом. В зависимости от соотношения продолжительности холодного и теплого периодов года и будут проявляться его свойства.

Тепловое воздействие зимнего и летнего растительного покрова можно рассматривать отдельно, используя зависимость (5.6). Суммарный температурный эффект определится суммой этих воздействий.

Среди напочвенных покровов особенно высока охлаждающая роль влажных мхов. Дело в том, что в талом состоянии коэффициент теплопроводности мха в несколько раз меньше, чем мерзлом. Следовательно, зимой под таким покровом грунты остывают достаточно интенсивно, а летом слабо прогреваются. Моховые покровы мощностью 15-20 см приводят к сокращению глубины сезонного протаивания в 2-3 раза по сравнению с оголенной поверхностью и снижению на несколько градусов среднегодовой температуры пород.

Подобным образом ведет себя торфяной покров. Коэффициент теплопроводности торфа в талом состоянии, как правило, в два раза ниже, чем в мерзлом. При определенном влажностном режиме торфяника различие теплопроводностей может достигать разы. Поэтому, даже при среднегодовой положительной температуре на поверхности торфа подстилающие грунты могут находиться в мерзлом состоянии.

Отепляющее влияние на грунты северных территорий чаще всего оказывает кустарниковая растительность. В этих районах высота снега на открытых участках составляет 0.1-0.3 м, а на участках с кустарником она может в несколько раз быть выше, т.е. за счет растительности возрастает отепляющая

роль снежного покрова. Однако надо отметить, что это не приводит к значительному увеличению глубин летнего оттаивания грунтов.

Лесная и кустарниковая растительность в связи с затеняющим эффектом снижает поток солнечной радиации, что приводит к меньшему прогреванию грунтов по сравнению с открытыми участками и задерживает процесс снеготаяния. Теплообмен между поверхностью почвы и атмосферой зависит от общего количества фитомассы, сомкнутости крон, полноты ярусов в лесном массиве и пр. Роль леса меняется при движении с севера на юг. В редколесьях лесотундры и северной тайги наблюдается повышенная мощность рыхлого снежного покрова, обусловленная снижением скорости ветра по сравнению с безлесными участками. Таким образом, на этих участках увеличивается тепляющее влияние снега на грунты, а приход солнечной радиации практически такой же, как и на открытых. В результате среднегодовая температура пород в северных лесах выше, чем на безлесных участках.

С продвижением на юг сомкнутость крон деревьев в лесных массивах возрастает, вследствие чего сокращается приток солнечной радиации к поверхности почвы. Кроме того, на кронах деревьев задерживается значительная часть твердых зимних осадков, и мощность снежного покрова под пологом леса снижается. Поэтому в средней и южной тайге, в области развития талых пород, лес является охлаждающим фактором. В Западной Сибири, вблизи южной границы криолитозоны, острова мерзлых пород приурочены к темнохвойным лесам с моховым напочвенным покровом.

В заключение следует сказать, что исходя из многообразия растительности и ее динамичности в связи с климатическими флуктуациями, антропогенными нагрузками и пр., вопрос влияния на теплообороты в грунтах является весьма сложным и в большинстве случаев необходимо проводить специальные тепло- и воднобалансовые наблюдения на стационарных площадках.

5.3.4. Водный покров и заболоченность

Температурный режим донных отложений пресных водоемов зависит от их глубины. Поверхность воды имеет малую отражательную способность, хорошо пропускает коротковолновую лучистую энергию и в летний период в водоемах, в силу большой теплоемкости воды, аккумулируется значительное количество тепла. В тоже время, в зимний период, когда формируется ледяной покров, имеющий высокую теплопроводность, происходит быстрое остывание воды. В том случае, если мощность водного слоя превышает максимальную за зиму толщину льда, донные отложения будут иметь положительную температуру и под водоемом образуются талик.

Толщина ледового покрова зависит не только от зимней температуры воз-

духа, но и от количества атмосферных осадков и условий накопления снега. Приведем пример. В Центральной Якутии наиболее характерной является высота снежного покрова в 30-40 см (в конце зимы). Ветры зимой слабые или отсутствуют, поэтому снег ложится ровным рыхлым слоем и препятствует интенсивному выхолаживанию водоема, а толщина льда на озерах редко достигает 1.0 м. В то же время на Чукотке, где сумма зимних температур воздуха и количество осадков близки «якутским», именно за счет сдувания снега с поверхности льда, промерзание водоемов достигает глубины 2.0-2.5 м.

Положительная среднегодовая температура донных отложений может наблюдаться и в случае их частичного промерзания в зимний период. Существует такая критическая глубина водоема $H_{кр}$ (по В.А.Кудрявцеву), при которой средняя температура поверхности дна равна нулю (рис.5.5).

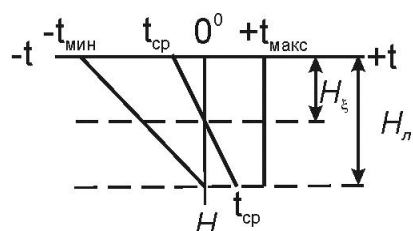


Рис. 5.5. Схема распределения минимальных, максимальных и среднегодовых температур в ледяном покрове водоема.

При этом средняя температура будет определяться из выражения:

$$t_{\text{ср}} = 0.5 [(t_{\text{макс}} + (1 - H_{\text{в}}/H_{\text{л}}) t_{\text{мин}})].$$

При мощности слоя воды меньше $H_{кр}$, под ним будут находиться мерзлые породы, оттаивающие летом на небольшую глубину. При глубинах водоемов, лежащих в диапазоне от $H_{кр}$ до максимальной мощности льда, среднегодовые температуры донных отложений будут положительными, но зимой они будут частично промерзать.

Критическая глубина, как и мощность льда, определяется климатическими факторами. Поэтому вблизи южной границы криолитозоны величина ее составляет первые дециметры, а в северных районах может достигать 1.5 и более метров.

Важная роль в формировании температурного режима озер и донных отложений принадлежит органике. В той же Якутии многие озера содержат большие запасы сапропеля с многочисленными анаэробными микроорганизмами. В результате деятельности биоты, температура воды вблизи минерального дна достигает 5-7°C.

В процессе высыхания (или осушения) озер и зарастания их растительностью, при появлении мха и торфа, среднегодовая температура донных отложений будет понижаться и под водоемом начнут формироваться многолетне-

мерзлые породы.

5.3.5. Рельеф местности, экспозиция и крутизна склонов

Увеличение высоты местности приводит к понижению температуры воздуха. Средний градиент понижения температуры воздуха в тропосфере составляет, примерно, $0.5-0.6^\circ$ на каждые сто метров подъема. В связи с этим понижается и среднегодовая температура поверхности почвы. С высотой меняется количество атмосферных осадков, условия накопления снежного покрова, влажность почвы, видовой состав растительности и т.д., т.е. происходит изменение всех классификационных показателей сезонного промерзания (оттаивания) горных пород в основном в сторону повышения суровости мерзлотных условий.

Во многих низкогорных районах Сибири и Якутии в зимний период наблюдается *инверсионное* распределение температуры воздуха с высотой. В период антициклональной погоды холодный тяжелый воздух застаивается в долинах, а с высотой наблюдается потепление. Это явление наблюдается, как правило, до высот 900-1000 м, а выше идет нормальная стратификация температуры. Поэтому на невысоких водоразделах в зимний период температура воздуха оказывается на $3-5^\circ$ выше, чем в долинах. Влиянием инверсии некоторые исследователи объясняют существование таликов в указанных районах.

В условиях расчлененного рельефа (и не только в горах) важное значение в формировании температуры грунтов и глубины сезонного промерзания (оттаивания) имеет *экспозиция* склонов. Склоны южной экспозиции (склоны долин смотрят на юг) летом получают значительно больше лучистой солнечной энергии, чем северные. Поскольку эта разность в поступлении энергии определяется прямой солнечной радиацией, то при антициклональном режиме погоды она будет максимальной; в условиях морского климата – минимальной. Высокие летние температуры поверхности почвы на склонах южных румбов, обусловленные повышенным значением инсоляции, приводят к увеличению амплитуды колебаний и среднегодовой температуры грунтов и глубины их сезонного протаивания. Понижение t_{cp} и сокращение A_0 в зависимости от экспозиции происходит в направлении от южных, юго-западных склонов к северо-восточным и северным. Зимой, при малом поступлении лучистой энергии и наличии снежного покрова склоны рельефа охлаждаются почти одинаково, поэтому собственно фактор экспозиции на глубину промерзания (охлаждения) влияет мало.

Влияние крутизны склонов на температурный режим и глубину сезонного протаивания грунтов проявляется через угол падения солнечных лучей, а в горных районах еще и через затененность склонов друг другом. Более высокие температуры пород характерны для склонов, перпендикулярных солнечным

лучам. Наиболее четко эффект влияния экспозиции и крутизны склонов на температурный режим пород проявляется в условиях низкогогорного рельефа, когда водоразделы вытянуты в меридиональном направлении. Например, в Южной Якутии, в пределах Станового хребта, на склонах южной и юго-западной экспозиций развиты сосновые боры, а на противоположных склонах – редкостойные лиственничные леса. Конечно, нужно иметь в виду, что влияние экспозиции и крутизны склонов на температурный режим пород и глубину протаивания осложняется другими факторами (распределение снежного покрова, видовой состав растительность, влажность грунтов и пр.), которые также обусловлены морфологией рельефа.

Влияние рельефа на формирование мерзлотных условий территорий сказывается не только на местном, но и на региональном уровне. Горные хребты во многом определяют континентальность климата огромных территорий, препятствуя атмосферному влагопереносу с океанов во внутренние части материков. Верхоянский и Становой хребты встают на пути влажных ветров с Тихого океана в Восточную Сибирь и Якутию, а Уральские горы, хотя и небольшие по высоте, сокращают количество атмосферных осадков в Западной Сибири по сравнению с Восточной Европой.

5.3.6. Конвективные потоки воды и воздуха

Горные породы могут изменять свою температуру не только при кондуктивной передаче тепла, но и за счет конвективного теплообмена, который совершается тремя путями: 1) миграция влаги к фронту промерзания; 2) инфильтрация воды в породу; 3) поступление в породу воздуха.

При миграции влаги к фронту промерзания увеличивается количество скрытой теплоты льдообразования в промерзающем слое (тепло фазовых переходов), в результате чего интенсивность и глубина промерзания грунтов снижаются. Чем больше влаги мигрирует к фронту промерзания, тем на меньшую глубину они промерзают. Установлено, что в дисперсных грунтах миграция влаги идет интенсивнее, чем в песчаных, поэтому последние промерзают, как правило, на большую глубину.

Значительное количество тепла поступает в породу с жидкими атмосферными осадками. Интенсивность привноса тепла путем инфильтрации зависит от количества осадков и их температуры, а также фильтрационных свойств самой породы. Для количественной оценки отепляющего влияния осадков на горные породы В.А.Кудрявцевым была предложена приближенная формула:

$$\Delta t_{\text{cp}} = V t_{\text{oc}} C_{\text{в}} \xi / \lambda_{\text{пр}} T, \quad (5.8)$$

где Δt_{cp} – повышение среднегодовой температуры пород, °С; V – количе-

ство летних осадков, инфильтрующихся в грунт, кг/м^3 ; $t_{\text{ос}}$ – их средняя температура, $^{\circ}\text{C}$; ξ – глубина сезонного промерзания или протаивания, м; T – время (год = 8760 час); $C_{\text{в}}$ – удельная теплоемкость воды, $\text{кДж/кг}\cdot\text{град}$; $\lambda_{\text{пр}}$ – приведенный коэффициент теплопроводности пород, равный средневзвешанному за год их значению в мерзлом и талом состояниях, $\text{кДж/ (м}\cdot\text{час}\cdot\text{град)}$.

$$\lambda_{\text{пр}} = \frac{\lambda_{\text{т}}(A_0 + t_0) + \lambda_{\text{м}}(A_0 - t_0)}{2A_0},$$

(5.9)

где $\lambda_{\text{т}}$ и $\lambda_{\text{м}}$ – коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунтов; A_0 – годовая амплитуда температур на поверхности грунта, t_0 – средняя годовая температура на поверхности грунта.

Отепляющий эффект одного и того же количества осадков будет выше на участках, сложенных грубодисперсными грунтами или сильно трещиноватыми породами. В этом случае все тепло будет расходоваться на нагревание массива и таяние текстурных льдов. По данным расчетов, максимальное повышение температуры горных пород за счет инфильтрации летних осадков составляет $1.5\text{-}2.0^{\circ}\text{C}$ и наблюдается в районах, где выпадает более 300 мм дождей. На участках с развитым растительным покровом, а также в условиях континентального климата роль инфильтрации в формировании среднегодовых температур грунтов не превышает десятых долей градуса.

Отепляющее влияние на породы оказывает и конденсация паров воды воздуха, проникающего в пустоты горных пород. Исходя из количества тепла, выделяемого при конденсации (равного теплу парообразования), роль ее в повышении температуры пород должна быть очень значительной. По данным различных авторов (Климочкин, 1975; Рейнюк, 1959 и др.) величина конденсации водяных паров воздуха в грунтах зон континентального климата составляет 5-20 и более мм (в слое воды) за летний сезон. Даже если предположить, что конденсируется всего 5 мм, то эта величина будет соответствовать теплу, которое выделяется при охлаждении 100 мм осадков с температурой 25° до 0°C . В настоящее время процесс конденсации водяных паров воздуха в грунтах изучен весьма слабо. Многие исследователи придерживаются мнения о существовании этого процесса, но в значительно меньших масштабах. Вероятнее всего на формирование температурного режима грунтов оказывает влияние влажностный режим, обусловленный совместными процессами внутри грунтовой конденсации и испарения.

При большой скважности пород, наблюдаемой в первую очередь в закарстованных массивах, большое значение в формировании их температурного режима оказывают конвективные потоки воздуха. Воздухообмен горных пород

с атмосферой происходит вследствие разности давлений и температуры. За счет разности давлений перетоки воздушных масс могут наблюдаться в любое время года и оказывать как отепляющий, так и охлаждающий эффект на горные породы. Однако, наиболее заметна охлаждающая роль холодного зимнего атмосферного воздуха, который вытесняет из полостей пород теплый и более легкий.

Влияние различных факторов природной среды на температурный режим горных пород и глубину сезонного промерзания (протаивания) следует рассматривать с учетом антропогенного воздействия. В процессе освоения территорий изменяются не только ландшафты, но и климат, растительный и животный мир и пр. Влияние хозяйственной деятельности человека на температурный режим и глубины сезонного промерзания и протаивания пород неуклонно возрастает, поэтому нужно научиться прогнозировать отклик криосферы на эту деятельность и целенаправленно разрабатывать превентивные мероприятия.

6.Закономерности формирования мощности и температурного режима многолетнемерзлых толщ

6.1. Современные представления о развитии многолетнемерзлых пород

Многолетнее промерзание горных пород начинается в случае, если их среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания переходит через ноль градусов в сторону отрицательных значений. Глубина промерзания, соответственно, и мощность мерзлых толщ, как следует из законов Фурье, определяется температурой и амплитудой ее колебаний на поверхности пород, а также длительностью периода колебаний. Сухие и слабовлажные породы при прочих равных условиях промерзают интенсивнее и на значительно бóльшую глубину, чем влагонасыщенные.

В недавнем геологическом прошлом, в конце позднего плейстоцена, климат Земли в северном полушарии был очень суровый, намного холоднее современного, поэтому тогда на огромных территориях существовали благоприятные условия для глубокого промерзания недр. В голоцене наступило потепление, особенно ощутимое в середине периода, и криолитозона стала сокращаться как по площади, так и в разрезе, т.е. началась деградация мерзлоты. Насколько правомерен такой вывод?

Впервые теория деградации мерзлых толщ обосновывалась в работах М.И.Сумгина, который сделал вывод о том, что многолетняя мерзлота возникла в периоды крупных оледенений и поэтому должна сокращаться вслед за таянием ледников. В подтверждение этому им приводились данные о смещении южной границы многолетнемерзлых толщ к северу. Однако уже к середине прошлого века появились данные о новообразовании мерзлых толщ и понижении температуры горных пород. Такие ученые, как П.И.Колосков, С.Г.Пархоменко, Д.В.Редозубов и др., придерживались противоположной М.И.Сумгину точки зрения и предполагали усиление (аградацию) мерзлоты. Связан этот процесс, по мнению авторов, с современным похолоданием, которое началось несколько тысячелетий тому назад.

М.И.Сумгин в качестве одного из основных доказательств своей теории привел данные о распределении температуры горных пород по скважине в районе п. Сковородино (рис. 6.1).

На кривой температур видно, что наиболее низкие значения температуры находятся не вблизи поверхности, а на значительной глубине. Отсюда сделан вывод о повышении температуры с поверхности, которое распространяется вглубь массива пород. Однако, во-первых, вывод может быть справедлив для одномерного температурного поля и не отражать термический режим пород массива; во-вторых, наблюдаемое повышение температуры пород в верхней части разреза может быть вызвано короткопериодным колебанием климата, что не может свидетельствовать о глобальности явления.

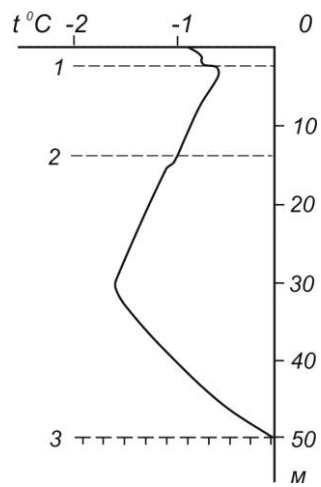


Рис.6.1. Температура горных пород в п.Сковородино (по данным М.И.Сумгина):

1 – граница слоя сезонного протаивания; 2 – подошва слоя годовых колебаний температуры; 3 – предполагаемая граница мерзлых пород

Под деградацией мерзлых толщ следует понимать такое изменение теплового состояния мерзлых пород, которое сопровождается уменьшением их мощности, площади, изменением их физико-механических свойств и конфигурации мерзлой зоны (Общее мерзлотоведение, 1974). Температура мерзлых пород может меняться вне зависимости от остальных параметров, но изменение их мощности всегда сопровождается температурными изменениями. Главным условием и признаком деградации мерзлых пород является скачкообразное уменьшение теплового потока при его переходе из талых пород в мерзлые ($q_T > q_M$).

Современная деградация нестационарных мерзлых пород вызвана медленным потеплением климата за последние 15-20 тыс. лет. По данным В.Т. Балобаева современная скорость оттаивания мерзлых пород снизу во многих районах Сибири, Якутии и Северо-Востока России составляет 1-2 см/год, и это никак не проявляется в их термическом режиме. Наиболее сложная картина наблюдается в Западной Сибири, где широко развита несливающаяся «мерзлота». В этом регионе древние толщи глубоко протаяли сверху и сейчас находятся в деградационном состоянии, а с поверхности образовалась новая толща мерзлых пород, для оттаивания которой снизу нет условий, потому что глубинное тепло перехватывается реликтовой «мерзлотой».

Как показывают палеокриологические исследования, мощность мерзлой зоны и ее площадь в начале голоцена были значительно больше современных значений. Можно говорить о глобальной деградации мерзлых толщ во всем северном полушарии, хотя в каждом регионе имеются свои особенности. Таким образом, идея М.И.Сумгина о деградации вечной мерзлоты нашла свое подтверждение в многочисленных фактах. Вместе с тем в отдельных пунктах

на фоне общего деградационного состояния мерзлых толщ отмечается увеличение их мощности, а иногда и новообразование с поверхности. Причины этого явления всесторонне исследованы В.А.Кудрявцевым.

Термический режим горных пород верхней части земной коры зависит от теплообмена через поверхность земли. Периодические изменения теплообмена определяют динамику температурного поля горных пород. Колебания климата имеют различную периодичность и размах и отражаются на различных глубинах в горных породах. Временной ход температуры на поверхности горных пород и в толще мерзлоты представляет собой сложение температурных колебаний с различными периодами и амплитудой. В настоящее время выявлены длиннопериодные колебания температуры, связанные с космическими факторами, и колебания средней продолжительности – от десятков до сотен и тысяч лет, причина которых не всегда понятна.

При распространении температурных колебаний в земной коре согласно законам Фурье происходит затухание амплитуды колебаний с глубиной и запаздывание фазы колебаний по времени; температурные колебания с небольшим периодом проникают на малую глубину (годовые всего на 15-20 м). Следовательно (по В.А.Кудрявцеву), с продвижением вглубь пород постепенно исчезают колебания меньших периодов, проявляются только длиннопериодные колебания температур, глубина распространения которых также имеет свои пределы.

На рис.6.2 линией АВ показано линейное повышение мощности криолитозоны с продвижением на север и наложение на эту общую закономерность температурных колебаний с различными периодами. При этом принято: колебания температуры с периодом 10 лет вызывают деградацию мерзлых толщ, а колебания с периодами 40 и 300 лет соответственно – аградацию и деградацию, причем влияние 40-летних колебаний сильнее, чем 300-летних.

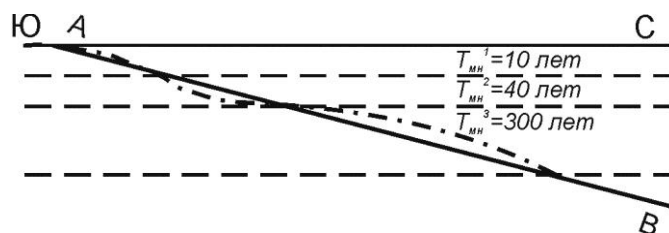


Рис.6.2. Схема возможных изменений мощности мерзлых толщ с юга на север при наложении колебаний температур различных периодов (по В.А.Кудрявцеву)

В верхнем слое пород проявляются все температурные колебания с различными периодами и фазами, а в результате их сложения формируется де-

градационная кривая. В слое II 10-летние колебания не прослеживаются, а происходит наложение друг на друга 40- и 300-летних колебаний – идет нарастание мощности криолитозоны; в слое III будут только колебания с периодом 300 лет, которые оказывают деградационное воздействие на криолитозону. Таким образом, на одной и той же глубине в разные моменты времени или на различных глубинах в одно и то же время, могут наблюдаться как повышение, так и понижение температуры. Следовательно, от факторов времени и глубины зависит проявление деградационных или аградационных процессов в мерзлых толщах. Разнопериодные колебания могут нарушать общую закономерность повышения мощности мерзлых толщ при движении с юга на север. Развитие криолитозоны есть результат непрерывного сложного процесса: наложение большого количества температурных колебаний, и чем меньше мощность мерзлых толщ, тем больше число этих колебаний.

6.2. Зависимость мощности криолитозоны от периодических изменений климата и геолого-географических факторов

Глубина многолетнего промерзания и мощность криолитозоны, в соответствии с законами Фурье и условием Стефана, определяется верхними и нижними граничными условиями и литологическими особенностями горных пород. Максимальная глубина многолетнего промерзания может быть выражена следующей зависимостью:

$$\xi_{MN} = f(A_{cp}, t_{cp}, T_{MN}, \lambda, C, Q_{\phi}, \dot{g}),$$

где: A_{cp} , t_{cp} - амплитуда и среднее значение многолетних температур на поверхности; T_{MN} - период их колебаний; λ , C – теплопроводность и теплоемкость горных пород; Q_{ϕ} - затраты тепла на фазовые переходы; \dot{g} – Величина геотермического градиента.

На основе многочисленных решений задачи Стефана установлено следующее. Многолетнее промерзание прямо пропорционально средней за период отрицательной температуре поверхности, по более сложной зависимости увеличивается с возрастанием амплитуды, прямо пропорционально корню квадратному из периода колебаний температуры и теплопроводности пород. С увеличением влажности пород, за счет увеличения Q_{ϕ} , глубина промерзания заметно уменьшается, при этом влияние теплоемкости на ξ_{MN} невелико. Максимальная мощность мерзлых толщ наблюдается при низких потоках глубинного тепла и наоборот, резко падает с увеличением градиента температур.

Процесс многолетнего промерзания пород, как и сезонного промерзания, обычно длится в течение третьей части периода. Полученные данные показы-

вают (по Ершову, 2002), что мощность мерзлой толщи, формирующейся под влиянием 100000-летних колебаний температуры, нарастает на протяжении примерно 33000 лет. Скорость промерзания в начале процесса будет максимальной, в конце – минимальной. При увеличении затрат тепла на фазовые переходы воды глубина промерзания снижается.

Классический пример расчета глубины промерзания, приводимый в учебниках, выполнен при следующих условиях: $T_{\text{мн}} = 100$ тыс.лет, $A_{\text{мн}} = 6^{\circ}\text{C}$, $t_{\text{ср}} = 0^{\circ}\text{C}$, $g = 0.01^{\circ}\text{C}/\text{м}$, $\lambda = 2.89$ кДж/(м·ч· $^{\circ}\text{C}$), $Q_{\text{ф}} = 99\,219$ кДж/м³. Максимальная мощность мерзлых толщ в данном случае составит порядка 180 – 210 м. Если бы «промерзали» сухие породы, то температурная волна могла достичь расчетной глубины уже через 300 лет (вместо 33 тыс.).

Мощности многолетнемерзлых толщ, связанные с различными периодами колебания температур – 100-, 10000- и 100000-летними, при прочих равных условиях соотносятся как 1:10:32. В силу этого мощности современных ММТ должны отличаться от сформировавшихся до термического максимума голоцена в 3.5-5 раз и последние от верхне- и среднечетвертичных – в 4-5 раз (Мерзлотоведение, 1981).

В предыдущем разделе указывалось, что сезонное промерзание грунтов происходит при среднегодовых температурах поверхности выше нуля градусов, и чем выше амплитуда колебаний, тем глубже промерзание пород. Глубина проникновения температурной волны связана с ее амплитудой логарифмической зависимостью. Мощность мерзлых толщ может формироваться как при отрицательных, так и положительных температурах на поверхности. Здесь возможны три случая:

- 1) $t_{\text{мн}} < 0^{\circ}\text{C}$ и $A_{\text{мн}} < t_{\text{мн}}$;
- 2) $t_{\text{мн}} < 0^{\circ}\text{C}$ и $A_{\text{мн}} > t_{\text{мн}}$;
- 3) $t_{\text{мн}} > 0^{\circ}\text{C}$ и $A_{\text{мн}} > t_{\text{мн}}$.

В первом случае многолетнемерзлые породы существуют в течение всего периода колебаний температуры, и такой тип промерзания распространен в суровых климатических условиях северной геокриологической зоны. Во втором случае образуются и развиваются мерзлые толщ, которые эпизодически оттаивают с поверхности на некоторую глубину. Такой тип промерзания характерен для зон распространения мерзлых толщ со средними температурами от 0 до минус 2 $^{\circ}\text{C}$. И, наконец, в последнем случае мерзлые породы образуются только в самое холодное время периода. Такой тип промерзания характерен для южной зоны распространения пород со среднегодовыми температурами близкими 0 $^{\circ}\text{C}$.

При многолетнем промерзании горных пород, которое продолжается ино-

гда многие тысячи лет, существенное значение в формировании максимальной мощности ММТ имеет величина глубинного потока тепла (q). Направленность и скорость продвижения нижней границы «мерзлоты» зависит от соотношения потоков тепла в талой (q_T) и мерзлой (q_M) зонах по обе стороны границы. В случае равенства потоков тепла температурные условия стационарны и граница неподвижна. Если $q_M > q_T$, то происходит охлаждение и промерзание пород и мощность ММТ возрастает; в противном случае будет наблюдаться деградация мерзлых толщ снизу.

Величина теплового потока при прочих равных условиях будет прямо пропорциональна градиенту температур, следовательно, и мощность криолитозоны больше там, где градиенты низкие. Такие условия наблюдаются на древних кристаллических массивах, в которых градиенты температур не выходят за пределы $0.5-2.0^\circ\text{C}/100\text{ м}$, а величина глубинного теплового потока не превышает $20-25\text{ мВт}/\text{м}^2$, при этом мощность криолитозоны достигает $800-1000\text{ м}$. В сейсмически активных районах и в пределах молодых платформ глубина многолетнего промерзания в $1.5-2.0$ раза меньше.

Наиболее высокие плотности тепловых потоков (до $100\text{ мВт}/\text{м}^2$) по данным В.Т.Балобаева, характерны для территории Северо-Востока России, поэтому даже при низких среднегодовых температурах поверхности мерзлых пород (до минус $8-10^\circ\text{C}$) мощность ММТ не превышает, как правило, $200-250\text{ м}$. В Западной Сибири величина геотермического градиента изменяется от 1.7 до $6.6^\circ\text{C}/100\text{ м}$ (Геокриология СССР..., 1989). В западной части плиты значения градиента повышенные – до $4.5-6.0^\circ\text{C}/100\text{ м}$, а в восточной – в два раза ниже. Интенсивность тепловых потоков находится в пределах $40-80\text{ мВт}/\text{м}^2$, при среднем значении равном $56\text{ мВт}/\text{м}^2$.

Кроме рассмотренных факторов на глубину многолетнего промерзания в значительной степени влияют геологическое строение, состав пород и гидрогеологические условия. Например, горные породы часто имеют повышенную теплопроводность вдоль напластования, чем по нормали к пласту. Вследствие этого в сводовых частях антиклинальных складок тепловой поток будет выше, чем в случае горизонтального залегания пород. Отдельные осадочные породы, в первую очередь каменный уголь и углистые сланцы, имеют весьма низкий коэффициент теплопроводности, и поэтому в пределах угольных бассейнов мощность мерзлых толщ меньше, чем в окружающих породах. Влияние подземных вод особенно велико в высокопроницаемых зонах разломов, по которым происходит конвективный перенос глубинного тепла.

В заключение следует остановиться на все еще слабо изученном влиянии газовых залежей на мощность многолетнемерзлых пород. Считается, что понижение температуры пород только за счет адиабатического расширения газа

может достигать 5°C. Наиболее благоприятные условия для проявления этого процесса должны наблюдаться в зонах повышенной трещиноватости пород.

В последнее время повышенное внимание уделяется **газогидратам**, продукту взаимодействия природных газов с подземными водами. При образовании этих соединений выделяется значительное количество тепла, равно как и поглощается при разложении – порядка 520-540 кДж/кг, поэтому тепловой эффект процесса может быть весьма существенным. Газовые гидраты – это кристаллические, макроскопические льдоподобные вещества, образующиеся при сравнительно низких (но не обязательно отрицательных по шкале Цельсия) температурах из воды и газа при достаточно высоких давлениях (Истомин, Якушев, 1992). В газогидратах молекулы газа заключены в кристаллические ячейки, состоящие из молекул воды, удерживаемые водородной связью. Общая формула соединения: $M \cdot n H_2O$, где M – молекула газа – газообразователя, n – количество молекул воды. Большинство компонентов природного газа способны образовывать гидраты кубической структуры I или II типов. В гидратах структуры I (метан, пропан, углекислый газ, сероводород и др.) в элементарной ячейке содержится 46 молекул воды, которые образуют 8 полостей (две малых и 6 больших). В элементарной ячейке структуры II (большинство из не названных газов) находится 136 молекул воды, которые образуют 16 малых и 8 больших полостей.

Газогидраты существуют на достаточно больших глубинах под дном морей и в пределах континентов. Регистрация этого открытия датируется 1969 г. (Васильев В.Г., Макагон Ю.Ф., Требин Ф.А. и Трофимук А.А.). Субмаринные газовые гидраты впервые наблюдались и были описаны в 1979 г. (Каспийское море, Тихоокеанское побережье Америки). Первоначально все находки газогидратов *регистрировались как мерзлые отложения*. В дальнейшем было доказано, что это своеобразные запасы газа в твердом виде. Мессояхское газовое месторождение, например, переданное в эксплуатацию в 1970 г., кроме свободного газа содержит в верхней части газогидратную залежь (Макагон, 2003). «Можно считать достоверно установленным научным фактом, что природные газовые гидраты образуют скопления, вплоть до формирования газогидратных залежей как на суше, так и под дном морей, а также находятся в рассеянном состоянии» (Кузнецов и др., 2003).

Газовые гидраты могут образовываться и стабильно существовать в широком интервале давлений и температур (для метана: от $2 \cdot 10^{-8}$ до $2 \cdot 10^3$ МПа при температуре от 70 до 350 К). Один объем воды связывает в гидратное состояние до 160 объемов метана. При этом ее удельный объем возрастает на 26% (при замерзании воды ее объем увеличивается на 9%) (Макагон, 2003).

Теплопроводность газогидратов обычно очень низкая: 0.4 Вт/(м·К) для метана и пропана. Процесс образования газогидрата, как уже было сказано, происходит с выделением тепла, а его разложение – с поглощением тепла. Причем, теплота фазовых переходов выше, чем у воды. «На разложение природных гидратов в пласте необходимо затратить от 6 до 12% энергии, содержащейся в гидратированном газе» (Макагон, 2003, стр.71).

Зоной образования гидрата является толща пород, в которой давление и температура соответствуют термодинамическим условиям стабильного существования гидрата газа. Мощность этой зоны в геологическом разрезе может достигать многих сотен метров. Так, например, для образования гидрата метана при температуре 0°C необходимо давление свыше 26 атм. (2.6 МПа), а при температуре равной минус 10°C достаточно давления 19 атм. При давлениях более 26 атм. гидраты метана могут находиться в стабильном состоянии при положительных температурах. Таким образом, в районах криолитозоны, на глубинах 250-300 м и ниже существуют условия для формирования газогидратной метановой залежи. В то же время, гидраты сероводорода при температуре 0°C могут быть в стабильном состоянии непосредственно у поверхности земли (Макагон, 2003).

Процесс образования и разложения газогидратов сходен с образованием водного льда и его таянием. Весьма важное отличие (кроме теплофизических свойств) состоит в том, что *температура их образования с падением давления не повышается, как температура замерзания воды, а понижается*. Как показывают исследования А.А.Коновалова и И.Д.Данилова (1999), при резком снижении давления (в условиях регрессии морского бассейна) и скачкообразном понижении равновесной температуры, начинается разрушение газогидратной залежи. Это, в свою очередь, вызывает охлаждение контактирующих с ней пород и (при достаточной интенсивности процесса) – их переход в мерзлое состояние. Согласно концепции этих авторов формирование многоярусного строения криолитосферы морских равнин на севере Западной Сибири происходило не только в результате палеотемпературных изменений, но и под воздействием менявшихся в ходе трансгрессий и регрессий давления и фазового состояния газогидратных залежей.

Благоприятные условия для гидратообразования существовали и в горных породах суши в периоды резкого похолодания климата, как это было, например, в сартанское время. Глубокое промерзание недр и понижение температуры пород должны были способствовать образованию гидратов газа (Типенко и др., 1999). В процессе разложения газогидратов при отрицательной температуре (при падении давления) обнаруживается эффект самоконсервации (за-

медление процесса) вследствие покрытия поверхности гидрата пленкой льда.

Кроме природных широко распространены техногенные газогидраты, образующиеся в призабойной зоне и стволе буровых скважин, в промысловых коллекторах, шлейфах и пр.

7. Экзогенные геологические процессы в криолитозоне

7.1. Физические и физико-химические процессы в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах

Мерзлые породы – многокомпонентные системы, содержащие кроме минерального скелета и льда еще воду и газы, в том числе пар. Содержание незамерзшей воды в породе при отрицательных температурах зависит не столько от степени ее охлаждения, сколько от величины удельной поверхности частиц, определяющей количество связанной влаги и концентрации порового раствора. Чем больше воды в породе перейдет в лед, тем прочнее она становится. Тонкодисперсные породы в мерзлом состоянии, содержащие незамерзшую влагу, менее прочные по сравнению с грубозернистыми.

Количество воды, перешедшей в лед в дисперсной породе, определяет величину **пучения**, поскольку масса воды при замерзании увеличивается в объеме примерно на 9% или на 2-3% от первоначального объема массива при полной влагоемкости пород. Однако промерзание дисперсных пород сопровождается миграцией влаги к фронту промерзания из талых слоев. Это приводит к тому, что в мерзлой дисперсной породе общее содержание влаги в жидком и твердом виде может значительно превышать ее полную влагоемкость в талом состоянии. Когда промерзание породы происходит без подтока влаги извне, говорят о *закрытой системе*; если с подтоком влаги – *открытой системе*. Промерзание дисперсных отложений в открытой системе сопровождается значительным увеличением их льдистости и соответственно большим пучением. Поэтому пучение грунтов сезонномерзлого слоя часто превышает таковое при промерзании сезонноталого слоя.

При **оттаивании** дисперсных мерзлых пород ослабляются и разрушаются цементационные связи. Часть талой воды остается в порах породы в виде капиллярной влаги, а также влаги, идущей на набухание, гидратацию частиц и пр., а остальная масса воды покидает породу, перемещаясь под действием гравитационных сил. За счет отжатия воды происходит уплотнение породы и уменьшается ее макропористость. Уплотнение породы при оттаивании приводит к осадкам и просадкам поверхности.

Миграция воды в жидкой фазе в капиллярно-пористых средах происходит под влиянием градиентов температуры и влажности. Влагоперенос осуществляется в направлении понижения температуры, а также от мест с большей влажностью к участкам с пониженной влажностью. По А.А.Ананяну (Мерзлотоведение, 1981), миграция молекул воды происходит из талой зоны, где пленки воды толще, в мерзлую, где часть воды перешла в лед, и пленки стали тоньше. Существуют и другие теории о причинах миграции воды и последующей ее кристаллизации: разность химических потенциалов взаимодействующих фаз грунтовой системы – Тютюнов И.А.; разность осмотических сил за счет повышения концентрации раствора в пленке незамерзшей воды – гидратационная теория льдовыделения Гольдштейна М.Н.; теория напорной (инъекционной) миграции воды в грунтах – Сумгин М.И. и др.

Все-таки большинство исследователей приходят к выводу, что миграция жидкой влаги происходит под влиянием ряда градиентов и различными механизмами, но основной механизм миграции – пленочно-кристаллизационный, обусловленный наличием водных пленок на поверхности частиц породы и формирующегося льда. Интенсивность миграции воды в промерзающих дисперсных горных породах зависит от следующих факторов (Общее мерзлотоведение, 1974):

- 1) природы минерального скелета (дисперсности, минералогического и химического составов, обменных катионов);
- 2) плотности;
- 3) температурного режима;
- 4) наличия источника поступления воды (открытость системы).

Одним из основных показателей, определяющим интенсивность миграции влаги (значит и пучения), является дисперсность породы. Наибольшая миграция обнаруживается в пылеватых грунтах, имеющих достаточно высокую удельную поверхность частиц и обладающих хорошими капиллярными свойствами. При увеличении содержания глинистых частиц в породе интенсивность миграции уменьшается за счет снижения фильтрационных свойств.

Опытами обнаружено, что в тонкодисперсных породах одинакового гранулометрического состава, интенсивность процессов миграции влаги зависит от

минералогического состава глинистой фракции. В глинах, состоящих из минералов группы каолинита, интенсивность миграции выше, чем у монтмориллоновых глин.

Сложение и плотность породы определяет ее капиллярные свойства. Существуют критические значения плотности, соответствующие максимальной миграции влаги и максимальному льдообразованию.

Температурный режим пород определяет скорость их промерзания. Для тонкодисперсных грунтов существует оптимальная скорость промерзания, определяющая наибольшее льдообразование за счет миграции. При больших градиентах температур и высокой скорости промерзания больших слоев миграционного льда не образуется.

Необходимо иметь в виду: миграция влаги идет не только к фронту промерзания, но и внутри мерзлого массива, где существуют незамерзшие пленки воды. С зимней миграцией влаги в мерзлых грунтах связан процесс накопления солей в приповерхностной части литологического разреза.

Весомый вклад в формирование льдистости (влажности) грунтов вносят процессы испарения, конденсации, сублимации и десублимации, т.е. **движение воды в виде пара**. Парообразная влага в породе движется от мест с большей упругостью пара к участкам с меньшей его упругостью. В талых породах пар мигрирует в места с более низкой температурой и при соответствующих условиях переходит в жидкую фазу воды (конденсируется). В мерзлых породах пар может переходить как в жидкую, так и непосредственно в твердую фазу – лед (десублимация).

Разность температур в объеме горной породы не является единственной причиной миграции водяных паров. В мерзлых породах пар может мигрировать и при одинаковых температурах, но при наличии в объеме переохлажденной воды и льда, поскольку давление пара над льдом несколько меньше, чем над поверхностью воды.

Процесс миграции парообразной влаги в течение длительного периода может существенно влиять на льдообразование в дисперсных породах, особенно при промерзании зоны аэрации или промерзании пород в условиях закрытой системы.

Коагуляция и пептизация коллоидных и глинистых частиц в дисперсных мерзлых породах. В дисперсных системах свободная поверхностная энергия частиц представляет собой избыток энергии, сосредоточенный на границе фаз. Дисперсная система без притока энергии извне стремится уменьшить свою удельную поверхность за счет «слипания» (объединения) мелких частиц в более крупные, т.е. **коагулировать**.

Пептизация – процесс, обратный коагуляции. Он сопровождается разры-

вом связей и увеличением свободной поверхности частиц за счет притока внешней энергии. При температурных колебаниях в горной породе процесс коагуляции может сменяться процессом пептизации и наоборот. Однако, известно, что при прочих равных условиях коагуляция обязательно будет происходить при охлаждении, а пептизация – при нагревании системы.

При замерзании дисперсных пород и при последующих колебаниях температуры происходит увеличение концентрации ионов в незамерзшей части воды. Это приводит к тому, что часть скоагулировавших ионов окажется связанной с частицами породы и не вернется в раствор, даже если температура повысится, т.е. достигается некоторый порог коагуляции. В результате этого тонкодисперсная система при многократно повторяющихся процессах замерзания–оттаивания развивается в сторону укрупнения частиц, вплоть до некоторого предела. В песчаных и более грубообломочных породах наоборот, процессы замерзания–оттаивания приводят к разрушению первичных минералов и к увеличению дисперсности (*диспергирование* крупных отдельностей породы). Вследствие процессов коагуляции и диспергирования при многократном промерзании и оттаивании рыхлых отложений преобладающими в разрезе становятся *пылеватые* фракции.

Окислительно-восстановительные процессы в дисперсных породах. В криолитозоне, верхний слой – слой сезонного оттаивания, чаще всего находится в переувлажненном состоянии, так как подстилается мерзлым водопором. В период зимнего промерзания в анаэробных условиях (дефицит кислорода) в почвогрунтах преобладают восстановительные реакции, и породы приобретают светлую окраску. В летний период преобладают окислительные реакции, закисные соединения переходят в окисные (более темной окраски).

Резюмируя вышеизложенное, следует: в мерзлых, промерзающих и оттаивающих дисперсных породах наблюдается многообразие физических и физико-химических процессов, которые требуют к себе пристального внимания и детального изучения. Рассматриваемая тема весьма обширна, ей посвящено большое количество научных работ; более детально она рассматривается в классических учебниках по мерзлотоведению (геокриологии).

7.2.Криогенные (мерзлотные) геологические процессы и явления

Криогенными (мерзлотными) процессами называются экзогенные геологические процессы, которые обусловлены сезонным и многолетним промерзанием и оттаиванием увлажненных рыхлых горных пород, охлаждением мерзлых пород и замерзанием подземных вод (Мерзлотоведение, 1989). Криогенные процессы приводят к формированию различных криогенных образований (явлений), которые находят свое отражение в рельефе поверхности, геологиче-

ском строении рыхлых четвертичных отложений (Приложение 2). Формирование криогенных образований происходит нередко за счет целого ряда криогенных процессов, причем роль одного из них является определяющей.

По основным ведущим факторам природной среды все криогенные процессы можно условно разделить на четыре основные группы: собственно криогенные, склоновые, водные и золовые. Несколько иная классификация приводится в работе Э.Д.Ершова (2002). Первая группа процессов характерна в основном для районов криолитозоны и глубокого промерзания горных пород, а другие имеют аналоги за ее пределами. Рассмотрим основные криогенные процессы по масштабности развития.

7.2.1. Морозное пучение дисперсных пород

Морозное пучение отложений обусловлено увеличением объема влаги при промерзании. Величина пучения грунтов зависит не только от количества содержащейся в них воды, но и от температурного режима и условий промерзания. Дисперсность грунтов, особенности их сложения во многом определяют миграцию влаги к фронту промерзания, за счет которой вспучивание грунтов возрастает. Процесс морозного пучения широко распространен в криолитозоне и в районах с глубоким промерзанием пород. Обычно наблюдается два вида процесса: без притока влаги извне (закрытая система) и с миграцией влаги (открытая система). Наибольшие деформации пучения пород происходят в условиях открытой системы при малых скоростях промерзания. К сильно пучинистым грунтам относятся влагонасыщенные пылеватые пески, супеси и легкие суглинки. Различают площадное и локальное пучение грунтов.

Площадное пучение грунтов развито весьма широко. Средняя величина площадного пучения при промерзании сезонноталого слоя обычно в 1.5-2.0 раза ниже, чем пучения сезонномерзлого слоя. Это связано с тем, что промерзание грунтов, имеющих отрицательную среднегодовую температуру, происходит, как правило, в закрытой системе, с ограниченным подтоком влаги к фронту промерзания. Формирование сезонномерзлого слоя происходит в условиях открытой системы и сопровождается интенсивной миграцией влаги из нижележащих немерзлых пород. Высота подъема поверхности за счет сезонного площадного пучения пропорциональна глубине промерзания и составляет обычно 1-5, реже 10-15 сантиметров. С началом протаивания грунтов и вытаивания льдистых прослоек поверхность будет вновь опускаться.

Процессы пучения и усадки приводят к выпучиванию из деятельного слоя крупных твердых тел (щебня, глыб, валунов, свай, столбов и пр.). Выпучивание каменного материала из мелкозема связано с более высокой его теплопроводностью и меньшей теплоемкостью. Под обломками грунт промерзает сильнее и

к нему в первую очередь начинает мигрировать влага, которая, замерзая, образует прослой льда (шлир) и приподнимает эти обломки. При протаивании грунта каменный материал не может полностью опуститься на свое место, потому что оно уже частично занято осыпавшимся мелкоземом. В результате многократного (из года в год) повторения этого процесса идет перераспределение (сортировка) обломков внутри сезоннопромерзающего слоя: наиболее крупный материал находится сверху разреза или на поверхности. Иногда говорят об обратном (элювиальном) геологическом строении разреза.

В районах глубокого сезонного промерзания грунтов и, особенно, в области криолитозоны широко развит процесс выпучивания столбов и свай, что приводит к деформациям линейных сооружений. Последовательность стадий выпучивания столба показана на рисунке 7.1.

Первая стадия процесса соответствует началу интенсивного промерзания грунтов. Силы сцепления грунта с поверхностью столба тем выше, чем ниже температура среды. При подъеме поверхности за счет пучения верхний слой грунта увлекает за собой столб, вытаскивая его из талых (или вяломерзлых) пород. Этот процесс движения тела вверх сопровождается образованием под столбом полости (вторая стадия). Третья стадия процесса соответствует полному промерзанию СТС и закрытию полости льдом или сильно льдистым грунтом. В начале лета силы смерзания грунта со столбом постепенно сверху вниз исчезают, грунт оседает, а столб остается приподнятым, так как его движению вниз мешают еще не оттаивающие на глубине слои. После завершения летнего протаивания столб немного осядет, но возвратиться на свое прежнее место уже не сможет. В результате через несколько лет действия процесса пучения столб окажется мало заглубленным в грунт и не сможет выдержать даже ветровую нагрузку.

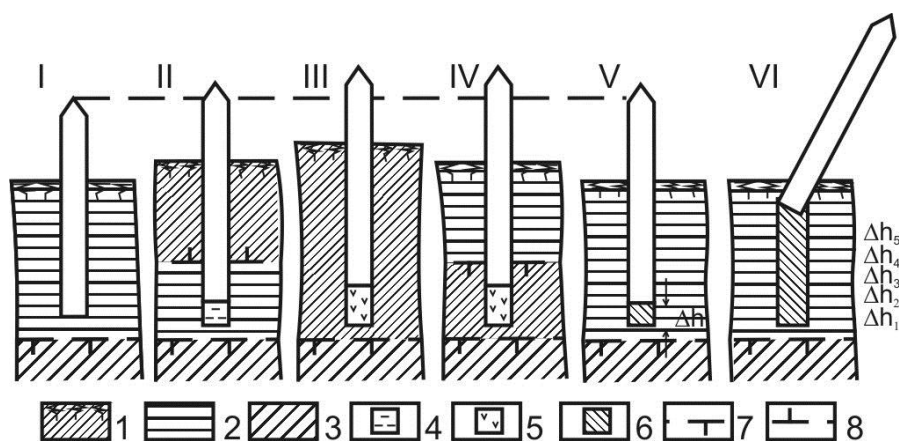


Рис.7.1. Схема выпучивания (вымораживания) столба из сезонноталого слоя, сложенного влажными дисперсными отложениями.

1 – промерзшая часть СТС; 2 – талая часть СТС; 3 – ММП; 4 – вода или разжиженный грунт в полости; 5 – лед или сильнольдистый грунт в полости; 6 – талый грунт, заполняющий полость; 7 – граница ММП; 8 – граница промерзших пород СТС; I-VI – стадии выпучивания столба в годовом цикле (пояснения в тексте).

Выпучивание столбов и фундаментов наблюдается и в районах сезонного промерзания, в первую очередь тех объектов, глубина заложения которых меньше мощности СМС. В этом случае к касательным силам пучения добавляется нормальная составляющая, действующая на подошву мало заглубленного объекта.

Заметнее всего в рельефе проявляется локальное пучение (бугры), которое обнаруживается на участках с неоднородными мерзлотно-гидрогеологическими условиями. В природных условиях появление бугров пучения может быть вызвано как сезонным, так и многолетним промерзанием грунтов.

Сезонные бугры пучения могут формироваться за счет подземных вод СТС; в этом случае высота их невелика и редко превышает несколько десятков дециметров. Довольно крупные бугры пучения образуются на участках разгрузки подземных вод всевозможных таликов. Размеры таких бугров весьма внушительные: высота достигает 5-6 м, а диаметр в основании – 20-50 м и более.

Наибольших размеров достигают многолетние бугры пучения. Основные причины их образования две: внутригрунтовое выдавливание воды или разжиженного грунта под действием криогенного напора и длительная миграция подземной влаги к фронту промерзания. В связи с этим выделяют *миграционные* и *инъекционные* бугры пучения. Выделить основную причину, приводящую к формированию бугра не всегда возможно.

Миграционные бугры пучения (классический пример) формируются на участках развития торфяников, температура которых ниже, чем окружающих минеральных пород. В начальный период промерзания отложений (новообразование мерзлоты), в условиях открытой системы, к подошве мерзлой толщи мигрирует и замерзает влага, увеличивая тем самым объем и высоту бугра (рис. 7.2, 7.3).

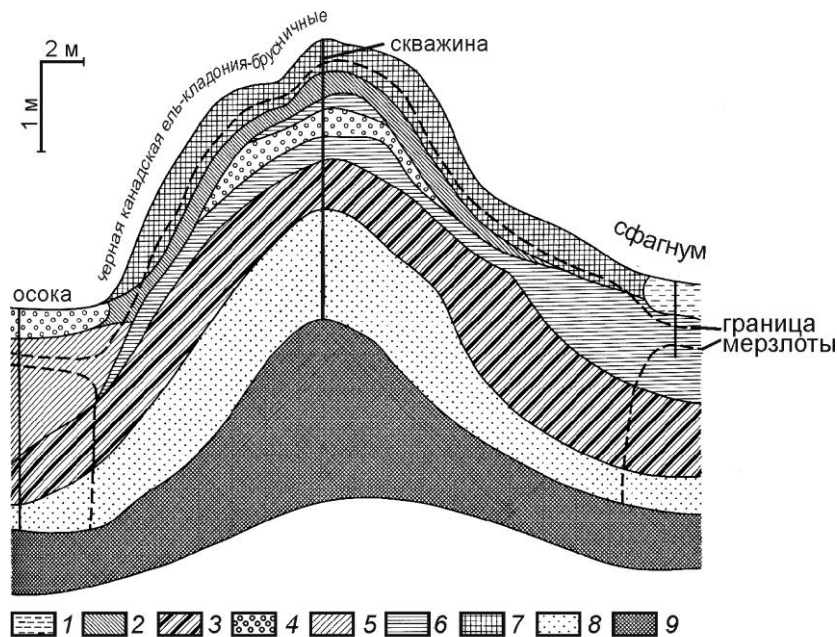


Рис.7.2. Поперечный разрез палсы с торфяным ядром, северная Канада (по Zoltai, Tarnokai, 1975).

1 – слаборазложившийся сфагновый торф; 2 – слаборазложившийся зеленомошный торф; 3 – среднеразложившийся зеленомошный торф; 4 – слабо-разложившийся осоковый торф; 5 – слаборазложившийся осоково-моховый торф; 6 – средне-разложившийся древесно-осоковый торф; 7 – слаборазложившийся торф из лесного мха; 8 – торф, отложившийся в водной обстановке; 9 – минеральный грунт.

С приподнятой поверхности бугра зимой снег сдувается, что еще больше способствует процессу промерзания грунтов. Скорость роста таких бугров пучения в Западной Сибири (по Ершову, 2002) 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 метров, а диаметр в основании составляет сотни метров.

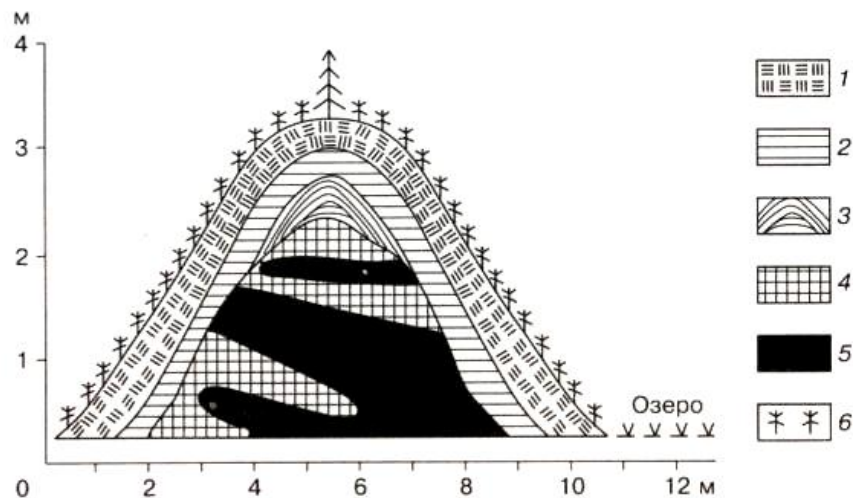


Рис. 7.3. Строение миграционного бугра пучения
(Мельников В.П., Спесивцев В.И., 2000).

1 – торф светло-коричневый, слаборазложившийся, очень льдистый; 2 – торф темно-коричневый, хорошо разложившийся, льдистый; 3 – изгиб торфяных слоев в апикальной части бугра; 4 – лед, включающий до 5% торфа; 5 – чистый лед; 6 – кустарничковая растительность (багульник, голубика).

Многолетние *инъекционные* бугры пучения, образующиеся в условиях закрытой системы, связаны в основном с многолетним промерзанием несквозных водоносных подозерных таликов. В Республике Саха (Якутия) эти бугры носят название *булгунняхы*, а за рубежом – *пинго*. Причиной промерзания подозерных таликов является обмеление или осушение озер. При промерзании несквозного замкнутого талика в нем возникает криогенный напор, в результате которого мерзлая кровля в наиболее слабом месте выгибается, образуя многолетний бугор пучения с ядром из инъекционного льда (рис. 7.4). Промерзание талика и соответственно рост бугра пучения растягивается на многие десятки и сотни лет и внедрение воды в растущий булгуннях происходит многократно. Параллельно с инъекцией воды может наблюдаться и *сегрегационное* льдовыделение, в виде шпиров и прослоев льда. Размеры булгунняхов зависят от количества воды в замкнутой системе и могут достигать в высоту 30-40 м и по основанию – сотни метров.

В местах разгрузки различного типа подземных вод в области криолитозоны также формируются инъекционные бугры пучения, которые принято называть *гидролакколитами*. Причиной их образования является изменение гидродинамического напора подземных вод. Как правило, гидролакколиты разрушаются в течение летнего сезона, но встречаются и такие, которые формируются в течение одного зимнего периода, а разрушаются на протяжении не-

скольких лет. Такие бугры зафиксированы в Центральной Якутии, у подножия склонов, где развиты надмерзлотные радиационно-тепловые талики.

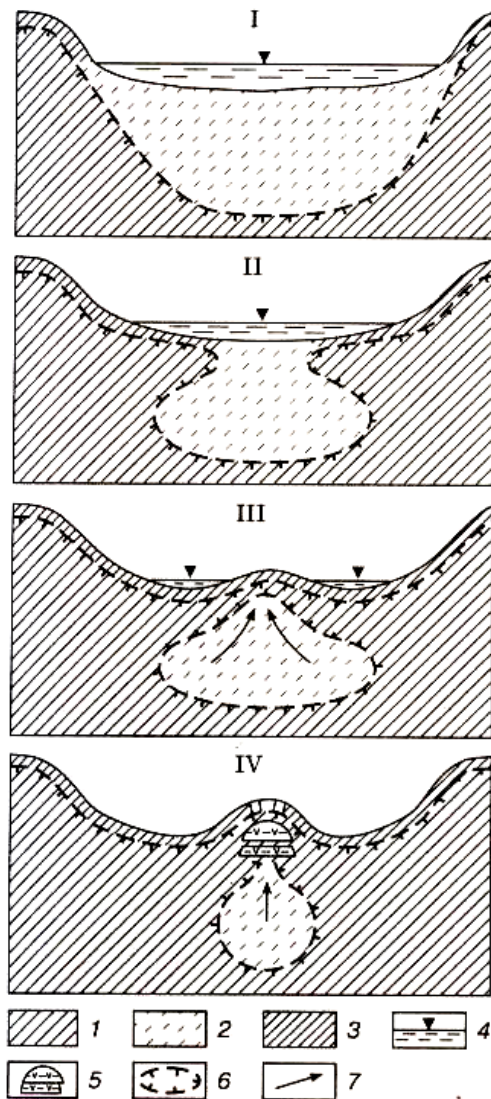


Рис. 7.4. Схема образования булгуньяхов

I – несквозной талик под озером, II – промерзание несквозного талика при уменьшении размеров озера, III – образование замкнутого промерзающего внутримерзлотного талика и начальный этап роста булгуньяха, IV – зрелая стадия роста булгуньяха.

1 – многолетнемерзлая порода; 2 – талая водонасыщенная порода; 3 – сезонноталый слой; 4 – уровень воды в озере; 5 – инъекционный лед; 6 – граница многолетнемерзлых пород; 7 – направление движения воды под действием криогенного напора.

7.2.2. Морозобойное растрескивание и полигонально-жильные образования

Морозобойное растрескивание обусловлено процессами температурного сжатия–растяжения в массиве горных пород, которые могут приводить к деформациям последних. После того как вся вода в верхней части геологического разреза за счет его промерзания перейдет в лед и закончится пучение пород, массив продолжает остывать, в результате чего он сокращается в объе-

ме. Возникающие в нем температурные напряжения могут привести к разрыву мерзлой породы в том случае, когда они превысят временное сопротивление породы на разрыв.

Физические основы образования морозобойных трещин детально разработаны Б.Н.Достоваловым (Основы мерзлотоведения, 1959) и рассматриваются в классических учебниках по мерзлотоведению.

Для начала морозобойного растрескивания необходимы следующие условия: 1) монолитность мерзлых отложений в пределах определенной площади; 2) наличие в них высоких температурных градиентов; 3) определенные физико-механические свойства пород. Наиболее широко морозобойное растрескивание проявляется на влажных глинистых и суглинистых грунтах и торфах.

В мерзлом массиве достаточно больших размеров при соответствующих температурах возникающие напряжения, в конце концов, превысят сопротивление породы на разрыв, и в ней образуется трещина. Появление свободной вертикальной поверхности уменьшает напряжения в массиве вблизи трещины, но они постепенно возрастают на удалении от нее. В однородном массиве напряжения нарастают равномерно, и поэтому вторая трещина будет параллельна первой. Таким образом, первый разрыв (появление свободной вертикальной поверхности) определяет направление последующих. В природных условиях роль первой трещины играют естественные границы рельефа: уступ террасы, обрывистый берег реки и пр. Поэтому первые трещины (трещины первой генерации) часто повторяют изгибы береговой линии рек и уступы надпойменных террас.

За счет формирования трещин *первой генерации* несколько уменьшаются напряжения в массиве пород между трещинами. Формирование трещин *второй генерации* начинается позднее и происходит перпендикулярно первым трещинам, а расстояние между разрывами внутри блоков будет выше. В дальнейшем могут появляться морозобойные трещины все более высоких генераций. Таким образом, однородный массив мерзлого грунта разбивается в плане на прямоугольную сетку – *полигоны*, короткие стороны которых образовались позднее длинных. Если массив мерзлых горных пород неоднородный, то возникают полигоны различной формы, в которых сохраняются указанные закономерности.

Образование трещин способствует охлаждению массива. Повышение температуры пород наблюдается вглубь от дневной поверхности и от стенки трещины к средней части блока. Максимальные (тангенциальные) напряжения в блоке пород (зависящие от физико-механических свойств) будут прямо пропорциональны градиенту температуры и расстоянию от свободной вертикальной поверхности (трещины) до рассматриваемого сечения.

При малых градиентах температур образуются крупные полигоны, которые при повышении градиентов делятся на все более мелкие. Установлено, что амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта оказывает наибольшее влияние на размеры полигонов в плане, а среднегодовая температура пород – на глубину проникновения морозобойных трещин. В соответствии с этим можно заключить, что в условиях резко континентального климата полигональная решетка будет мельче, чем в умеренно континентальном и морском. В первом случае расстояние между морозобойными трещинами измеряется единицами, а во втором – десятками метров.

Морозобойные трещины проникают достаточно глубоко в горные породы. Если в области сезонного промерзания глубина их проникновения ограничена мощностью сезонномерзлого слоя, то в районах сливающейся криолитозоны элементарная трещина (одного зимнего сезона) может на несколько метров проникать в многолетнемерзлую толщу. Ширина морозобойных трещин на поверхности массива пород может достигать 5-10 см и более.

Морозобойное растрескивание грунтов на обширных участках северных равнин дает начало многим криогенным процессам и явлениям. Заполнение трещин минеральным грунтом приводит к формированию земляных (изначально грунтовых) жил, а заполнение водой и снегом – ледяных жил, т.е. различным *полигонально-жильным* образованиям. Последние подразделяются на несколько типов: повторно-жильные льды; изначально-грунтовые жилы; первично-песчаные жилы, пятна-медальоны и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

Формирование **повторно-жильных льдов** происходит при развитии морозобойного растрескивания в многолетнемерзлых толщах. Весной, в период снеготаяния, талая снеговая вода заполняет трещину и там замерзает. Образуется элементарная ледяная жилка. Летом в слое сезонного оттаивания она исчезает, а в мерзлых грунтах сохраняется. В следующий зимний сезон растрескивание мерзлого массива происходит по имеющимся трещинам (слабым зонам), и процесс повторяется. Каждый цикл сопровождается формированием элементарных жил, вложенных одна в другую, что приводит к росту ледяной жилы в ширину. В структуре сформировавшейся ледяной жилы видна вертикальная полосчатость, обусловленная включениями частиц грунта и пузырьков воздуха. Можно даже подсчитать, сколько лет она росла. Обычно это время исчисляется многими сотнями – тысячами лет. Размеры ледяных жил тем больше, чем дольше она росла и выше суровость климата.

При *эпигенетическом* промерзании пород глубина проникновения жил льда в толщу мерзлоты не превышает обычно 5-7 м при ширине в верхней части до 2-3 м. Поперечный разрез эпигенетической жилы нередко имеет вид

правильного треугольника (рис.7.5а).

Повторно-жильное льдообразование приводит к возникновению *полигонально-валикового рельефа*. Растущие жилы по стенкам льда выжимают вверх вмещающую породу, образуя валики; полигоны, ограниченные ими, представляют собой западины, нередко занятые мелкими озерами. Над самой жилой формируются канавообразные понижения в результате сезонного оттаивания и развития эрозионных процессов. Такой рельеф характерен для северных приморских низменностей (рис. 7.6).

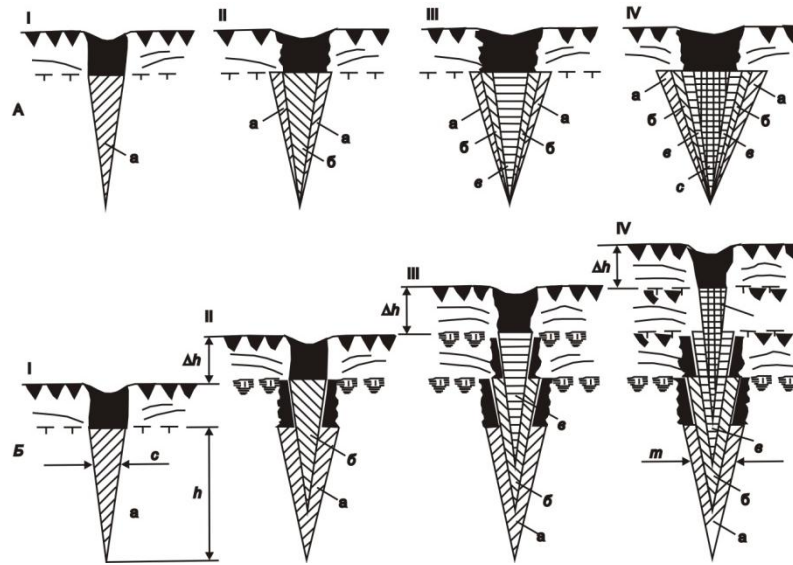


Рис. 7.5. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б.Н.Достовалову)

I, II, III, IV – последовательные стадии роста жил; а, б, в, г – ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки; Δh – мощность слоя, накапливающегося за год осадка при сингенезе.

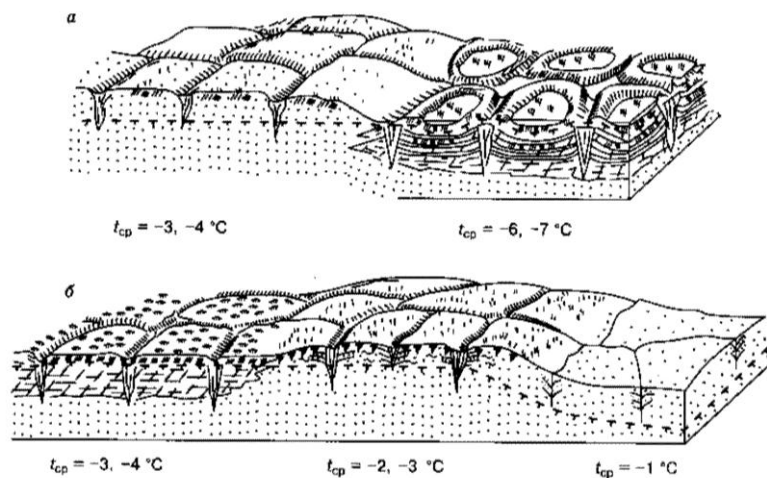


Рис. 7.6. Схема основных соотношений изначальнo-грунтовых и ледяных жил в единых полигональных системах (Общее мерзлотоведение, 1978).

а – грунтовые жилы в песчаных аллювиальных отложениях при глубоком сезонном оттаивании и повторно-жильные льды в заторфованных пойменных супесях при мелком оттаивании, б – небольшие грунтовые жилки в песчаных отложениях низкой поймы при глубоком оттаивании, единая система жильных льдов и грунтовых жил в оторфованных песках при средней глубине сезонного оттаивания и повторно-жильные льды в оторфованных пойменных супесях при мелком типе оттаивания

Широкое распространение в криолитозоне имеют мелкополигональные формы рельефа и связанные с ними пятна–медальоны. Эти формы образуются при промерзании сезонноталых грунтов супесчано-суглинистого состава. Промерзание СТС происходит неравномерно, сопровождается мелко полигональным растрескиванием и появлением обособленных (замкнутых) объемов грунта. Расстояние между трещинами на поверхности изменяется, обычно, в пределах 0.5-2.0 м. Развитие трещин предопределяет неравномерное промерзание пород в начале холодного периода, поскольку зимний воздух интенсивнее и быстрее охлаждает грунты, прилегающие к трещинам. Создаются небольшие линзы талых пород, в которых при дальнейшем промерзании возрастает гидростатическое давление. Это давление приводит к тому, что тиксотропный грунт внутри блоков переходит в пластично текучее состояние и при росте давления разрывает мерзлую кровлю, изливаясь на поверхность. При многократном повторении этого процесса образуются «пятна-медальоны», сложенные внутри пылеватыми дисперсными грунтами и тундровой растительностью по окружности (см. Приложение 2).

Псевдоморфозы по ледяным жилам являются вторичными образованиями, которые возникли в результате вытаивания ледяных жил и заполнения образовавшегося пространства грунтом. Потепление климата является основ-

ной причиной их формирования, поэтому они часто встречаются вблизи южной границы распространения «вечной» мерзлоты и в районах, где в недавнем геологическом прошлом были развиты многолетнемерзлые породы. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам помогают воссоздать историю формирования мерзлых пород и палеогеографическую обстановку прошедших эпох.

Псевдоморфозы обладают общими с жильными льдами признаками: а) полигональное расположение тел в плане; б) клиновидная форма в поперечном разрезе; в) отгибание слоев вмещающей породы вблизи жилы вверх. Признаки, свойственные собственно псевдоморфозам следующие: а) заполнение вмещающими породами полости, образующейся при вытаявании льда; б) сохранение в породе пустот на месте вытаявшего льда; в) образование в рельефе полигональной сети канавообразных углублений.

Псевдоморфозы образуются в случае, когда породы, вмещающие ледяные жилы, относительно малольдисты. При оттаивании сильно льдистых пород образуются термокарстовые озера с характерными для них таберальными отложениями.

7.2.3. Термокарст

Термокарстом называется процесс вытаявания подземных льдов, сопровождающийся просадкой земной поверхности – котловинами, которые называются термокарстовыми. В Западной Сибири у них есть собственное название – *хасырей*, а в Якутии – *алас*. Оседание поверхности происходит как вследствие вытаявания крупных ледяных включений, так и за счет оттаивания текстурообразующих льдов, когда льдистость породы значительно превышает ее полную влагоемкость в талом состоянии. Таким образом, наличие сильно льдистых грунтов является необходимым условием для начала процесса термокарста. Подземные льды и высокольдистые четвертичные отложения нередко залегают непосредственно под СТС. Толчком к началу процесса служит такое изменение теплообмена на поверхности почвы, при котором глубина протаивания начинает превышать глубину залегания подземных льдов или сильнольдистых грунтов. Это может быть обусловлено как природными факторами: потеплением или усилением континентальности климата, увеличением количества осадков, подтоплением территории, сменой растительных ассоциаций и т.д., так и антропогенным воздействием. На участках распространения сильнольдистых отложений даже небольшое нарушение почвенно-растительного покрова приводит к бурному развитию термокарста. При площадных нарушениях почвенно-растительного покрова глубина протаивания грунтов увеличивается в разы (иногда в два-четыре раза).

Процесс развития термокарста зависит от гидрологических условий и по-

разному протекает на постоянно обводненных низинах и участках, где существует сток и происходит осушение термокарстового понижения. Если вода не скапливается, то процесс довольно быстро затухает, так как происходит накопление осадочных отложений с нормальной влажностью. Бывают случаи, когда энергии временных водных потоков достаточно для выноса мелкозема, поэтому аккумуляция осадков не происходит (или она понижена), и термокарст продолжает развиваться.

При зарождении замкнутой бессточной котловины термокарстовый процесс развивается иначе. Избыток воды, появившийся в СТС в результате вытаивания льдов, отжимается вверх, образуя водоем в понижении рельефа. Вода имеет малое альбедо и высокую теплоемкость, поэтому хорошо прогревается и удерживает тепло, что приводит к повышению температуры дна водоема и увеличению глубины сезонноталого слоя. Происходит дальнейшее вытаивание подземного льда, высвобождение воды и увеличение глубины термокарстового озера. Таким образом, процесс может продолжаться до тех пор, пока не протает весь льдонасыщенный грунт (рис. 7.7).

В процессе термокарста формируется специфический рельеф. Формы его в значительной мере зависят от вида и особенностей распространения подземных льдов. Протаивание мерзлых толщ, содержащих инъекционные и сегрегационные льды или различные типы погребенных льдов, обычно ведет к образованию различных локальных термокарстовых воронок, котловин. Если вытаивают преимущественно жильные льды, то рельеф приобретает полигональный характер с провальными озерами и западинами. При вытаивании ледяных жил и наличии оттока воды из понижения на участке термокарста наблюдаются останцы малольдистых относительно прочных пород, называемые *байджеерами*.

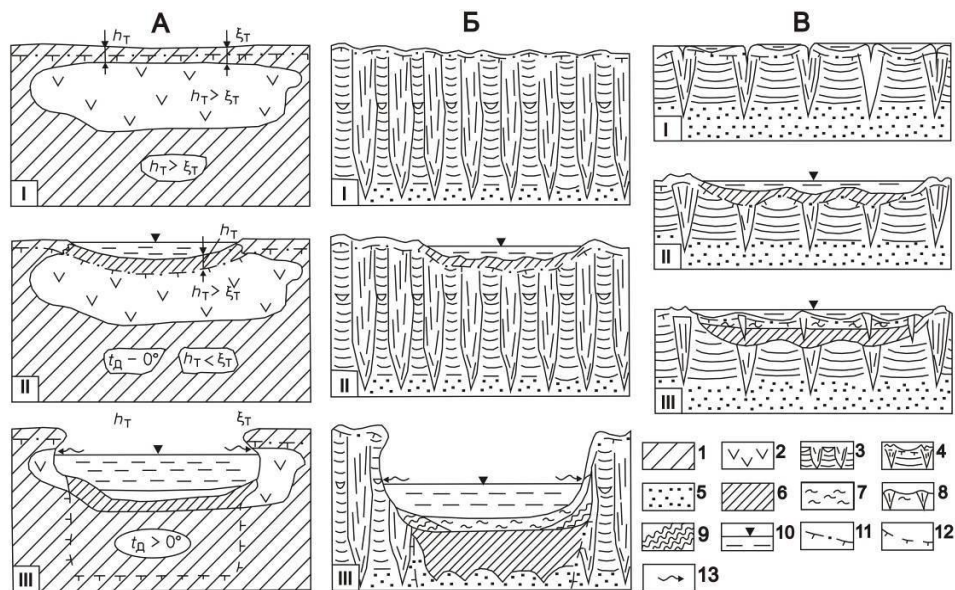


Рис. 7.7. Схема развития термокарста с образованием озера (Методика ..., 1979).

А – при вытаивании мономинеральной залежи подземных льдов; Б – при вытаивании льдистых отложений с сингенетическими повторно- жильными льдами, когда процесс развивается прогрессивно; В – то же, но при затухающем процессе и накоплении в термокарстовом водоеме сингенетически промерзающих отложений: 1 – суглинки, 2 – залежь пластового подземного льда, 3 – льдистые суглинистые отложения с мощными сингенетическими ПЖЛ, 4 – льдистые суглинистые отложения с мощными сингенетическими ПЖЛ, 5 – пески, 6 – суглинистые таберальные отложения, 7 – суглинки озерные, 8 – небольшие сингенетические ледяные жилы, 9 – суглинки делясивные, 10 – вода в озере, 11 – подошва СТС, 12 – граница ММП, 13 – направление термоабразии.

Несмотря на различие форм термокарстовых понижений, все они имеют, как правило, округлые очертания. Термокарст развит во всех районах криолитозоны. На севере Западной Сибири он наблюдается главным образом на участках распространения льдистых морских отложений, содержащих пластовые залежи подземных льдов, в условиях повышенной увлажненности территории. Термокарстовые озера в этом регионе достигают внушительных размеров – многие километры в поперечнике и глубиной несколько метров. В Центральной Якутии, где климат резко континентальный и осадков выпадает мало, термокарст развит так же широко, но большинство сформировавшихся озер находятся в стадии усыхания. Это свидетельствует о том, что в недалеком прошлом термокарст развивался достаточно интенсивно, а сейчас находится в стадии затухания. Наблюдающееся в последние десятилетия потепление климата пока не отразилось в усилении термокарстовых процессов из-за малого количества влаги, хотя предпосылки для этого имеются.

7.2.4. Наледообразование

Наледями называются ледяные тела плосковыпуклой формы и различных размеров, формирующиеся зимой в результате многократного излива подземных, речных, озерных и морских вод на поверхность земли или льда и послойного их замерзания. Для образования наледей необходимо наличие водоупора и низких отрицательных температур воздуха, поэтому они нередко встречаются и за пределами многолетней криолитозоны, в условиях континентального климата. Однако наиболее широко они распространены именно в ее пределах, где водоупором является кровля многолетнемерзлых пород.

Наиболее часто наледи образуются в горно-складчатых областях (Верхояно-Чукотская, Становая и др.), где существует высокая степень водообмена между поверхностными и подземными водами (Приложение 2). В естественных природных условиях в равнинных местностях наледи встречаются реже (Центральная Якутия) или совсем редко (север Западной Сибири).

В генетическом отношении различают наледи поверхностных вод, подземных вод и смешанного происхождения. Характером питания, а также климатическими условиями определяются режим формирования наледей и их размеры.

Вода, которая формирует наледь, может выходить на поверхность в результате естественной разгрузки подземных вод, отжатия воды из промерзающих отложений или в результате сужения живого сечения речного или подруслового потока вследствие его промерзания. Нередко причиной появления наледей становится хозяйственная деятельность человека (техногенные и искусственные наледи).

Сезонное промерзание, сужающее живое сечение поверхностных и подземных потоков воды, приводит к тому, что вода, приобретая напор, разрывает кровлю из мерзлого грунта или льда и, растекаясь тонким слоем по дневной поверхности, замерзает. В результате изливания воды напор в системе падает, и нарушенная кровля вновь начинает восстанавливаться. Количество циклов изливания–замерзания в течение зимы может достигать нескольких десятков, в результате чего формируется слоистое ледяное тело. В зависимости от водообильности наледообразующего источника и метеорологических условий меняются размеры и мощность единичных слоев льда. Причем колебание зимних температур воздуха сказывается главным образом на размерах наледей южной геокриологической зоны, где выше, как правило, мощность снежного покрова, температура пород и короче зима. Например, в районе Станового хребта, в бассейнах рек Чары и Токко, площади отдельных крупных наледей из года в год отличаются в несколько раз. В Центральной Якутии размеры наледей

определяются в первую очередь дебитом источника, поскольку для замерзания воды холода хватает. Однако, и там площадь наледей в «мягкие» зимы больше, чем в суровые, – вода успевает растекаться на большие расстояния, объем при этом мало меняется.

В процессе образования наледей подземных вод часто образуются бугры пучения – гидролакколиты, которые обычно состоят из мерзлого грунта, содержащего внутри ледяное ядро. Встречаются и чисто наледные бугры, состоящие из одного льда.

Размеры наледей варьируют в больших пределах: площади их изменяются от нескольких квадратных метров до десятков квадратных километров, а объемы могут достигать млн. м³ (гигантские наледи). Самой большой наледью на Земном шаре считается «Момский Улахан-Тарын», которая формируется на притоке р.Индиگیری (Верхоянский хребет). Ее площадь в отдельные годы достигает 80 км², а объем – 200 млн. м³. Чтобы представить такое количество льда, можно мысленно выстроить из него дорогу от места формирования наледи до Москвы через Тюмень. Получится трасса шириной 20 м и толщиной ледяного полотна около 1,5 м. Всего в рассматриваемом регионе насчитывается более 10 тысяч наледей суммарной площадью около 14 тыс. км², в которых ежегодно аккумулируется до 30 км³ (по Б.Л.Соколову, 1975).

Максимальные мощности наледного льда также изменяются в больших пределах – от нескольких десятков сантиметров до 7-10 м. Лед большой мощности часто не успевает растаять за летний период, и тогда отдельные части наледи переходят в следующую зиму (перелетовывают), а иногда сохраняются много лет. Нарастание максимальной мощности льда из года в год не происходит из-за того, что наледь формируется на более низких отметках.

В горных районах с суровыми климатическими условиями и широким развитием склоновых процессов часто происходит захоронение наледного льда, образующие его пласты могут сохраняться многие годы.

Наледообразование, широко распространенное в природе, оказывает негативное воздействие на строительство и эксплуатацию инженерных объектов. Интенсивное наледообразование впервые проявилось при строительстве Транссибирской железнодорожной магистрали. Причем, в период инженерно-геологических изысканий наледей было выявлено немного, их количество резко возросло после возведения насыпи, т.е. при интенсивном нарушении естественных природных условий. В результате создания дорожной насыпи были перекрыты пути стока подземных вод, воздвигнуты (непроизвольно) мерзлотные барьеры, изменены условия снегонакопления, составляющие радиационно-тепловой баланс и пр. Затраты на противоналедную борьбу в первые годы эксплуатации железной дороги превысили всю смету расходов на содержа-

ние путей.

Широкомасштабные исследования влияния наледей на инженерные сооружения впервые выполнены В.Г.Петровым в начале 30-х годов прошлого века в Южной Якутии, где он изучал притрассовые наледы вдоль Амуро-Якутской автогужевой магистрали. На относительно коротком участке трассы от пос.Соловьевск (Амурская область) до пос.Беркакит (Республика Саха-Якутия) им было обследовано около 120 наледей, многие из которых выходили на дорогу, затрудняли движение транспорта и разрушали земляное полотно (в среднем одна наледь на 3 км).

В.Г.Петровым под руководством М.И.Сумгина были разработаны и успешно применялись методы противоналедной борьбы, которые условно подразделялись на: а) пассивные – преимущественно сезонные и б) активные – долговременные (постоянные). К первым относятся: отвод наледных вод по канавам во льду и пропуск их под мостовые переходы; удаление льда механическим (или ручным) способом; устройство ограждающих стенок из дерева или камня; устройство сезонных обходов наледных участков на автодорогах и пр. Применение описанных методов не требует специальной подготовки инженерного состава. К активным методам можно отнести постоянные защитные мероприятия: строительство подземного дренажа, каптирующего и отводящего подземные воды на безопасное расстояние от защищаемого сооружения; устройство мерзлотных поясов, вызывающих наледообразование значительно выше по склону; поднятие дорожного полотна на высоту, исключаящую наледное воздействие; уширение выемок на наледных участках; подогрев наледообразующих вод и др.

Немало сил и средств было затрачено на борьбу с наледями строителями Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ), несмотря на имеющийся опыт борьбы с наледями на дорогах. На одном из восточных участков БАМа, где наледь перекрывала железнодорожные рельсы, приходилось постоянно скалывать лед, а когда это не помогало, то на наледь укладывали новые шпалы с рельсами и так до высоты 4-х метров. При этом замена пути проводилась на расстоянии многих сотен метров. Проходка тоннеля «Нагорный» на юге Якутии (Малый БАМ) также сопровождалась наледообразованием. Хотя объем ее не превышал 5 тыс. м³, а дебит наледообразующего источника был менее 0,5 л/с, весь лед приходилось резать на куски и вывозить самосвалами за пределы выемки. Сметная стоимость противоналедных мероприятий по этому тоннелю превышала 0.5 млн. советских рублей.

Известны и более курьезные случаи, связанные с прорывом подземных вод и образованием наледей на внешне неблагоприятных для их развития участках. Например, в г. Лабытнанги несколько лет назад наледь появилась в

одном из холодных складов. Причина в том, что осенью, в период максимального протаивания грунтов, на пол склада были сложены тюки пакли. Зимой пакля предохранила грунты от глубокого промерзания, и в результате криогенного напора, возникающего в водоносном горизонте, толща слабо промерзших грунтов была прорвана и вода поступила на поверхность земли. В Якутии, по рассказам охотников, наледь нередко появлялась в палатках, до этого хорошо протопленных.

Таким образом, можно заключить, что наледообразование весьма коварный процесс и требует к себе пристального внимания специалистов. Однако следует отметить и положительную роль наледей. В суровых условиях криолитозоны по интенсивности наледообразования и размеру наледей гидрогеологи довольно точно определяют ресурсы подземных вод верхней гидродинамической зоны. На наледных реках в засушливый летний период (летняя межень) сток поддерживается в значительной степени за счет таяния наледей. Причем, наледная вода имеет низкую минерализацию, поскольку основная масса солей ушла в реки во время паводка. Во многом принцип наледообразования используют строители зимних ледовых переправ через крупные северные реки, что позволяет на 1-1.5 месяца увеличить срок эксплуатации зимников. Крупные наледи формируют собственный микроклимат, благоприятный как для людей, так и животных: зимой в суровые морозы на наледи теплее, чем на удалении от нее, а летом, в жару прохладнее да и ветер сбивает тучи мошки и комаров, позволяя дышать чистым воздухом. Наконец, наледные тела в жаркий летний день – это просто красивое завораживающее зрелище.

7.2.5. Криогенные склоновые (гравитационные) процессы

Склоновые процессы в областях многолетней криолитозоны и глубокого промерзания пород обусловлены наличием криогенного водоупора и высокой влажностью оттаивающего слоя, которые обеспечивают высокую подвижность дисперсных отложений. Отдельные склоновые процессы локально проявляются и вне области ММТ.

Криогенная десерпция (крип) представляет собой сползание рыхлых масс по склону в результате изменения их объема под воздействием процессов промерзания–протаивания. Сущность процесса заключается в том, что пучение породы при их промерзании происходит перпендикулярно склону, а движение частиц вниз при протаивании – по вертикали, т.е. под углом к склону меньше 90° (рис. 7.8).

В результате цикла процесса промерзания-оттаивания частица породы (P_1), лежащая на поверхности, окажется перемещенной вниз по склону на расстояние P_1P_3 . Величина смещения частиц уменьшается к подошве слоя прота-

ивания. Сползание отложений будет больше на крутых склонах по сравнению с пологими и в более пучинистых грунтах. В суровых условиях резко континентального климата движение частиц происходит и в течение суток: ночью – промерзание, днем – оттаивание. Результатом криогенного сползания и одновременной дифференциации мелкоземистого и щебнистого материала является наличие на склонах различных структурных грунтов, а при выносе водой мелкозема – каменных скоплений.

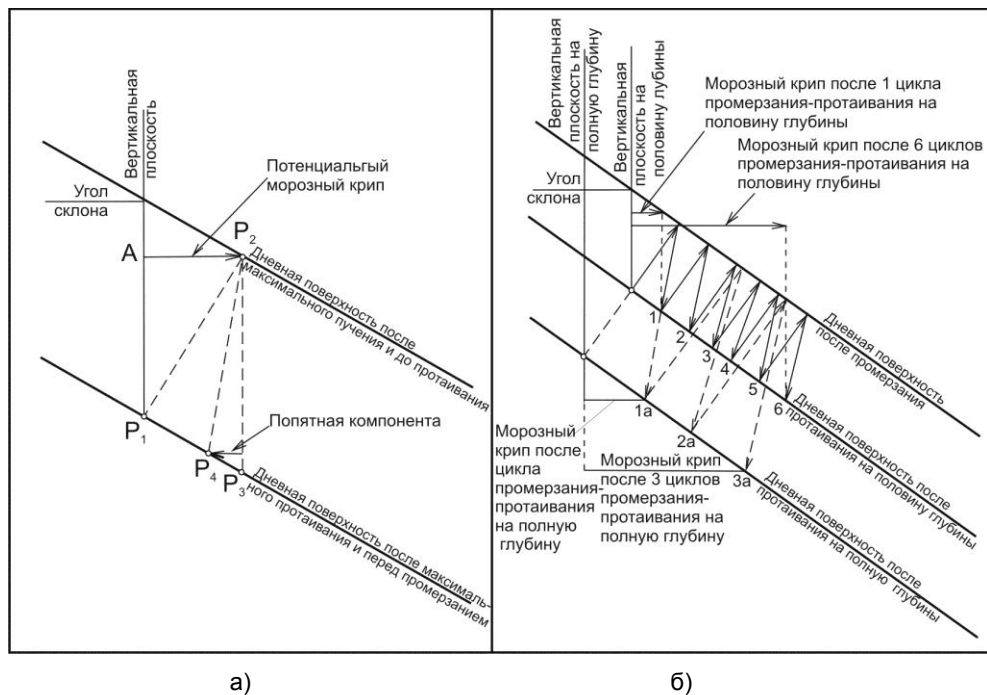


Рис. 7.8. Схема развития криогенной десерпции (крип) (Уошборн, 1988).

а – развитие морозного крипа в течение одного цикла промерзания-протаивания; *б* – развитие морозного крипа в процессе нескольких циклов промерзания-протаивания.

На склонах, сложенных скальными породами, накопление щебнисто-глыбовых отложений принято называть **курумами**. Развитие курумов включает ряд процессов, приводящих к дроблению каменного материала, движение его по склону и накопление на пониженных участках рельефа: физическое выветривание, криогенную (и температурную) десерпцию, подповерхностный смыв, сползание глыб и пр. Курумы приурочены к склонам крутизной от 3-5 до 25-30°. Они могут располагаться на обширных каменистых склонах, образовывать каменные потоки, слагать обширные каменные поля. При накоплении «критической» массы крупноглыбовые отложения приходят в движение и сползают вниз по склону. Этому процессу могут способствовать резкое увеличение количе-

ства атмосферных осадков в горных районах или землетрясения в сейсмически активных зонах. Поэтому строительство сооружений на курумах, в первую очередь железных дорог, чревато катастрофами.

Солифлюкция. Так называется процесс вязкого и вязкопластичного течения дисперсного материала, пропитанного водой, вниз по склону. Ее развитию способствует наличие мерзлого субстрата и накоплению на нем воды, которая не может уходить вглубь отложений. Солифлюкция может развиваться как на задернованных склонах, так и на почти ровных аккумулятивных поверхностях; развивается она чаще всего в пылеватых грунтах и супесях. Интенсивность солифлюкции зависит от крутизны склона, глубины оттаивания пород, состава отложений, количества атмосферных осадков и пр. Максимальная мощность отложений, накапливающихся в результате этого процесса, наблюдается в нижних частях склонов.

Различают два вида солифлюкции: *покровную* (аморфную) и *дифференциальную* (структурную). Первая представляет собой медленное вязкопластичное течение переувлажненных дисперсных пород, захватывающее весь оттаивающий слой. Этот вид солифлюкции характеризуется скоростями до 10 см/год и проявляется на склонах средней крутизны. Основной особенностью этого вида солифлюкции является то, что движение материала происходит без существенного нарушения внутреннего строения грунта. *Дифференциальная* солифлюкция, в отличие от покровной, хорошо выражена на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа: солифлюкционные языки, террасы, полосы и пр. Механизм структурной (по Г.Ф.Гравису) солифлюкции обусловлен сочетанием следующих процессов:

- 1) выдавливание грунтовой массы на поверхность при неравномерном промерзании достаточно мощного переувлажненного слоя грунта;
- 2) перемещение в связи с этим грунтовой массы, зажатой между мерзлыми слоями вниз по склону;
- 3) оплывание грунтовой массы, выдавленной на поверхность (рис, 7.9). Развитие такого вида солифлюкции возможно на очень пологих склонах.

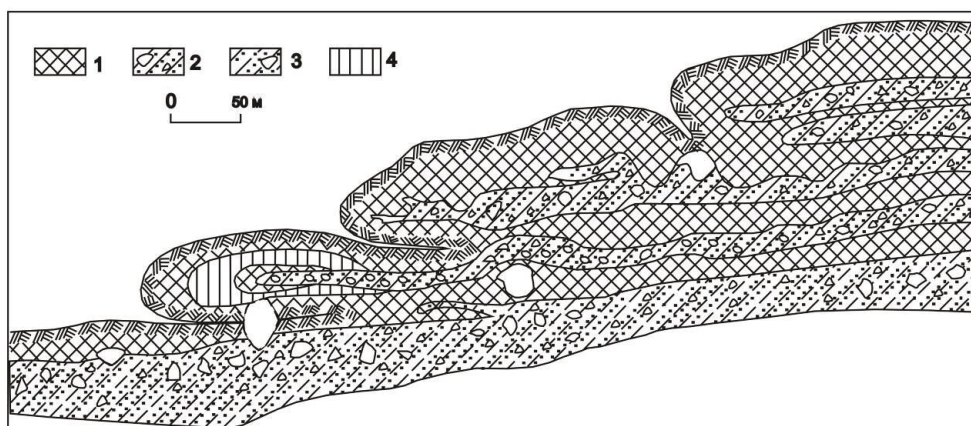


Рис. 7.9. Строение солифлюкционного натека в Усть-Бельских горах (по Т.Н.Каплиной, 1965)

1 – торфяно-дерновый слой и погребенные гумусовые горизонты; 2 – суглинок с дресвой и щебнем; 3 – суглинок со щебнем, песчанистый; 4 – грубопесчаный грунт.

В пределах криолитозоны наряду с рассмотренными видами выделяют также *быструю солифлюкцию (спływ)*, обусловленную вязким течением оттаивающих дисперсных грунтов по склонам значительной крутизны ($15-25^{\circ}$). Скорости течения грунта при сплыве могут достигать нескольких метров в минуту, при этом происходит нарушение его структуры. Нередко сплывы проявляются на склонах горных выработок, карьерах.

7.2.6. Термогидрогенные процессы

Развитие этой группы процессов вызвано механическим и тепловым воздействием на мерзлые и оттаивающие породы водных масс рек, ручьев и водоемов, а также талых снеговых вод. Здесь можно выделить следующие процессы: **термоэрозия** – действие временных и постоянных водотоков на горные породы; **термоабразия** – разрушение берегов водоемов за счет механической и тепловой энергии волн; **плоскостной смыв** – вынос дисперсного материала дождевыми и талыми водами; **нива́ция** – разновидность плоскостного смыва, обусловленного таянием снежников.

Водные массы рек и ручьев производят большую эрозионно-аккумулятивную работу на всей территории суши, формируя облик речных долин. Разрушение берегов текучими водами происходит за счет донной и боковой эрозии. В криолитозоне боковая эрозия, как правило, преобладает над глубинной, чему способствует высокая льдистость четвертичных отложений, разрушающихся как под действием механической и тепловой энергии воды, так и за счет солнечной радиации. Поступающий в водотоки материал с берегов и склонов превышает транспортирующую способность воды, перегружает ее

русло, и река еще больше мигрирует в сторону и подрезает берег. В результате миграции потока возникает большое количество меандр и стариц.

При рассмотрении роли рек в разрушении берегов можно выделить три случая (Общее мерзлотоведение, 1974). Наиболее часто встречающийся случай, когда река является лишь транспортирующим агентом, а протаивание пород происходит за счет солнечной радиации и теплообмена пород с атмосферой. Непрерывно сползающий со склонов материал уносится рекой и идет постепенное отступление берега. Второй случай – непосредственно размыв рекой мерзлых пород берега с образованием многочисленных термоэрозионных ниш, обрушение целых блоков мерзлых пород, их оттаивание и снос твердого материала. Это случай активного термоэрозионного процесса. И, наконец, может наблюдаться чередование указанных вариантов: в высокую воду наблюдается активная эрозия, а с понижением уровня воды в реке процесс затухает.

Весьма существенной в области криолитозоны является деятельность временных водотоков, которая приводит к образованию оврагов на склонах долин. Овраги формируются в условиях расчлененного рельефа, где имеются условия для концентрации мелких ручейков в единое русло, в период интенсивных дождей. Антропогенное нарушение растительного покрова способствует образованию эрозионных форм. Наблюдения на участках газопроводов показывают, что термоэрозионные процессы интенсивно развиваются по колеям временных автодорог. Причем нарушения наблюдаются на весьма пологих склонах, крутизной несколько градусов, и в период снеготаяния (Бойцов, 2004). В Центральной Якутии, например, на участке газопровода-отвода на Покровск, за 20 с лишним лет эксплуатации дважды наблюдалась активизация термоэрозионных процессов, вызванная талыми водами. Образовавшиеся при этом крупные овраги представляли угрозу разрыва газовой трубы. Что интересно: запасы воды в снежном покрове не превышали средних многолетних значений – 50-60 мм, но весна была поздней, дружной и снег стаивал буквально за два дня. По колеям временной дороги бежал ручей с расходом 25-30 л/с, который создал овраг глубиной до 3-х и длиной до 300 м. В летние периоды были времена, когда за сутки выпадало более 40 мм осадков, однако это не привело к оврагообразованию. Дело в том, что дождевая вода просачивается в грунт, а талая не может этого сделать из-за существования мерзлого экрана.

Процесс *термоабразии* широко развит в криолитозоне по берегам морей, озер и водохранилищ. Наиболее активным он оказывается, когда в берегах обнажаются льдистые отложения и подземные льды. Интенсивность термоабразии складывается из механической и тепловой энергии волны, чем сильнее ветер и больше длина разбега, тем выше волна и ее энергия. Термическое воздействие ее на берега усиливается при повышении льдистости рых-

лых отложений. Под действием волн в берегах образуются глубокие ниши, а сами берега становятся крутыми, почти вертикальными. Со временем мерзлые отложения, нависающие над нишами, обрушаются и размываются водой. При значительной льдистости отложений и мелкодисперсном их составе устойчивая береговая отмель долго не образуется, так как на ней не происходит накопления твердых осадков. Скорость отступления берегов за счет термоабразии составляет обычно несколько метров в год, достигая на отдельных участках северных морей 20 и более м/год. Имеются данные, которые указывают, что в после ледниковый период на берегах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского скорость отступления берегов достигала сотен метров в год. Одновременно с термоабразией в теплый период происходит оттаивание льдистых отложений под действием инсоляции (*термоденудация*), что еще больше усиливает процесс разрушения берегов.

В Западной Сибири процессы термоабразии изучались на п-ове Ямал (Григорьев, 1987). Наблюдения показали, что средняя скорость отступления суши составляет 3 м/год. Из-за этого многие строения оказались разрушены или близки к аварийному состоянию (Приложение 2). Интенсивное освоение Ямала в настоящее время требует применение эффективных мер защиты различных сооружений газовых промыслов от негативного воздействия морских вод.

Плоскостной смыв мелкозема на склонах любой крутизны происходит под действием капель дождя и проявляется практически повсеместно. В криолитозоне он усиливается за счет высокой льдистости склоновых отложений, наличия в них шлировых криогенных текстур, что понижает структурную прочность оттаивающих пород. Процессы делювиального смыва могут приводить к образованию на подошве склонов довольно мощных толщ отложений (делювиальные шлейфы, дели и др.).

В слабольшедистых породах преимущественно песчаного состава вместо плоскостного смыва наблюдается *термосуффозия* – вынос частиц инфильтрующейся водой и образование при этом провальных форм рельефа. Суффозионные воронки образуются часто выше участков разгрузки подземных вод, вблизи постоянно действующих источников. В области сплошной криолитозоны наиболее ярко суффозионные процессы проявляются в Центральной Якутии, на поверхности IV надпойменной (бестяхской) террасы реки Лена. В долине ручья Улахан-Тарын цепь суффозионных воронок контролирует направление подземного стока. Размеры воронок весьма внушительны: диаметр их достигает многих десятков метров, а глубина – 5-10 м. Возможность проявления суффозии в мерзлых слабольшедистых песчаных грунтах зоны аэрации связано с их высокой проницаемостью, которая увеличивается в процессе

вытаивания порового льда.

В северной геокриологической зоне и в горных районах широко распространены снежники, тающие нередко в течение всего теплого периода. Медленное таяние снежного покрова способствует насыщению водой пород СТС, смыву и транспортировке мелкозема по склону. На склонах образуются своеобразные формы рельефа, обусловленные процессами *нивации*. В истории формирования криолитозоны существовали периоды, благоприятные для развития снежников, а значит и их влияния на формирование рельефа и особого типа отложений. Некоторые исследователи процессам нивации придают очень большое значение (Куницкий, 2006; Большианов, 2006 и др).

8. Криолитозона Западной Сибири

8.1. История формирования мерзлых толщ

В истории формирования геокриологических условий региона выделяют четыре крупных этапа (Геокриология СССР, 1989). Первый из них охватывает длительный временной интервал от конца плиоцена ($N_2 pl$) до начала позднего плейстоцена (Q_{III}^1) включительно. Второй этап продолжался от начала зырянской криогенной эпохи до среднего голоцена. Третий – соответствует времени климатического оптимума голоцена, а четвертый – от климатического оптимума до наших дней. По мнению многих исследователей, тенденция нарастания суровости климата прослеживается от миоцена до позднего плейстоцена с температурным минимумом в сартанское время (30-12 тыс.л.н.) (Основы геокриологии, 1998).

Первый этап формирования криолитозоны продолжался более 1.5 млн лет. На этом этапе произошло несколько циклов похолоданий и потеплений. По многочисленным данным установлено, что уже с середины плиоцена Северный Ледовитый океан был постоянно покрыт льдом. На существенное похолодание климата указывают и минимумы на кривой инсоляции М.Миланковича. В конце неогена и эоплейстоцене практически на всей территории Западной Сибири происходило поднятие территории. Вероятно, в это время появились многолетнемерзлые породы в районах севернее Полярного круга.

С похолоданием раннего плейстоцена связывают усиление процессов промерзания горных пород. Следы многолетнего промерзания обнаружены в бассейне Иртыша, на 58-59⁰ с.ш., в виде псевдоморфоз по жильным льдам. В самом начале четвертичного времени уровень Полярного бассейна был, вероятно, на 300-400 м ниже современного, что привело к значительному увеличению площади суши и усилению континентальности климата. Регрессия морского бассейна была вызвана как тектоническим поднятием территории, так и переносом влаги с морей на континент, где она накапливалась в виде льда. На территории современного шельфа северных морей существовали мерзлые породы. Южная граница многолетней криолитозоны проходила примерно по 54-55° с.ш. (Геокриология СССР, 1989). Мощность мерзлых толщ на территории севера Западной Сибири в период *шайтанского (демянского)* оледенения достигала, по-видимому, 600-700 м.

В раннечетвертичное время начинается обширная *ямальская* трансгрессия, которая захватила огромную территорию Севера вплоть до Сибирских увалов. Она существовала вплоть до конца среднего плейстоцена (Дубиков, 2002). Наступление моря совпало с демьянским похолоданием. Поскольку в начальный период наступление моря носило ингрессионный характер (по долинам рек), не залитые водой участки суши интенсивно промерзали. Следы демьянского оледенения сохранились в виде ледниковых отложений шайтанской свиты, в переуглубленных долинах рек на глубинах 130-190 м.

На суше в шайтанскую эпоху существовали суровые климатические условия. Многолетнемерзлые породы продвинулись далеко на юг, а южная граница многолетней криолитозоны находилась за пределами Западной Сибири.

В начале среднего плейстоцена, в эпоху *тобольского* межледниковья (Q_{II}^1) тектоническое опускание охватило весь север Евразии, там продолжалась морская трансгрессия. В оптимальную фазу тобольского межледниковья климат суши был близок современному (Геокриология СССР, 1989). Происходило протаивание мерзлых толщ под дном морей и на континенте в первую очередь за счет теплового потока из земных недр. К югу от 62° с.ш. происходила дегра-

дация «мерзлоты» и с поверхности, в результате чего к концу эпохи многолетнемерзлые породы на большей части рассматриваемой территории полностью протаяли. В отдельные фазы тобольской эпохи происходило похолодание климата и формирование мерзлых толщ.

В середине среднего плейстоцена трансгрессия моря продолжалась и в то же время усилилась тенденция к похолоданию. В эпоху максимального *самаровского* (днепровского в европейской части России) оледенения климатические условия суши были очень суровыми. По палеотемпературной кривой Эмилиани (кислородно-изотопная шкала) следует, что средневековая температура воздуха была на 5-6°C ниже современной. Этот период отличается максимальным развитием покровного оледенения. Западная от Урала территория была почти полностью покрыта мощным ледником, южная граница которого находилась всего в 300-350 км от побережья Черного моря. В Западной Сибири следы ледника обнаружены около г. Ханты-Мансийска (дер. Самарово). Рост ледников привел к некоторому снижению уровня морского бассейна. Выходившие из-под воды водораздельные участки подвергались многолетнему промерзанию.

На севере территории существовал морской бассейн, в котором накапливались осадки *салехардской* свиты (Q_{II}^{2-4}). В южных, юго-восточных и юго-западных районах Западной Сибири осадкам салехардской свиты по возрасту соответствуют ледниковые и водно-ледниковые отложения *самаровского* (Q_{II}^2) и *тазовского* (Q_{II}^4) горизонтов и разделяющие их межстадиальные *ширтинские* (Q_{II}^3) слои (Дубиков, 2002).

Мощность среднеплейстоценовой криолитозоны в Западной Сибири, в низовьях Енисея, достигала, по-видимому, 600-800 м (Баулин, 1985). В районах к югу от широтного течения Оби мощность мерзлых толщ составляла порядка 300-400 м. В то же время на участках, залитых морем глубиной 100-150 м, мерзлые толщи имели пониженную мощность.

Конец среднего плейстоцена характеризуется кратковременным отступанием моря и осушением высоких участков салехардской морской равнины. Вслед за кратковременным периодом регрессии в начале позднего плейстоцена вновь началось наступление моря на сушу – *казанцевская* (Q_{III}^1) трансгрессия (125-110 тыс. л.н.). Продолжительность ее определяется в 50-60 тыс. лет, а время завершения около 70 тыс. л.н. Морские воды затопили сушу вплоть до 65-66° с.ш., а по долинам рек проникли далеко на юг. Казанцевское море было относительно теплым, и температура придонных слоев воды была положительной. Большая часть ранее сформировавшихся под дном моря мерзлых толщ в это время полностью оттаяла. Температура воздуха в максимум межледниковья превышала современную на 2-3°C. Наиболее теплый этап поздне-

го плейстоцена (125-110 тыс. л.н.) в литературе получил название «последнего ледникового максимума» (Величко, 1989). Спорово-пыльцевые спектры из казанцевских отложений свидетельствуют о преобладании древесной растительности на большей части территории Западной Сибири. Леса продвинулись на территорию современной лесотундры и южной тундры. Благоприятные условия для формирования многолетнемерзлых пород сохранялись лишь на Крайнем Севере, за полярным кругом. Южнее его происходило оттаивание мерзлых толщ как сверху, так и снизу, за счет глубинного тепла.

Второй этап развития криолитозоны охватывает период от *раннезырянского (ермаковского)* криохрона (Q_{III}^2) до раннего голоцена (Q_{IV}^1) включительно. Для него характерно господство суровых условий на всей территории Евразии. В динамике развития климата в течение второго этапа выделяются две крупные эпохи похолодания – *ермаковская* (раннезырянская) и *сартанская* (позднезырянская), которые разделены относительно теплым каргинским термохроном.

Начало холодной эпохи позднего плейстоцена началось на фоне высокого увлажнения, способствовавшего развитию оледенения. Нарастание оледенения вызвало понижение уровня мирового океана и регрессию морского бассейна. Максимум похолодания прослеживается около 70 тыс. л.н. (по Ершову, 2002). Температура воздуха в это время в умеренных и приполярных широтах была на 5-6°C ниже современной. За счет увеличения ледовитости северного морского бассейна повышалась континентальность климата, что привело к еще большему промерзанию отложений на суше. Южная граница многолетнемерзлых толщ в Западной Сибири проходила по широте Тобольска и Енисейска. В оптимум каргинского потепления, когда климат был похож на современный, мерзлые породы протаивали с поверхности на территории южнее 65-66 параллели. Глубина многолетнего протаивания могла составлять 50-100 м и закономерно увеличивалась к югу. Южнее 58° с.ш. закончилось протаивание среднеплейстоценовых мерзлых толщ (Геокриология СССР, 1989).

В *сартанское* время на протяжении 15-18 тыс. лет господствовали весьма суровые климатические условия. Это был главный климатический минимум плейстоцена (по А.А.Величко). В европейской части территории России следы глубокого сезонного промерзания и изначально грунтовые жилы обнаружены до побережья Черного моря (Романовский, 1993). В Западной Сибири псевдоморфозы по жильным льдам описаны многими авторами до 52° с.ш. Существование псевдоморфоз позволяет утверждать, что южная граница многолетнемерзлых пород в сартанское время проходила южнее этой широты на 2-4°.

Соответствующее сартанскому похолоданию оледенение было распространено на арктических островах и в горной местности. На большей части

низменности следы оледенения отсутствуют. Это объясняется высокой сухостью воздуха, поскольку морские бассейны в умеренных и высоких широтах были покрыты льдом, и испарение с поверхности воды было минимальным. На сартанское время приходится и глубокая регрессия морского бассейна, когда шельф Карского моря был осушен до изобаты 110-120 м (Павлидис и др., 1998). Вышедшие из-под уровня моря породы промерзали в условиях очень низких среднегодовых температур поверхности Земли (до $-20\dots-25^{\circ}\text{C}$) (по Романовскому, 1993).

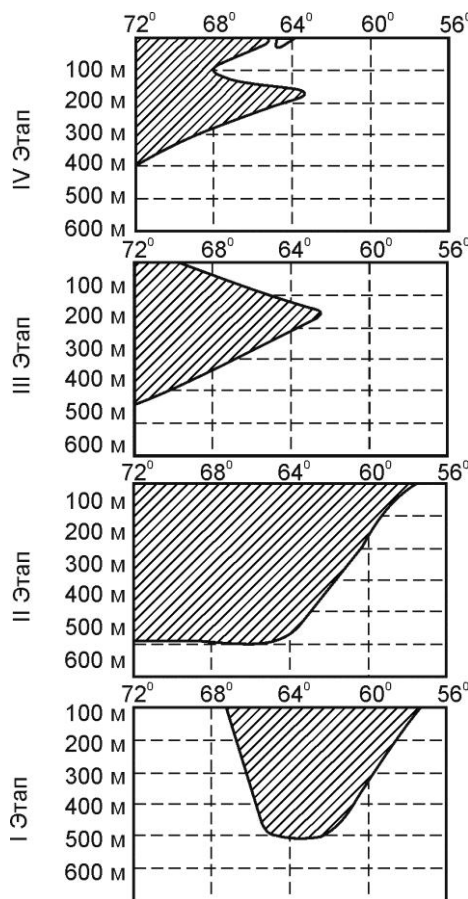
Глубина многолетнего промерзания пород на севере Азиатского континента достигала многих сотен метров. О ней можно судить по положению подошвы реликтовых мерзлых толщ. В настоящее время в Западной Сибири реликтовые многолетнемерзлые породы обнаружены на $58-60^{\circ}$ с. ш., где их подошва находится на глубине от 150 на западе до 300-450 м на востоке (Геокриология СССР. 1989). По расчетам глубина оттаивания снизу составила порядка 100-300 м, в соответствии с этим максимальная мощность мерзлоты после сартанской холодной эпохи в районе современной южной границы их распространения могла достигать от 300 (на западе) до 600 м (на востоке).

Третий этап развития криолитозоны включает главным образом средний голоцен (Q_{IV}^2). Начавшееся 10-11 тыс.л.н. потепление достигло своего максимума в *климатический оптимум голоцена*, который на севере Западной Сибири четко проявляется в интервале 9.0-4.5 тыс. лет назад (по данным Ю.К. Васильчука). Для этого периода характерен деградиционный этап развития криолитозоны. В голоцене общее повышение температуры воздуха составило около $1-2^{\circ}\text{C}$, а в вегетационный период – до 4°C . Потепление в период климатического оптимума в голоцене привело к проникновению лесотундровой растительности в зону тундры. Наибольшие колебания температуры воздуха характерны для умеренных широт. Многолетнее протаивание мерзлых пород отмечалось к югу от $67-68^{\circ}$ с.ш. Мощность протаявших пород севернее полярного круга не превышала, по-видимому, 30-40 м, а южнее – значительно больше. Прямым свидетельством протаивания мерзлых пород являются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. Кровля реликтового слоя на широте полярного круга находится на глубине 50-100 метров, на широтном отрезке реки Оби – 100-150 м, а южнее – 150-200 м (Баулин, Данилова, 2007). Глубина залегания подошвы реликтового слоя на широтах $62-64^{\circ}$ с.ш. в центральной части низменности составляет 300-350 м, восточнее увеличивается до 400-500, а западнее – сокращается до 200 м и менее (там же, с. 84). Мерзлые толщи оттаивали как сверху, так и снизу. Расчетами установлено (Романовский, 1993), что в коренных породах к концу климатического оптимума полностью протаяли мерзлые толщи мощностью менее 200-250 м. В тонкодисперсных

отложениях аккумулятивных равнин глубина протаивания сверху изменялась от первых десятков до первой сотни метров. Вблизи северной границы области протаивания сохранялись массивы мерзлых торфяников.

Таким образом, маломощные мерзлые породы на юге криолитозоны в период голоценового оптимума оттаяли полностью, а на севере до значительной глубины. Оттаивание многолетнемерзлых толщ происходило как сверху, в результате потепления климата, так и снизу, за счет глубинного теплового потока.

Четвертый этап развития криолитозоны охватывает поздний голоцен и продолжается около 3.0-4.5 тыс. лет. После голоценового оптимума началось похолодание климата, в результате чего произошло расширение площади распространения ММТ. На четвертом этапе формируется современное распространение мерзлых пород (рис.8.1).



Темп и глубина промерзания в отдельные периоды были неодинаковыми. Выделяются четыре фазы, характеризующиеся различной скоростью промерзания пород (Баулин и др., 1981; Романовский, 1993).

Рис. 8.1. Схема развития мерзлых толщ на севере Западной Сибири (Баулин В.В., Данилова Н.С., 2007)

Первая фаза похолодания достигла максимума развития на границе новой эры и длилась на протяжении около 1000 лет. Вновь сформировавшаяся мерзлая толща в северных районах сомкнулась с реликтовой и образовалась еди-

ная по разрезу криолитозона. В более южных широтах смыкания не произошло, и там сформировалась двухслойная толща мерзлых пород. Южная граница сплошных по разрезу и площади мерзлых толщ установилась примерно по 66° с.ш. Южнее этой широты существовала двухслойная «мерзлота». Однослойные, только голоценовые многолетнемерзлые толщи формировались, по видимому, до 60-62° с.ш. (в центральной части низменности).

Во вторую фазу происходило потепление климата с максимумом в конце первого тысячелетия нашей эры. На протяжении этого времени увеличилась глубина сезонного оттаивания, активизировались термокарстовые процессы, происходило частичное вытаивание повторно-жильных льдов. Третья фаза была снова холодной (*малый ледниковый период*) и продолжалась вплоть до XVIII века включительно. Граница «мерзлоты» вновь продвинулась к югу, сократились мощности таликов, произошло затухание термокарста, прогрессировали процессы морозобойного растрескивания и повторно-жильного образования. В четвертой фазе произошло смягчение климата, которое отмечалось многими метеостанциями земного шара. Повышение температуры дневной поверхности повлекло за собой повышение температуры горных пород. В районах двухслойного строения мерзлых толщ произошло опускание кровли «мерзлоты» до глубины 10-20 м, усилились процессы термокарста. Смягчение климата привело к появлению деградационных типов геотемпературных кривых до глубины 50-100 м. Следует отметить, что на фоне общего деградационного развития геокриологических условий за счет короткопериодных колебаний климата отмечались интервалы времени с интенсификацией и ослаблением криогенных процессов.

Уникальные сведения об изменении климата Сибири с конца плейстоцена до наших дней получены на основании анализа донных осадков озера Байкал. Палеогеокриологическая интерпретация содержащихся в осадках диатомовых водорослей и биогенного кремнезема позволили С.М. Фотиеву выделить в плейстоцене 19 морских изотопных стадий (МИС), соответствующим периодам похолодания и потепления климата (Фотиев, 2005; 2007). Им отмечается, что только за время неоплейстоцена, продолжительностью 0.8 млн лет, существовало 11 криохронов, в которых геокриологические условия были не менее суровыми, чем в сартанский период позднего плейстоцена (рис. 8.2).

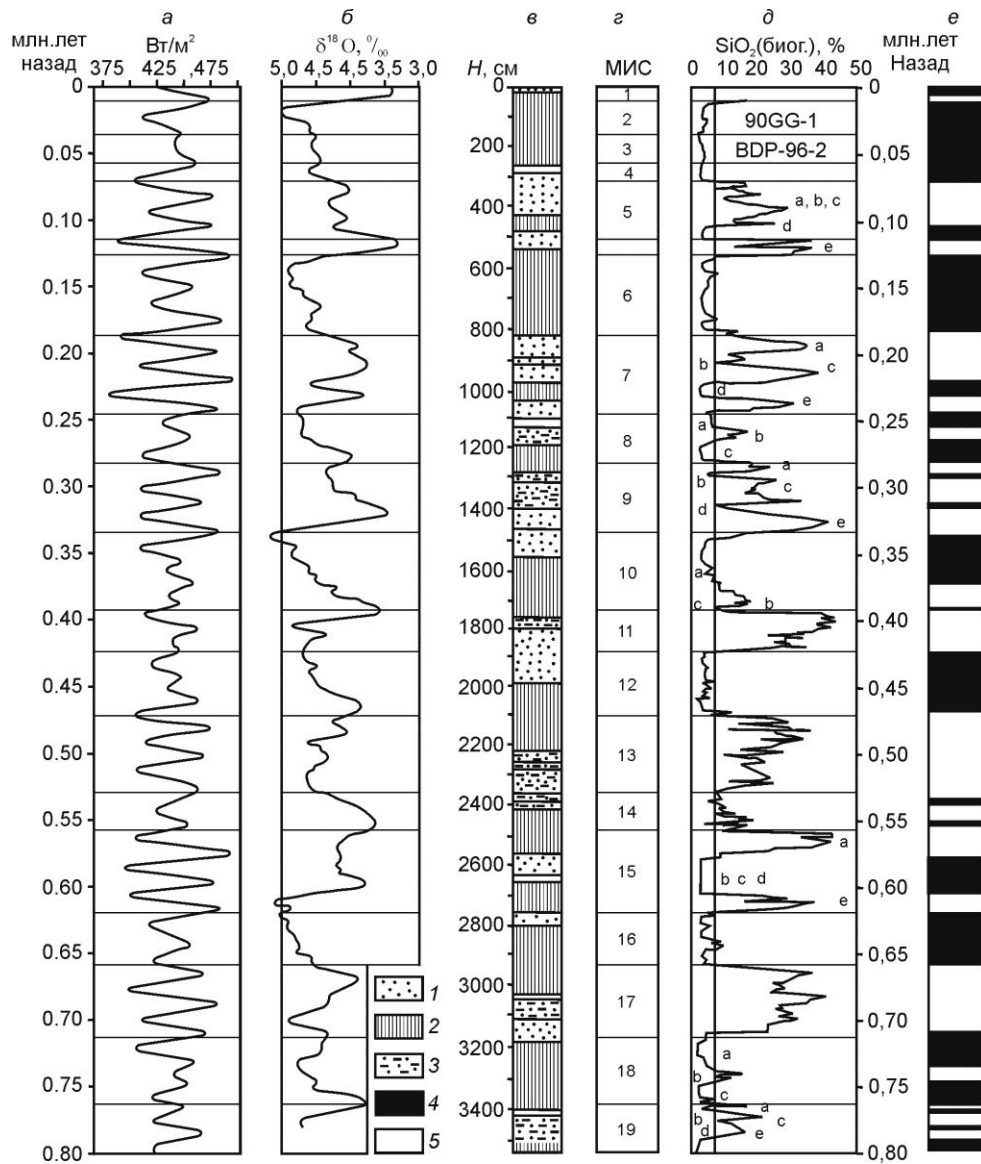


Рис. 8.2. Выделение холодных и теплых периодов (хронов) на основе палеогеокриологической интерпретации байкальской записи биогенного кремнезема и интенсивности почвообразования на юге Западной Сибири (по Фотиеву, 2005).

а – инсоляция за июнь; *б* – морская изотопная кривая; *в* – литологическая колонка; *г* – МИС; *д* – изменение содержания биогенного кремнезема; *е* – криохроны и термохроны; 1 – диатомовый ил; 2 – глины с ничтожным содержанием диатомовых створок; 3 – илстые глины с переменным количеством диатомовых створок; 4 – криохроны; 5 – термохроны.

8.2. Современное строение криолитозоны

Огромная северная территория Западной Сибири предопределяет разнообразие геокриологических условий. *Зона сплошного распространения* многолетнемерзлых толщ с поверхности охватывает п-ова Ямал, Гыдан и Тазовский; южная ее граница проходит по 66° с.ш. на западе и 68° с.ш. в бассейне Енисея (Основы геокриологии, 1998). Мерзлые породы развиты на всех элементах рельефа, включая шельф Карского моря. Сплошность «мерзлоты» прерывается только под руслами крупных рек (Обь, Енисей, низовья реки Таз). Сквозные талики развиты под руслами рек Оби, Таза и Енисея, а также под дном крупных глубоководных озер.

Температурный режим пород обусловлен комплексом природных факторов: климатом, составом и влажностью поверхностных отложений, рельефом, геоботаническими условиями. Одним из основных факторов, определяющих температурный режим горных пород (за пределами водоемов), является снежный

покров. За счет неравномерного распределения снежного покрова температура пород может отличаться на 5-6°C (Баулин, 1985). Наиболее низкие значения температуры $-7\text{--}9^\circ\text{C}$ отмечаются на плоских поверхностях. В понижениях, полосах стока и долинах мелких речек и ручьев она изменяется от -6 до -7°C (Западная Сибирь, 1989). Самые высокие значения температуры пород (от -2,5 до -3°C) отмечены на западном побережье Ямала (мыс Харасавэй). Наблюдаются они в узких долинах небольших рек и в глубоких оврагах, где накапливается значительной мощности снежный покров и развита кустарниковая растительность.

В южных районах зоны сплошного распространения многолетнемерзлых толщ нередко встречаются участки с положительными температурами горных пород (талики). Неглубокие талики характерны для пологих песчаных склонов, где накопление снежного покрова повышенной мощности способствуют заросли кустарников. Мощность надмерзлотных таликов редко превышает 6 м.

В пределах открытых тундровых участков, имеющих на рассматриваемой территории преимущественное распространение, температура мерзлых пород изменяется от -11°C на севере зоны, до -2°C – на юге (Баулин, 1985).

Под мелкими водоемами и водотоками существуют несквозные талики.

Зона прерывистого распространения мерзлых толщ простирается до 61° с.ш. На севере этой зоны многолетнемерзлые породы занимают свыше 50% площади, а на юге встречаются в виде островов. На севере зоны важнейшим фактором, определяющим существование мерзлых пород, является снежный покров. Установлено, что на безлесных участках, где высота снежного покрова

не превышает 0,5 м, горные породы находятся в многолетнемерзлом состоянии. На широте полярного круга выделяется полоса шириной около 100-150 км, в пределах которой кровля ММТ часто залегает на глубине 10-20 м. Талики развиты на участках, где мощность снежного покрова превышает 0,5 м.

В южных районах зоны наряду со снежным покровом важную роль в формировании мерзлых пород играют напочвенные покровы и состав поверхностных отложений. Острова мерзлых пород небольшие по площади приурочены к бугристым торфяникам и густым замшелым лесным массивам. В районах, где с поверхности залегают пески, мерзлые толщи практически не встречаются. В пределах всей зоны на глубинах от нескольких десятков до нескольких сотен метров почти повсеместно залегают реликтовые позднеплейстоценовые мерзлые толщи (рис.8.3).

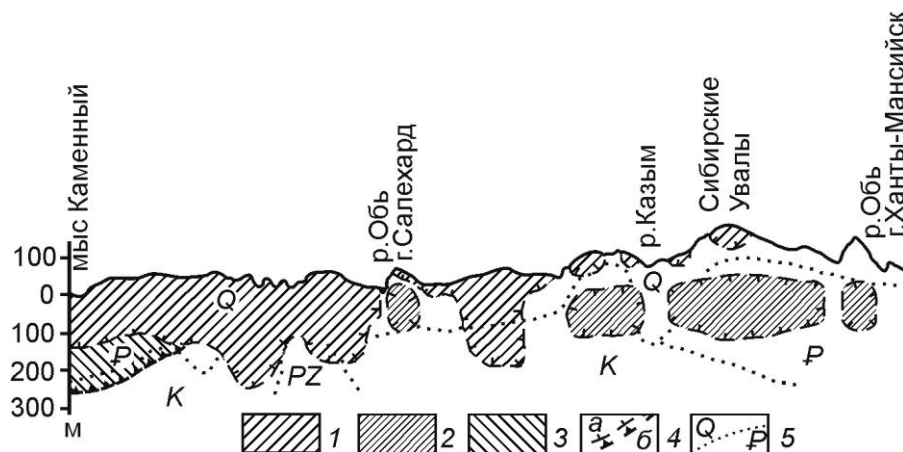


Рис.8.3. Строение криолитозоны Западной Сибири по меридиональному профилю (по Г.И.Дубикову).

В области глубокого сезонного промерзания выделяется зона *потенциального развития* мерзлых толщ. Северная ее граница проводится по южной границе распространения островов мерзлых пород, устойчивых к короткопериодным колебаниям климата; южная граница зоны проводится по 56° с.ш. Для зоны характерно глубокое сезонное промерзание грунтов и появление перелетков в суровые малоснежные зимы. Наиболее вероятно их появление при нарушении поверхностных условий при хозяйственном освоении территории. В северной половине зоны, на глубинах 150-200 м могут быть встречены реликтовые мерзлые толщи.

Мощность и вертикальное строение криолитозоны Западной Сибири отличаются своими особенностями, которых практически нет в других регионах: во-первых, двухслойное строение мерзлых толщ к югу от полярного круга; во-вторых, широкое распространение на севере засоленных мерзлых и талых

пород с отрицательной температурой.

Максимальная мощность криолитозоны, включая пояс охлажденных пород, на севере территории, в зоне тундры, превышает 500 м; в зоне лесотундры – достигает 350-400 м. На мощность многолетнемерзлых толщ сильно влияет геотермический градиент, который (при прочих равных условиях) пропорционален глубинному теплотоку. Последний выше, как правило, на участках неглубокого залегания фундамента плиты и над сводами новейших неотектонических поднятий. В районах этих поднятий сокращение мощности мерзлых толщ может достигать 200 и более метров.

У Полярного круга и южнее его развиты двухслойные мерзлые толщи, существование которых обусловлено колебанием климата в четвертичное время. Верхний слой мерзлых пород, наибольшая мощность которого на севере достигает 150 м, сформировался в голоценовый период. Горизонт талых пород залегает на глубинах от 30-50 до 100-150 м и обязан своему происхождению климатическому оптимуму голоцена. Талый горизонт подстилается реликтовой мерзлой толщей, которая прослеживается до глубин 250-400 м. Мощность этой реликтовой толщи закономерно уменьшается по направлению с севера на юг.

На п-овах Ямал, Гыдан и Тазовский криолитозона сложена засоленными мерзлыми породами преимущественно морского генезиса. Максимальную засоленность (до 25‰) имеют салехардские суглинки, меньшую – позднплейстоценовые отложения. Чем выше соленость воды, тем ниже температура ее замерзания (у морской воды нормальной солености – 33‰ температура замерзания равна минус 1.8°C). Поэтому засоленность приводит к сокращению мощности толщ мерзлых пород, содержащих лед, до 250-300 м. Под ними криолитозона представлена охлажденными породами.

Температура горных пород Западной Сибири изменяется в широких пределах. В зоне сплошного распространения криолитозоны среднегодовая температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд изменяется от -10°C на крайнем севере Ямала и Гыдана, до -3°C у Полярного круга (для наиболее суровых условий плоских поверхностей). В зоне прерывистого распространения мерзлых толщ температура пород колеблется в диапазоне от минус 3-4 до плюс 3-3.5°C. Температурный режим грунтов слоя годовых колебаний температуры, кроме зонального фактора, в значительной степени определяется поверхностными условиями.

Температуры многолетнемерзлых пород ниже слоя их годовых колебаний определяются не столько современными природными условиями, сколько историей формирования криолитозоны и особенностями ее строения. Многочисленный фактический материал температурных измерений по глубоким скважинам позволяет выделить несколько видов температурных кривых, характерных

для различных районов рассматриваемой территории. Все их можно объединить в три типа (по В.В. Баулину, Геокриология СССР, 1989). Для первого из них характерно нормальное повышение температуры мерзлых пород с глубиной, для второго – температурное поле практически безградиентно; для третьего – температуры пород с отрицательным градиентом существуют в верхней части геологического разреза, затем в некотором интервале градиент температур близок нулю, а с глубиной начинает повышаться в соответствии с глубинным теплотокком (рис.8.4).

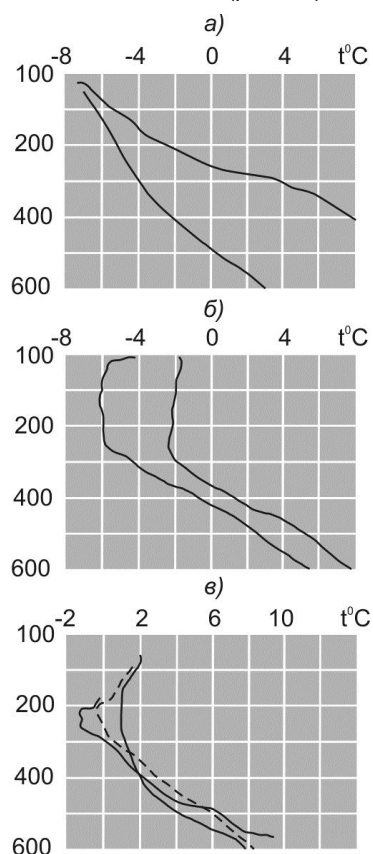


Рис.8.4. Три основных типа температурных кривых, характеризующих тепловое состояние пород в Западной Сибири

- а) приморская полуостровная часть Севера Западной Сибири: тундра (сплошное распространение ММП, сложные геокриологические условия – высокая льдистость и засоленность грунтов, широкое развитие пластовых льдов);
- б) континентальная часть Севера Западной Сибири: северная тайга, лесотундра (прерывистое в плане и разрезе развитие ММП, нестационарное тепловое состояние толщи, мозаичность и сложность инженерно-геокриологических условий – заглобленная кровля мерзлоты, пластично-мерзлые грунты);
- в) Среднее Приобье: средняя тайга (неустойчивое динамическое равновесие верхних горизонтов островной криолитозоны).

Первый тип изменения температуры ММП с глубиной характерен для северных районов, расположенных за Полярным кругом. В пределах тундры и лесотундры температура мерзлых пород сплошного распространения закономерно повышается с глубиной от поверхности до подошвы мерзлоты (рис.8.4а). Геотермический градиент в мерзлой толще изменяется от 1.0 до 1.5 °C/100 м. Такие кривые свойственны стационарным условиям. На участках, где продолжается процесс промерзания, величина геотермического обычно значительно выше.

Второй тип кривых характерен для районов, находящихся к югу от Полярного круга. Для лесотундры и северной тайги характерны безградиентные

мерзлые толщи с невысокими отрицательными температурами, нередко близкими 0°C (см. рис.8.4б). Такие кривые характерны для участков, где по каким-либо причинам происходит повышение среднегодовых температур с поверхности, и свидетельствуют о деграционном состоянии «мерзлоты».

Этот тип температурных кривых обусловлен в основном, потеплением климата в недавно прошедшие эпохи, когда повышение температур на поверхности не вызывало глубокого протаивания мерзлых толщ. Интервалы пород, в которых наблюдаются температурные кривые этого типа, могут быть встречены на различных глубинах.

Более сложные температурные кривые – третий тип имеют участки с реликтовыми мерзлыми толщами. На участках двухслойного строения мерзлой толщи температура пород изменяется от отрицательной (не ниже -2°C на глубине нулевых годовых амплитуд) до нулевой с положительным температурным градиентом; в ниже лежащем талом слое температура положительная и близка 0°C. В реликтовом мерзлом слое температуры пород также близки нулевым значениям; мощность этого слоя уменьшается снизу за счет глубинного теплового потока.

На участках, где сохранился только реликтовый слой «мерзлоты», геотермический градиент изменяется по разрезу два раза (см. рис. 8.4, в). В талых породах до кровли реликтовой мерзлой толщи идет понижение температуры до 0°C. В мерзлой толще наблюдается почти безградиентная кривая температуры (минимальные значения не ниже -0.4°C); в талой подстилаемой зоне температура повышается с градиентом, соответствующим тепловому потоку и теплопроводности горных пород.

Рассмотрены только основные, общие закономерности формирования и строения криолитозоны Западной Сибири. При более детальном изучении геокриологических условий необходимо опираться на региональное районирование, которое предусматривает подразделение территории на зоны, области и районы со схожими классификационными признаками.

8.3. Некоторые результаты температурного мониторинга криолитозоны Надым-Пуровского междуречья (месторождение Юбилейное)

ООО «Газпром добыча Надым» ведет освоение месторождений Медвежье, Юбилейное и Ямсовейское, расположенных в центральной части Надым-Пуровского междуречья. Самое северное из них м-ие Медвежье, вытянутое на 120 км в меридиональном направлении, пересекает две ландшафтно-климатических зоны: северную лесотундру и тундру. Для его территории ха-

рактерно сплошное распространение мерзлых толщ. Другие два месторождения находятся в зоне прерывистого распространения мерзлых пород голоценового возраста, нередко разновозрастные мерзлые толщи разделены тальными породами. Температура мерзлых отложений изменяется от 0 до -3° С.

В связи с освоением территории произошло изменение ее мерзлотно-геологических условий (Надымгазпром..., 2001). Наиболее распространенным явлением стало увеличение глубины сезонного оттаивания грунтов на 40-70% вследствие удаления напочвенных покровов, изменения условий снегонакопления и состава грунтов на антропогенных площадках. Основными причинами, вызывающими деформации фундаментов сооружений, являются *осадки*, связанные с повышением температуры и протаиванием ММП, и *пучение*, обусловленное понижением температуры грунтов и повышением амплитуды ее колебаний, а также повышением влажности грунтов. Ситуация усугубляется в связи с сильным обводнением грунтов ряда промышленных площадок (там же, с.12).

Основными мерами, принимаемыми на предприятии по сохранению несущей способности грунтов оснований, являются понижение их температуры с помощью различных охлаждающих систем, а также внедрение строительства на свайных фундаментах.

Не вдаваясь глубоко в проблему и не останавливаясь на особенностях применяемых технологий, обратим внимание только на температуру грунтов в зоне влияния техногенных площадок месторождения Юбилейное. На этом месторождении специалистами Надымгазпрома ведутся широкомасштабные термометрические наблюдения в десятках специально оборудованных скважин на объектах промысла. В 2004 г. в этом районе начал работать Субарктический научно-учебный полигон (СНУП) ТюмГНГУ, на котором кроме проведения учебной практики студентов решаются и научные задачи. В состав полигона на территории месторождения Юбилейное входят три термические скважины глубиной по 30 м, которые пробурены в естественных ландшафтных условиях. Две из них находятся вблизи песчаных отсыпок, на которых располагаются кусты газодобывающих скважин, а третья – на значительном удалении, на открытом участке безлесной тундры. Термометрические скважины оборудованы автоматической системой записи температурных измерений, которые выполняются 4 раза в сутки. Результаты наблюдений отражены на рис. 8.5.

На графике отражены существенные различия значений среднегодовой температуры пород на участках исследований и характер их распределения по глубине. Самая низкая температура – минус 2.3°С по всей глубине, отмечена в скв. 3, на ненарушенном участке тундры. В других скважинах среднегодовая температура пород на глубине нулевых годовых теплооборотов близка 0°С, а сами породы преимущественно тальные. В верхней части разреза скв.1, пример-

но на подошве деятельного слоя, температура грунта достигает 2°C , а по скв.2 находится в области отрицательных значений. Чем это обусловлено? Здесь можно выделить два момента: 1) в пределах площади песчаной подсыпки в весенне-летний период происходит инфильтрация талых снеговых и дождевых вод, что обуславливает рост уровня подземных вод и повышенный тепловой сток на участках их транзита, а, значит, и более высокие значения температуры пород; 2) различное местоположение скважин по отношению к насыпи. Устье скв.1 находится ниже уровня площадки, и там накапливается большой мощности снежный покров, предохраняющий грунты от выхолаживания в холодный период года. Устье скв.2 расположено на одном уровне с площадкой, на краю бровки, где снег сдувается, и грунты зимой интенсивно охлаждаются. Разница среднегодовых температур пород в верхней части разреза по этим двум скважинам достигает $3-5^{\circ}\text{C}$.

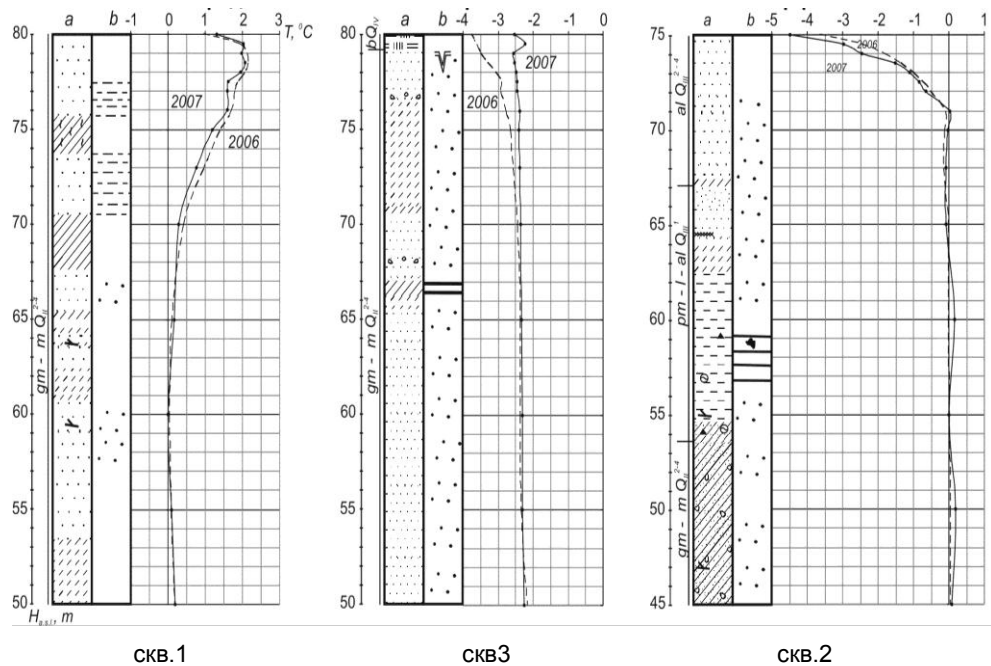


Рис. 8.5. Среднегодовая температура пород по скважинам СНУП (м-ие «Юбилейное»)

Приведенный пример показывает, насколько сильно может меняться температура пород в пределах небольшого участка, как в естественных условиях, так и при антропогенном воздействии на грунты.

Часть II

Подземные воды территории развития многолетнемерзлых пород

9.1. Основные закономерности влияния многолетнего промерзания горных пород на гидрогеологические условия криолитозоны

Влияние многолетнего промерзания на гидрогеологические условия весьма значительно и многообразно. Формирование криолитозоны отразилось на условиях питания, движения и разгрузки подземных вод, их химическом составе, тепловом режиме и ресурсах. В настоящее время мерзлые породы прослеживаются до глубин 500-700 м, а в недавнем геологическом прошлом их подошва опускалась значительно ниже – до 1000-1200 м. Именно в этом интервале глубин многолетнее промерзание влияло и влияет на гидрогеологическую обстановку.

Промерзание верхних горизонтов литосферы приводит к переходу водопроницаемых и водосодержащих горных пород в мерзлые водонепроницаемые, поскольку образующийся лед заполняет поры и трещины. Относительно проницаемыми для воды и воздуха могут оставаться породы повышенной пористости и трещиноватости, слагающие возвышенные участки рельефа, промерзание которых происходило в условиях дренирования, в осушенном состоянии, т. е. при наличии мощной зоны аэрации.

Появление *криогенных водоупоров* ухудшило взаимосвязь поверхностных и подземных вод (питание и разгрузка водоносных горизонтов), привело к расчленению гидрогеологического разреза и снижению емкостей водоносных структур. В суровых условиях криолитозоны отдельные массивы горных пород оказались полностью замороженными, и в них практически отсутствуют подземные воды в жидкой фазе (Анабарский щит). В тоже время криогенные водо-

упоры являются весьма динамичными геологическими образованиями (по Романовскому, 1983), они могут формироваться, исчезать, менять свои параметры за весьма короткие геологические отрезки времени. Следствием этих процессов происходит изменение самих гидрогеологических структур и содержащихся в них подземных вод. Поэтому реконструкции геокриологической обстановки плейстоцена и голоцена помогают выявить основные закономерности развития водоносных горизонтов в криолитозоне.

В результате замерзания воды ее объем, как известно, увеличивается. В связи с этим, некогда безнапорные грунтовые воды переходят в напорные, а в артезианских структурах увеличивается пластовое давление. Дополнительный напор, вызванный промерзанием горных пород, называется *криогенным*. При деградации мерзлой толщи наблюдается обратный процесс – снижение напоров и даже переход напорных вод в безнапорные, грунтовые. Многолетнее промерзание–протаивание водоносных отложений может привести к формированию как аномально высоких, так и аномально низких пластовых давлений (АВПД и АНПД). Первые обнаруживаются в тех случаях, когда высота напора соизмерима с весом (в метрах водного столба) осадочных отложений, перекрывающих водоносные горизонты и комплексы. АВПД широко распространены в нефтегазоносных провинциях различных регионов и обусловлены различными причинами – уплотнением и метаморфизмом пород, тектоникой, и пр.

АНПД приурочены к участкам, на которых уровень воды в гидрогеологических скважинах устанавливается ниже межленного уровня основной дренирующей водной артерии и даже ниже уровня Мирового океана. Например, в отдельных гидрогеологических скважинах Центрально-Якутской низменности (Виллюйская синеклиза) зафиксированы уровни подземных вод на абсолютных отметках минус 150-200 м и ниже (Подземные воды..., 2003). Причины появления АНПД до конца не выяснены, существует много гипотез их формирования. Некоторые авторы (Матусевич, 2005) склонны объяснять это явление тектоникой плит – растяжением (и сжатием) отдельных участков земной коры. Гидрогеологи-мерзлотоведы поддерживают мнение Н.И. Толстихина и В.М.Максимова (1955) о том, что низкие уровни подмерзлотных вод связаны с многолетней деградацией мерзлой толщи при ее оттаивании снизу. Этот процесс в настоящее время преобладает над аградацией на всей территории Сибири. Скорость протаивания мерзлых пород (по Балобаеву, 1991) достигает 1-2 см/год. Появившийся при таянии льда свободный объем не успевает заполниться водой из-за низких фильтрационных свойств отдельных блоков горных пород, изолированных в силу разных причин (в том числе и промерзания) от источников питания.

Определенную роль в формировании АНПД должны играть, на наш взгляд,

газогидраты – соединения природных газов с водой; их образование и распад. Во-первых, эти соединения могут длительное время находиться в метастабильном состоянии в среде, неблагоприятной для их образования – в области положительных температур; во-вторых, распад газогидратов приводит к появлению свободного газа в пустотном пространстве горных пород и снижению плотности столба жидкости, т.е. его веса, определяющего напор. Всем известен закон сообщающихся сосудов: если в них налита однородная жидкость, то ее уровень в сосудах установится на одинаковых отметках. Этим свойством нередко пользуются строители, когда для определения единого уровня применяют гибкий шланг, наполненный водой. Но если в систему попадает воздух, положение уровня в разных коленах будет неодинаковым. В связи с этим явлением можно неправильно рассчитать напорный градиент в водоносной структуре, который вызывает движение (а, следовательно, и перераспределение) подземных вод.

Иногда аномальные высокие и низкие пластовые давления отмечаются в одной крупной геологической структуре, например, в Енисей-Хатангской нефтегазоносной области (Сурнин, 2002).

Многолетнее промерзание и протаивание пород сопровождается *изменением химического и газового состава* подземных вод. При промерзании водоносных пород происходит перераспределение солевого состава между образующимся льдом и жидкой фазой воды. Наиболее подвижные и легко растворимые соли уходят из зоны льдовыделения в непромерзшую часть гидрогеологического разреза, в которой минерализация воды увеличивается (вплоть до формирования соленых вод). При оттаивании многолетнемерзлой толщи снизу под ее подошвой формируется слой опресненных вод. Неоднократное промерзание – оттаивание горных пород приводит не только к изменению минерализации, но и химического состава подземных вод, поскольку отдельные соли выпадают в осадок, консервируются во льду, а при его таянии не возвращаются в раствор. Изменение химического состава и минерализации подземных вод в результате криогенеза принято называть *криогенной метаморфизацией химического состава* (Анисимова, 1981).

Охлаждение земных недр в криогенные эпохи приводит к *понижению температуры* подземных вод. Если за пределами многолетней криолитозоны температура подземных вод, извлекаемых скважинами с глубины 500-600 м, составляет порядка 15-20°C, то в областях сплошного развития ММТ она будет близка нулю или равняться нескольким градусам. Вместе с тем в районах криолитозоны, где наблюдается повышенная новейшая тектоническая активность, встречаются и горячие источники с температурой выше 37-40°C (бассейн реки Олекмы в Южной Якутии; Чукотский п-ов и др.).

В гидрогеологических структурах, содержащие пласты солей или вмещающих воды морского генезиса, под подошвой собственно мерзлой толщи находятся отрицательно-температурные соленые воды – **криопэги** (*криогалинные* воды, по Н.Н.Романовскому). Температура этих вод может опускаться до минус 10-12°C, а минерализация достигать 300-400 г/дм³. Криопэги распространены не только глубоко в недрах, но и достаточно часто приурочены к слою годовых колебаний температур на антропогенно нарушенных территориях (Якутск, Норильск, Анадырь и т.д.).

Изменение агрегатного состояния воды сопровождается значительным *выделением или поглощением тепла* при фазовых переходах – 335 кДж/кг. Поэтому наибольшее многолетнее промерзание горных пород (при равной величине теплового потока) происходит на тех участках, геологический разрез которых сложен монолитными слабовлажными породами или подземная вода имеет очень высокую минерализацию. Неслучайно максимальная мощность криолитозоны – 1450 м зафиксирована в западной части Якутского артезианского бассейна (долина реки Мархи), в котором водоносный комплекс с солеными водами залегает вблизи дневной поверхности. Собственно мерзлые породы в этом районе развиты до глубины 250- 300 м.

Необходимо отметить еще одно важное обстоятельство, связанное с процессом многолетнего промерзания–оттаивания – это повышение трещиноватости и открытой пористости горных пород. В результате опусканий и поднятий подошвы мерзлоты, связанных с длиннопериодными колебаниями климата, перехода воды в лед и обратно, под мерзлой толщей возникает зона повышенной трещиноватости (криогенная дезинтеграция). Формирование на контакте талых и мерзлых толщ таких зон приводит к повышенному обводнению скальных и полускальных пород, способствует усилению водообмена в водоносных структурах.

Наличие в верхней части геологического разреза регионально выдержанного криогенного водоупора способствует усилению процессов *внутригрунтовой конденсации* паров воды воздуха. Конденсационная влага пополняет ресурсы приповерхностного водоносного горизонта и может достигать величины 20-30% от инфильтрационной составляющей атмосферных осадков (Рейнюк, 1959; Климович, 1975; Шепелев, 1978 и др.).

Подземные воды, в свою очередь, оказывают влияние на тепловой режим горных пород, начиная с момента проникновения в породы в местах питания и заканчивая их выходом на поверхность в очагах и зонах разгрузки (по Романовскому, 1983). Тепловое воздействие подземных вод проявляется в следующем: 1) в процессе своего движения воды изменяют теплофизические свойства пород; 2) их движение обуславливает возникновение конвективных пото-

ков и перераспределение тепловой энергии в водоносных горизонтах и зонах; 3) подземные воды нередко являются основной причиной существования таликов.

Подземные воды в значительной степени определяют криогенное строение мерзлых толщ; с ними главным образом связано формирование пластовых залежей инъекционных и сегрегационных льдов, протекание большинства криогенных геологических процессов и, в первую очередь, таких как наледообразование, пучение грунтов и пр.

9.2. Изменение гидрогеологических структур под воздействием многолетнего промерзания недр

Гидрогеологическая структура (ГГС) – это часть земной коры, в пределах которой подземные воды связаны в единую зональную систему и характеризуются общими условиями формирования и размещения (Кирюхин, Толстихин, 1987). Решающими факторами размещения подземных вод являются геологические и физико-географические: геологические определяют размещение и строение гидрогеологических структур, а физико-географические – особенности жизни подземных вод каждой гидрогеологической структуры в отдельности. По характеру залегания выделяют ГГС с *пластовыми* и *трещинными* водами, а по основному направлению движения – структуры с *центростремительным стоком* (от периферии к центру) и структуры с *центробежным стоком* (от центра к периферии).

Выделяются три основных типа ГГС: 1) артезианские бассейны; 2) гидрогеологические массивы и 3) вулканогенные бассейны.

Артезианские бассейны (АБ) состоят из осадочного чехла и кристаллического фундамента. Для этой структуры характерен пластовый тип вод и преимущественно центростремительный характер стока.

Гидрогеологические массивы (ГМ) сложены изверженными или метаморфизованными породами, подземные воды которых циркулируют в различного рода трещинах горных пород. ГМ могут перекрываться чехлом четвертичных отложений. Характер движения подземных вод – центробежный, поскольку в рельефе такие структуры выражены преимущественно положительными формами.

Вулканогенные бассейны (ВБ) – сложные структуры, образованные покровами вулканогенных пород, перекрывшими ГМ и АБ, т.е. это молодые по геологическим меркам образования. Для них характерно наличие трещинных вод при подчиненной роли пластовых. Вулканогенные бассейны, распространенные значительно меньше, чем ГМ и АБ, имеют разнообразные и часто сложные гидрогеологические условия.

Между АБ и ГМ существует ряд переходных структур, основными из которых являются *гидрогеологические адмассивы* (ГАМ) и *адартезианские бассейны* (АдАБ). Адмассивы по своему строению близки ГМ, они сложены древними осадочными и вулканогенными породами, сильно метаморфизованными и смятыми в складки. Однако в адмассивах наряду с трещинными сохраняются и пластовые подземные воды, в отдельных из них возможен и центростремительный сток. В адартезианских структурах осадочный чехол уплотнен и разбит системой трещин, поэтому в них кроме пластовых циркулируют трещинные и трещинно-жильные воды. В гипсометрически приподнятых АдАБ центростремительный характер стока может иногда меняться на центробежный.

Некоторые гидрогеологи (А.М.Овчинников, А.А.Карцев, Е.В.Пиннекер, В.М.Матусевич) выделяют только «гидрогеологический бассейн», избегая терминов «артезианский бассейн» и «гидрогеологический массив» (Матусевич, 2005, стр.14). Последний они называют *бассейном трещинных вод*. При этом само понятие «артезианские воды» остается. Все подземные водные резервуары территории суши этими исследователями подразделяются на бассейны трещинных и трещинно-жильных вод и бассейны пластовых вод. По условиям движения в бассейнах выделяются геогидродинамические системы. Приведенная классификация гидрогеологических структур детально разработана для Западно-Сибирского мегабассейна.

9.2.1. Промерзание гидрогеологических массивов и адмассивов.*¹

Сплошное глубокое промерзание гидрогеологических массивов и адмассивов привело к различным гидрогеологическим последствиям, связанным с вещественным составом водоносных пород, их сложением и характером промерзания. Возможны следующие мерзлотно-гидрогеологические ситуации.

1. Мощность мерзлой зоны (мерзлой толщи) значительно больше мощности региональной трещиноватости горных пород ($MЗ \gg ЗРТ$). В этих условиях возможны только локальные скопления подземных вод. Поскольку большая часть разреза, обладающая региональной водоносностью, заморожена, то они потеряли свое первоначальное гидрогеологическое значение и перешли в не содержащие воду геологические структуры. Такие массивы при региональном мерзлотно-гидрогеологическом картировании названы *криогеологическими* (КГМ) (Карта мерзлотно-гидрогеологического..., 1984).

¹ Этот и следующий параграфы подраздела 9.2 составлены по работе О.Н. Толстихина «Изменение гидрогеологических структур под воздействием глубокого промерзания недр» (Мерзлотно-гидрогеологические условия..., 1984).

В качестве примера КГМ можно назвать Анабарский щит, расчетная мощность мерзлой толщи которого достигает 1000 м, а также водораздельные гранитоидные массивы Верхояно-Чукотской горной страны.

2. Мощность мерзлой зоны больше или сопоставима с мощностью региональной трещиноватости горных пород ($MЗ > ЗРТ$). При этом максимальная глубина промерзания – до 1000 м отмечается под горными водоразделами и минимальная – до 100-300 м под днищами долин. Отличительной чертой таких гидрогеологических массивов является то, что на смену региональной водоносной зоне, характерной для гидрогеологических структур, не подвергшихся промерзанию, возникают линейные водоносные зоны, наследующие основные открытые тектонические нарушения – разломы. В условиях ограниченной неотектонической активности водоносные гидрогеологические линейаменты могут быть разобщены, и в массиве возникает несколько водонапорных систем. Преобладающим типом скопления подземных вод в этих массивах является трещинно-жильный, а основные их ресурсы будут сосредотачиваться в речных долинах.

3. Мощность мерзлой зоны меньше зоны региональной трещиноватости горных пород ($MЗ > ЗРТ$). В этом случае влияние маломощной мерзлой толщи на гидрогеологическую обстановку будет сказываться в локализации областей питания и разгрузки подземных вод и формировании криогенных напоров. Многочисленные гидрогеологические окна (сквозные талики) обеспечивают надежное питание подземных горизонтов поверхностными водами.

9.2.2. Промерзание адартезианских бассейнов

Поскольку адартезианские бассейны отличаются от гидрогеологических массивов преимущественно центростремительным направлением подземного стока, их многолетнее промерзание происходит в условиях высокой обводненности пород и ограниченной расчлененности рельефа. В зависимости от глубины промерзания этих структур можно выделить следующие ситуации.

1. Мощность мерзлой зоны больше мощности региональной трещиноватости, но сопоставима с глубиной вреза речной сети. Нижняя граница мерзлоты в условиях плато и плоскогорий, при относительно малой расчлененности рельефа, повторяет в сглаженном виде его рисунок. Через сквозные талики, существующих в долинах, заложенных преимущественно по зонам разломов, осуществляется взаимосвязь подземных и поверхностных вод.

В результате многолетнего промерзания и протаивания водонасыщенных пород вблизи нижней границе мерзлой толщи возникает зона дезинтеграции

горных пород с высокой проницаемостью и водоносностью. Мощность ее составляет от 10-15 до 30 и более метров. Такие зоны вскрывались скважинами в пределах Верхояно-Колымской складчатой области.

2. Адартезианские бассейны более глубокого промерзания, когда зона дезинтеграции не формируется или оказывается промороженной. В этом случае эти бассейны будут близки промороженным гидрогеологическим массивам. Локально обводненные участки могут наблюдаться в прирусловых частях речных долин.

3. Мощность мерзлой зоны в адартезианских бассейнах меньше мощности региональной трещиноватости. В этом случае происходит локализация участков питания и разгрузки подземных вод по широко развитым сквозным таликам. Гидрогеологические параметры таких бассейнов мало отличаются от аналогичных структур, расположенных за пределами криолитозоны.

9.2.3. Промерзание артезианских бассейнов

Основным критерием выделения мерзлотно-гидрогеологических особенностей этих структур является соотношение мощности мерзлой зоны с мощностью осадочного чехла и содержащегося в нем пояса пресных вод.

1. Артезианские бассейны, осадочный чехол которых полностью проморожен и не содержит вод в жидкой фазе. Подземные воды могут быть вскрыты в трещиноватой зоне фундамента. Поскольку теряется основной признак артезианского бассейна – наличие межпластовых вод, то такие структуры принято называть *криогеологическими бассейнами*. Водоносность таких бассейнов определяется в основном несквозными таликами.

2. Артезианские бассейны или их части, мощность мерзлой зоны в которых меньше мощности осадочного чехла, но равна или больше мощности пояса пресных вод. В этом случае под нижней границей мерзлой толщи распространены высокоминерализованные подземные воды с отрицательной температурой. Отдельные линзы криопэггов могут находиться и внутри ММТ. Наличие сплошной толщи мерзлых пород затрудняет взаимосвязь подземных и поверхностных вод. Однако в оставшейся непромерзшей части разреза происходят различные гидрохимические процессы, приводящие к изменению химического состава и минерализации подземных вод. Происходят и гидродинамические изменения, связанные с промерзанием (протаиванием) областей питания и стока. В таких структурах, называемых криоартезианскими, нередко наблюдается разгрузка водоносных горизонтов, выводящих на дневную поверхность соленые воды (бассейн р. Вилюй в Западной Якутии).

3. Артезианские бассейны или их части, где мощность мерзлой зоны меньше мощности осадочного чехла и пояса пресных вод. В подобных АБ под

подошвой многолетнемерзлой толщи развиты пресные подземные воды. Такие условия возникают в случаях, когда мощность криолитозоны невелика, или в осадочном чехле бассейна существует большой мощности пояс пресных подземных вод (Западно-Сибирский мегабассейн, например).

Гидрогеологическая обстановка подобных артезианских структур определяется главным образом характером прерывистости мерзлой зоны. При наличии большого количества гидрогеологических «окон» многолетнемерзлые породы не будут оказывать существенного влияния на режим и ресурсы подземных вод. В случае сплошного в плане распространения мерзлой зоны в области распространения артезианского бассейна в нем могут наблюдаться гидродинамические аномалии, связанные как с деградацией, так и аградацией мерзлоты. Наличие аномалий способствует усилению интенсивности водообмена в подмерзлотных водоносных горизонтах. Рассмотрим это явление более подробно.

Например, в процессе протаивания мерзлой толщи за счет глубинного потока тепла в верхних, ближних к ней водоносных горизонтах будет наблюдаться падение пластовых давлений, а в глубоко лежащих горизонтах, давление остается продолжительное время высоким и соответствует предыдущему максимальному промерзанию недр. Наличие градиента давлений создает условия для движения воды снизу вверх. Другой случай. Более интенсивно промерзание горных пород наблюдается при низких тепловых потоках, а при высоких потоках тепла идет медленнее. Поэтому в зонах тектонических нарушений, в которых тепловые потоки, как правило, выше, чем на прилегающих участках, величина пластового давления в результате многолетнего промерзания пород будет меньше, чем на удалении от разлома. Следовательно, будут создаваться условия для движения подземных вод в сторону тектонического нарушения. Подобная картина будет наблюдаться и при деградации мерзлой толщи.

Таким образом, динамика развития мерзлой зоны способствует усложнению гидрогеодинамической структуры артезианских бассейнов.

9.2.4. Промерзание вулканогенных бассейнов

Вулканогенные бассейны представляют собой наложенные структуры, состоящие из вулканогенного чехла и фундамента. Последний может быть представлен чехлом осадочных пород артезианского бассейна или другими гидрогеологическими структурами. В криолитозоне вулканогенные бассейны встречаются довольно редко: Олюторский ВБ первого порядка (Корякско-Камчатская гидрогеологическая складчатая область); Путоранский ВБ второго порядка и Норильский ВБ третьего порядка (Тунгусский АБ первого порядка Восточно-Сибирской артезианской области) и некоторые другие.

В зависимости от степени промерзания ВБ можно выделить следующие ситуации.

1. Вулканогенные бассейны, чехол которых полностью проморожен. В таком случае подземные воды существуют в подстилающих вулканогенный покров гидрогеологических структурах. Поскольку мощность вулканогенного чехла обычно невелика, то в нем имеют локальное развитие сквозные талики, а гидрогеологическая обстановка в целом будет определяться особенностями подстилающих гидрогеологических структур.

2. В вулканогенном бассейне (по аналогии с артезианским) глубина промерзания пород может быть меньше мощности чехла, но больше мощности пояса пресных вод. В чехле таких бассейнов будут развиты солоноватые и соленые подземные воды с отрицательной температурой.

3. В условиях, когда мощность мерзлой зоны меньше мощности вулканогенного чехла и пояса пресных вод, в таком бассейне формируются скопления трещинно-пластовых и трещинных вод. Наличие значительного количества сквозных таликов обеспечивает взаимосвязь подземных и поверхностных вод и нередко большие ресурсы пресных подземных вод в подмерзлотных горизонтах.

9.3. Классификация подземных вод по отношению к мерзлым толщам

В основе классификации подземных вод как в криолитозоне, так и за ее пределами лежит принцип единства (Романовский, 1983). В первую очередь по единым признакам выделяются гидрогеологические структуры (см. разд. 10.1), а подземные воды в них подразделяются на водоносные слои, горизонты, комплексы, водоносные трещиноватые зоны и т.д. Только в рамках этих единиц гидрогеологического разреза подземные воды подразделяются по их отношению к мерзлым породам.

Первое подразделение подземных вод по их отношению к ММП было предложено Н.И. Толстихиным (1941). Им выделено три категории подземных вод: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. В дальнейшем, по мере накопления фактического материала мерзлотно-гидрогеологических исследований и его анализа, предложенная классификация была доработана Н.Н. Романовским и в настоящее время она выглядит следующим образом (рис.9.1):

- надмерзлотные воды сезонноталого слоя (СТС);
- надмерзлотные воды несквозных таликов;
- воды сквозных таликов;
- подмерзлотные воды;
- межмерзлотные и внутримерзлотные воды.

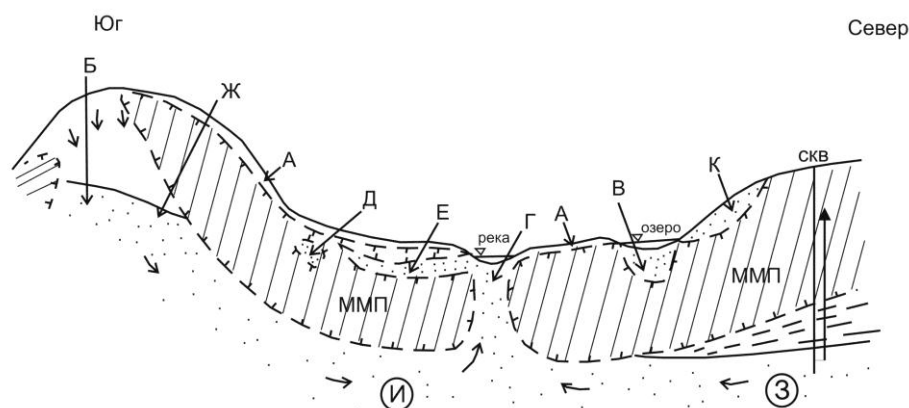


Рис.9.1. Схема различных категорий подземных вод.

А – СТС; Б – сквозного дождевально-инфильтрационного талика; В – несквозного (надмерзлотного) подошвенного талика; Г – сквозного подруслового талика; Д – внутримерзлотные; Е – межмерзлотные; Ж – подмерзлотные неконтактирующие безнапорные; З – подмерзлотные неконтактирующие напорные; И – подмерзлотные контактирующие напорные; К – надмерзлотного радиационно-теплового талика.

Надмерзлотные воды СТС существуют сезонно, в течение летне-осеннего периода и промерзают зимой. Они циркулируют как в пористых, так и трещинных породах. Надмерзлотные воды СТС могут рассматриваться как «мерзлотная» разновидность верховодки, хотя некоторые авторы «надмерзлотной верховодкой» называют подземные воды, формирующиеся вверху оттаивающего сезонномерзлого слоя в начале теплого периода и исчезающие к зиме. Надмерзлотные воды СТС распространены практически повсеместно, мощность обводненного слоя может изменяться от нескольких см до 1.0-1.5 м, редко больше. Наибольшая мощность наблюдается на пониженных участках рельефа, а на склонах и нешироких водоразделах сезонноталый слой часто бывает обводненным только в дождливый период. Воды СТС питаются преимущественно атмосферными осадками, поэтому это в основном пресные и даже ультрапресные воды разнообразного химического состава, легко поддающиеся антропогенному загрязнению.

Надмерзлотные воды несквозных таликов существуют на участках глубокого многолетнего протаивания мерзлых пород. Они развиты в четвертичных отложениях и в верхней зоне коры выветривания. В летний период воды обычно имеют свободный уровень, а зимой в процессе сезонного промерзания кровли водоносного горизонта приобретают временный криогенный напор, величина которого может значительно превосходить отметки поверхности земли. Более детально условия формирования и режим вод надмерзлотных тали-

ков рассмотрен в разделе 10.2.

Воды сквозных таликов охватывают разнообразные категории подземных вод, имеющие различный характер и направление движения, химический состав, гидродинамический режим и пр. В сквозных таликах движение воды имеет преимущественно вертикальное направление: в зонах питания глубоко залегающих водоносных горизонтов – нисходящее, на участках разгрузки – восходящее. Сквозные талики широко распространены в южной геокриологической зоне.

Подмерзлотные воды – воды первого от подошвы мерзлой толщи водоносного горизонта, комплекса или водоносной трещиноватой зоны (Романовский, 1983). Эти воды подразделяются на собственно подмерзлотные, *контактирующие* и *неконтактирующие* (разделенные литологическим водоупором) с мерзлой толщей, и глубинные, взаимодействия которых с мерзлыми породами не происходит. Неконтактирующие подмерзлотные воды имеют, как правило, положительную температуру и являются напорными. Они могут быть как пресными, так и солеными. Контактные подмерзлотные воды всегда обладают напором. Они могут иметь положительную температуру – пресные и слабосоленые и отрицательную температуру – соленые и рассольные воды. Соленые воды с отрицательной температурой называют криогалинными (по Романовскому, 1983) или криопэгами. Криогалинные воды вместе с вмещающими их горными породами входят в состав криолитозоны.

Межмерзлотные водоносные горизонты (слои, пласты и пр.) находятся внутри мерзлой зоны и ограничены в кровле и подошве мерзлыми породами, которые могут окружать водоносную зону не только по простиранию, но и с боков. Межмерзлотные воды всегда имеют гидравлическую связь с другими категориями вод мерзлой зоны.

Внутримерзлотные воды, находящиеся в различных слоях или линзах, в отличие от межмерзлотных, окружены со всех сторон мерзлыми породами и не имеют гидравлической связи с другими водами.

Условия формирования и особенности режима подземных вод выделенных категорий достаточно детально рассмотрены Н.Н. Романовским в учебном пособии (1983).

10. Подземные воды таликов

Таликами и таликовыми (талыми) зонами называют толщи талых горных пород, которые развиты с поверхности земли или под водоемами и водотоками и которые существуют непрерывно более одного года (Романов-

ский, 1983). При сплошном распространении мерзлых толщ, когда талые породы занимают ограниченные участки, применяют обычно термин «талики». Таликовые зоны шире представлены в районах массивно островного и прерывистого распространения мерзлых толщ. Талики, ограниченные мерзлыми породами только по боковым поверхностям, являются сквозными, а подстилаемые на некоторой глубине мерзлыми породами – несквозными или надмерзлотными. По сквозным таликам осуществляется взаимосвязь поверхностных вод и вод глубоких подмерзлотных горизонтов. По несквозным водоносным таликам происходит приповерхностный сток.

В суровые климатические периоды происходит многолетнее промерзание таликов, которое может приводить к появлению меж- и внутримерзлотных горизонтов (слоев, линз) также относящимся к таликам, некогда открытым к поверхности земли.

10.1. Классификация таликов

Подразделение таликов на те или иные группы можно проводить, основываясь на различных принципах, выделяя при этом один какой-либо главенствующий фактор геолого-географической среды. Например, по отношению к мерзлой толще выделяют сквозные и несквозные (надмерзлотные) талики; по источникам тепла, обуславливающим существование таликов – эндогенные и экзогенные. Существуют классификации таликов по положению в рельефе (склоновые, водораздельные, пойменные и т.д.), по особенностям движения подземных вод (водопоглощающие, водопроявляющие, водовыводящие и т.д.), по способам теплопередачи (кондуктивные, конвективные) и пр. Все упомянутые подразделения таликов на группы, классы, виды и др. категории имеют право на существование.

Талики играют весьма важную роль в формировании инженерно-геологических условий и гидрогеологии мерзлой зоны, поэтому (по Н.Н. Романовскому) в их классификацию целесообразно вводить два равноправных подразделения: первое – по условиям, определяющим возможность появления и существования таликов, т.е. генезису; второе – по особенностям подземных вод в них. Такая классификация была разработана Н.Н.Романовским в 1968 г. и используется в настоящее время большинством специалистов, занимающихся вопросами криолитозоны. Классификация построена по перекрестному принципу, в виде таблицы (Романовский, 1983, стр.60-61). В ней выделяется семь типов и пять классов таликов. Типы таликов, наиболее изученные и распространенные, подразделяются на подтипы. В верхней части таблицы помещены талики, наиболее часто встречаемые в криолитозоне, в нижней части – в специфических геолого-географических условиях или рукотворные. В клет-

ках таблицы, образующихся при пересечении градаций типов и классов, указаны возможные виды таликов по их отношению к мерзлой зоне (сквозные, несквозные). Прочерк означает, что таких таликов в природе не существует. Полное название талика складывается из названия типа, подтипа, класса и вида.

Дадим краткую характеристику различных таликов (Романовский, 1983).

Тип I. Радиационно-тепловые талики. Причиной их возникновения и существования является радиационно-тепловой обмен на поверхности земли и приповерхностном слое, приводящий к формированию положительных температур у подошвы СМС или слоя их годовых колебаний. Внутри этого типа выделяются три подтипа:

- 1) *радиационные талики.* Образуются на склонах южной экспозиции за счет большего поступления солнечной радиации по сравнению с горизонтальной поверхностью, а также в результате снижения альбедо поверхности (например, в результате пожара). Проницаемость верхнего слоя горных пород в таликах этого подтипа понижена и влияние осадков на их температурный режим невелико.
- 2) *тепловые талики.* Формируются при комплексном воздействии таких отепляющих факторов природной среды, как мощный снеговой покров малой плотности, растительность, иногда заболоченность. В этом подтипе, как и в предыдущем, влияние атмосферных осадков на повышение температуры пород слабое.
- 3) *дождевально-радиационные талики.* Образуются под влиянием комплекса отепляющих факторов и в значительной степени за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации водяных паров. Такие талики с поверхности до глубины, превышающей мощность СМС, сложены хорошо проницаемыми породами.

Разделение радиационно-тепловых таликов на подтипы не всегда возможно, так как отепляющих факторов может быть несколько. Талики этого типа распространены по площади наиболее широко и встречаются преимущественно в южной геокриологической зоне. Хотя необходимо отметить и факт их достаточно широкого распространения в отложениях песчаных террас и склонов на территории Центральной Якутии, где «мерзлота», как известно, сплошная.

Тип II. Гидрогенные талики (подводно-тепловые). Формируются и существуют благодаря отепляющему воздействию водоемов и водотоков на донные отложения. Температуры пород в этих таликах могут быть как положительными, так и отрицательными. Последние свойственны таликам под морями и солеными озерами. Среди гидрогенных таликов выделяется пять подтипов, названия которых говорят сами за себя: шельфовые, подэстуаривые, подозерные, подрусловые, пойменные. В этом ряду по режиму поверхностных и

подземных вод выделяются талики под эстуариями рек и в их дельтах, где отепляющее влияние речных вод периодически снижается внедряющимися морскими водами нередко с отрицательной температурой. Гидрогенные талики наиболее устойчивы к промерзанию и имеют преимущественное (среди других типов) развитие в районах сплошного распространения мерзлых толщ.

Тип III. Гидрогеогенные (водно-тепловые) талики. Существование таких таликов обусловлено исключительно напорной восходящей фильтрацией подземных вод с положительной температурой. Разгрузка подземных вод может происходить как в субаэральных (видимые источники), так и субаквальных (русла рек и дно озер) условиях. Гидрогеогенные талики широко распространены в горных областях, особенно в тектонически активных районах, но встречаются и на равнинных территориях.

Следующие три типа таликов имеют достаточно ограниченное распространение.

Тип IV. Гляциогенные талики. Существуют под ледниками «теплого» типа, у которых температура придонных слоев льда 0°C. Породы, слагающие ложе таких ледников, частично или целиком в талом состоянии. Гляциогенные талики не исследованы, но их наличие по ряду признаков предполагается под многими ледниками криолитозоны.

Тип V. Хемогенные талики. Образуются в результате выделения тепла при окислительных реакциях в толщах горных пород (окисление сульфидных руд, возгорание углей и т.д.).

Тип VI. Вулканогенные талики. Они развиты в районах активной вулканической деятельности, входящих в криолитозону (Камчатка, например). Изучены подобные талики очень слабо, хотя их важная роль в формировании гидрогеологических условий несомненна.

Наконец, последний, **VII тип таликов – техногенные.** Они образуются в результате производственной деятельности человека. Большинство техногенных таликов по генезису, условиям существования и пр. укладываются в классификационные градации естественных таликов. Ряд таликов не имеет природных аналогов: талики под зданиями с большим тепловыделением, с утечками горячих вод и т.д.

По гидрогеологическим особенностям выделяются следующие классы таликов.

Класс 1. Безводные талики, в которых отсутствуют гравитационные (свободные) воды. Они могут быть представлены как мало трещиноватыми скальными породами, так и слабопроницаемыми глинистыми отложениями, в которых существует только физически связанная вода.

Класс 2. Талики с застойными водами (застойные). В них подземные воды проницаемых пластов ограничены снизу и по боковым поверхностям криогенными и литологическими водоупорами. Водообмен внутри талика может происходить только за счет плотностной конвекции (плотность воды зависит от температуры и минерализации). Такого класса талики часто встречаются в подтипе подозерных (тип – гидрогенные).

Класс 3. Грунтово-фильтрационные талики. В них существует поток грунтовых надмерзлотных вод,двигающихся в соответствии с уклоном рельефа. Такие талики сложены в верхней части водопроницаемыми породами, подстилаемыми литологическими или криогенными водоупорами.

Класс 4. Инфильтрационные (или инфлюационные) талики. Подземные воды в них имеют нисходящее движение, часто близкое к вертикальному, и происходит по системам разрывных нарушений, карстовым пустотам и хорошо проницаемым четвертичным отложениям. Такие талики иногда называют водопоглощающими, по ним осуществляется питание глубоких водоносных горизонтов. Существуют они преимущественно в условиях расчлененного низкогорного рельефа и плоскогорий.

Класс 5. Напорно-фильтрационные талики. Подземные воды в них имеют восходящее движение и обладают напором, Такие талики являются водовыводящими, так как по ним осуществляется разгрузка подземных вод подмерзлотного и межмерзлотного стока. Нередко инфильтрационные и напорно-фильтрационные талики образуют единую гидрогеологическую систему.

Все содержащие гравитационную воду талики в приведенной классификации разделяются по температурным особенностям на: а) имеющие положительную температуру – *теплые* и б) отрицательную – *холодные* или *криогалинные*. Последние, содержащие высокоминерализованные воды, нередко называют криопэгами, что не совсем правильно.

Несколько иная классификация таликов, основанная на разработанной Н.Н.Романовским, предложена С.Н.Булдовичем (Основы геокриологии, ч.4, 2001). В предлагаемой классификации выделяются шесть самостоятельных генетических типов, охватывающих все разнообразие встречающихся в природе таликов (табл. 10.1.).

В предлагаемой классификации отсутствуют в качестве самостоятельных генетических типов техногенные и гляциальные талики. Первые из них потому, что имеют более или менее близкие природные аналоги; вторые не могут называться таликами, поскольку находятся, по сути, ниже подошвы мерзлой толщи.

В классификационной таблице отражена также зональная и региональная приуроченность различных типов таликов. По этому признаку вся криолитозона

разделена на пять мерзлотно-температурных зон (I – V) со среднегодовыми температурами пород соответственно: от 0 до -1; от -1 до -3; от -3 до -5; от -5 до -10 и ниже -10 °С.

Подразделение таликов по особенностям гидрогеологических условий совпадает с более ранней классификацией Н.Н.Романовского.

Таблица 10.1.

Классификация таликов по основным причинам формирования и существования

Тип	Основные причины существования	Область преимущественного развития (температурная зона)
I. Радиационный	Локальные особенности радиационно-теплового баланса дневной поверхности (зимой – поверхности снега, летом – поверхности напочвенных покровов), приводящих к повышению ее среднегодовой температуры	I
II. Тепловой	Особенности структуры годового теплообмена в приповерхностных слоях пород, приводящих к повышению среднегодовой температуры пород на подошве деятельного слоя относительно температуры дневной поверхности	I - III
III. Гидрогенный	Отепляющее влияние водных покровов	I - V
IV. Гидрогеогенный (водно-тепловой)	Конвективный привнос и выделение тепла фильтрационным потоком в объеме талика	
V. Теплоактивный (тепловыделяющий)	Наличие внутренних (независимых) источников тепла	
VI. Нетепловой (криогалинный)	Низкая температура замерзания природных растворов в пустотах пород	

10.2. Особенности гидротермического режима отдельных типов таликов

Как было сказано выше, наибольшим распространением пользуются талики радиационно-теплового и гидрогенного типов (по Н.Н. Романовскому). Рассмотрим более детально некоторые из них, содержащих подземные воды.

10.2.1. Подозерные гидрогенные талики.

По условиям движения воды названных таликов встречаются в четырех классах рассмотренной классификации и по отношению к мерзлым толщам могут быть сквозными и несквозными. Если посмотреть на географические карты районов развития сплошной криолитозоны, то можно обнаружить на них большое количество озер и замкнутых понижений (аласов, хасыреев). Следовательно, с большой долей уверенности можно судить о наличии под ними таликов тех или иных размеров, содержащих в сумме огромные запасы подземных вод. Насколько они могут быть востребованы?

Подозерные *инфильтрационные* талики, как сквозные, так и несквозные, обнаруживаются на повышенных участках рельефа: на поверхности плато, в горах, на высоких речных террасах, сложенных хорошо фильтрующими отложениями или имеющих повышенную трещиноватость пород. Атмосферные осадки и поверхностные воды из года в год проникают в такие талики, питая подземные горизонты пресными водами. Прямым признаком инфильтрации озерной воды в талик является деформация ледового покрова в зимний период. Вследствие потери воды и падения ее уровня в озере ледяной покров оседает, и на нем появляются системы трещин, идущих параллельно берегам. Глубина мульды проседания составляет, обычно, несколько десятков сантиметров, но нередко достигает 1.0-1.5 м.

Инфильтрационные подозерные талики играют важную роль в гидрогеологии мерзлой зоны, повышая интенсивность водообмена между подземными горизонтами и атмосферой. Особенно широко такие талики распространены в зоне прерывистого распространения мерзлых толщ. В условиях сплошной криолитозоны, например, в Центральной Якутии, с инфильтрационными таликами связаны многие постоянно действующие источники подземных межмерзлотных вод, существующих в песчаных отложениях средневысотных надпойменных террас рек Лена и Вилюй.

Однако следует признать, что на большей части территории сплошной криолитозоны распространены талики с *застойным* режимом подземных вод в них. Это объясняется следующими причинами. В случае несквозного талика застойный характер подземных вод вполне отвечает мерзлотным особенностям. При наличии сквозной талой зоны фильтрации воды препятствуют литологические водоупоры, которые встречаются тем чаще, чем больше мощность мерзлой толщи. Первыми водоупорами являются донные отложения самих озер, представленные глинистыми разностями. Поэтому, даже при наличии значительных перепадов давлений между уровнем водоносного горизонта и водной поверхностью озера, а они нередко превышают сотню метров, величина инфильтрации (в слое воды) составляет первые десятки мм/год, а то и меньше. В Якутском артезианском бассейне, в центральной его части, суще-

ствуется множество озер со сквозными таликами, тем не менее, в водоносных горизонтах повсеместно наблюдаются низкие и аномально низкие пластовые давления.

На севере Западной Сибири условия для инфильтрации подозерных вод в глубокие горизонты более благоприятные, чем в Центральной Якутии, поскольку там меньше мощность криолитозоны и шире распространены хорошо проницаемые песчаные отложения. Однако, здесь другая беда – слабая расчлененность и низкие отметки поверхности рельефа. Это приводит к тому, что поверхностные и подземные воды имеют практически одинаковые уровни, и отсутствует градиент напора, обеспечивающий движение воды. Интенсивность водообмена усиливается вблизи водозаборов, когда подозерный талик попадает в зону развития депрессионной воронки. Подтягивание застойных таликовых вод к эксплуатационной скважине снижает, как правило, качество питьевых вод.

В середине прошлого века решалась проблема обеспечения населения улусов Республики Саха (Якутия) питьевой водой за счет подозерных (в том числе подаласных) таликов. Было детально разведано около 200 из них. Как свидетельствуют гидрогеологи ПГО «Якутскгеология», 80-90% таликовых вод не пригодны для питьевого использования по бактериологическому показателю; 80% имели повышенное содержание аммония, 60% – железа и т. д. «Почти все водозаборы Центральной Якутии, добывающие в течение ряда лет таликовые воды для питьевых и технических целей, в настоящее время закрыты местными санитарно-эпидемиологическими станциями из-за ухудшения качества воды» (Федоров, 1989, стр. 99). Таким образом, таликовые подозерные воды без предварительной очистки могут использоваться, за редким исключением, только для технических целей.

10.2.2. Подземные воды радиационно-тепловых таликов

Такие талики, как отмечалось выше, развиты в основном в южной геокриологической зоне. Вместе с тем интересен сам факт их появления и существование в суровых условиях сплошной криолитозоны. В Центральной Якутии среднегодовая температура воздуха по многолетним данным составляет минус 9-10°C, а температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд чаще всего находится в пределах минус 3-4°C. Многочисленные данные натурных наблюдений свидетельствуют о достаточно широком распространении на средневысотных надпойменных террасах рек Лены и Вилюя, а также на пологих склонах водораздельных пространств участков с глубоким протаиванием грунтов и таликами. На севере Западной Сибири, в районах сплошного распространения мерзлых толщ, также встречаются отепленные участки с тальми

породами.

Как показывает анализ фактического материала, для существования таликов, возникающих в субэзральных условиях, необходимы три фактора: 1) оголенная или слабо задернованная поверхность; 2) песчаный состав отложений; 3) слаборасчлененный рельеф (Бойцов, 1996; Мониторинг..., 2002). Формирование таликов, которые по классификации Н.Н.Романовского (1983) относятся к радиационно-тепловому типу, происходит на участках, где маломощный снежный покров и экспозиция пологих склонов не играют существенной роли в повышении температуры поверхности грунтов. Наличие развитого почвенно-растительного покрова ведет к снижению величины инфильтрационного питания зоны аэрации, повышению затрат тепла на испарение влаги, затенению поверхности и, чаще всего, к охлаждению грунтов. Неслучайно поэтому все известные надмерзлотные (субэзральные, по сути) талики Центральной Якутии приурочены или к лишенным растительности *тукуланам* – северным пустыням Якутии, или к участкам с разреженными сосновыми борами, несущими следы пожаров.

Наличие подземного стока, во-первых, обеспечивает перенос тепла с крутых более возвышенных участков рельефа на пониженные, поэтому мелкие талики формируются, как правило, в местах «перелома» профиля склонов; во-вторых, обуславливает снижение уровня надмерзлотных вод и рост мощности зоны аэрации.

Существование благоприятных условий для инфильтрации теплых дождевых вод в зону аэрации приводит, по данным большинства исследователей, к повышению температуры пород в засушливых районах криолитозоны на величину до 0.5-0.7°C (см. 6.3.6).

Важное значение в повышении температуры грунтов имеет их литологический состав, который обуславливает особый режим влажности. Мелкие и близкие к ним средней крупности пески, наряду с высокими фильтрационными свойствами, характеризуются и достаточно высокой водоудерживающей способностью. При таянии снежного покрова вся влага инфильтруется в мерзлый сухой песок (поверхностный сток отсутствует!) и распределяется в зоне аэрации. Летние дожди еще больше увеличивают влажность. Чем выше влажность грунта, тем выше его теплопроводность, следовательно, и больше тепла проходит через единицу площади сечения к подошве протаивающего слоя. Осенью, при переходе температуры воздуха через ноль градусов, жидкие осадки не выпадают, а промерзание грунтов идет очень медленно, потому что температура воздуха в этот период остается довольно высокой. За время 2-3 недели гравитационная влага успевает стечь к подошве зоны аэрации, и пески входят в зиму в сухом состоянии, при которых их теплопроводность опять становится

минимальной. Сухие пески вместе со снежным покровом обладают большим термическим сопротивлением и препятствуют интенсивному выхолаживанию нижележащих водонасыщенных грунтов.

На основе полученных данных режимных мерзлотно-гидрогеологических наблюдений в лаборатории геотеплофизики и прогноза Института мерзлотоведения СО РАН было проведено численное моделирование, результаты которого показали, что особенности динамики влажности в указанных грунтах приводит к увеличению их средней годовой температуры на 2,5-3.0°C (Шендер и др., 1996).

Приведенные факты дают основание предполагать возможность появления и существования подобных надмерзлотных таликов в случае антропогенного вмешательства в природную среду. Известно, что планировка площадок вокруг куста газодобывающих скважин производится путем создания песчаной насыпи. Если не создать на этой площадке водонепроницаемого экрана, то температура грунтов будет значительно выше по сравнению с естественными условиями по рассмотренным выше причинам.

10.2.3. Результаты натурных режимных наблюдений на водоносном склоновом талике

Материалы по режимным исследованиям таликов весьма скудные и относятся к южным районам прерывистой криолитозоны. В области сплошной криолитозоны длительные режимные мерзлотно-гидрогеологические исследования на водоносных таликах проведены в Центральной Якутии на Чабыдинском полигоне Института мерзлотоведения СО РАН и на надпойменных террасах рек Лены и Вилюя (Бойцов, 1985, 2001; Бойцов, Лебедева, 1989 и пр.). С этими таликами связаны различные криогенные процессы. Рассмотрим некоторые результаты проведенных работ.

На территории Чабыдинского полигона существует надмерзлотный талик радиационно-теплого типа, грунтово-фильтрационного класса (по Романовскому, 1983). Площадь его в недавнем прошлом (1981 г.) составляла 58 тыс. кв. м; длина – 500, средняя ширина – 120 м, средняя мощность водоносного горизонта в весенний воднокритический период равнялась 1.2 м, максимальная – до 4 м (рис. 10.2).

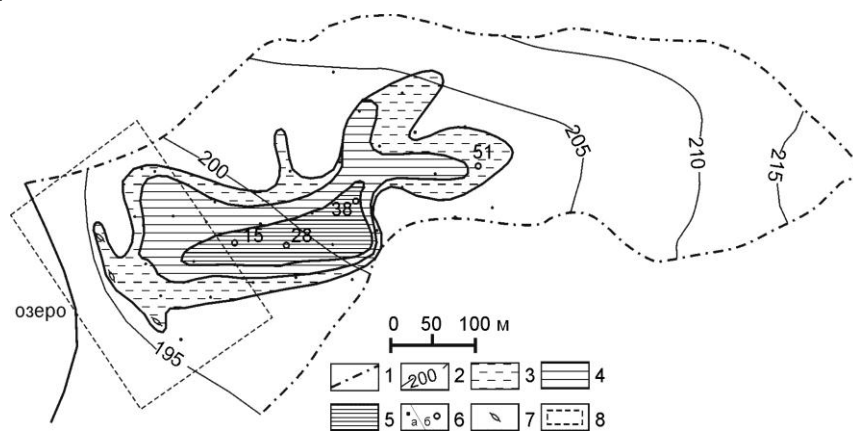
Талик сложен однородными песками с преобладающим размером фракций около 0.25 мм. Статические запасы подземных вод талика в конце зимы оценивались в 15 тыс.м³, а осенью возрастали до 30-35 тысяч. Ресурсы водоносного горизонта формируются в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и, в первую очередь, талых снеговых вод. Средняя величина разгрузки подземных вод – 16, максимальная (осень) – 30 м³/сут; годовая величина стока

– 5.8 тыс. куб. м. В начале нынешнего столетия произошло промерзание водоносного слоя в средней части талика, и он разделился на две неравные доли (Бойцов, 2005).

Как показали исследования, разгрузка таликовых вод в теплый период года осуществляется в грунты слоя сезонного оттаивания приозерной мари, шириной 50-100 м, и через них в озеро. Фильтрация подземных вод идет по отдельным каналам стока, глубина оттаивания которых на 20-50% выше средней на мари – 0.7-1.0 м. К середине зимы грунты маревого участка полностью промерзают и в дальнейшем весь сток консервируется в буграх пучения, формирующихся на более высоких отметках поверхности рельефа. С сезонным промерзанием водоносных отложений связан напорный режим пласта. Пьезометрический напор подземных вод достигает максимальной величины в феврале-марте, реже в апреле (рис. 10.3).

В первой половине зимы еще существует сток надмерзлотных вод СТС в талик с повышенных участков пологого склона, а в дальнейшем формирование уровня таликовых вод идет под влиянием «криогенной» водоотдачи, которая в среднем равна 0.15 мм/сут (Мониторинг..., 2002). Высота пьезометрического напора подземных вод над кровлей водоносного горизонта достигает 3-4 м (скв. 15), а в местах его выклинивания, на пониженных участках рельефа, - до 5-6 м, т.е. на 3.0-3.5 м выше поверхности земли (табл.10.1).

а)



б)

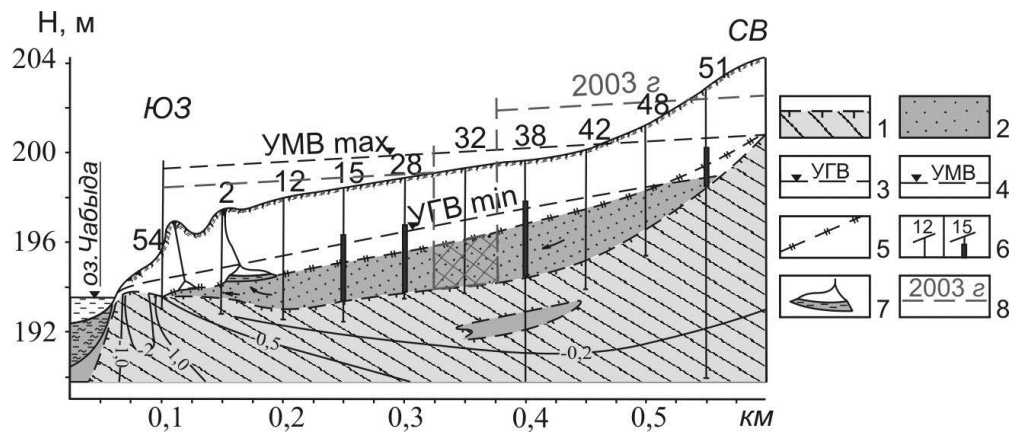


Рис. 10.2. План и разрез водоносного талика песчаного склона

- а) 1 – граница водосборной поверхности; 2 – горизонталы рельефа, м; 3-5 – мощность водоносного слоя в весенний воднокритический период, м: 3 – до 1,0 м, 4 – 1,0-2,0, 5 – 2,0-3,0; 6 – наблюдательные скважины; 7 – бугры пучения; 8 – участок расположения высотных реперов.
- б) 1 – многолетнемерзлые породы; 2 – водоносные пески; 3 – уровень надмерзлотных вод осенью; 4 – пьезометрический уровень таликовых вод в период максимального промерзания; 5 – подошва сезонномерзлого слоя; 6 – зондировочные и гидрогеологические скважины; 7 – лед и вода в основании бугров пучения; 8 – пьезометрический уровень подземных вод в 2003 г.

В пределах талика наименьшие отметки поверхности рельефа колеблются главным образом в пределах 195.5-196.5 м.

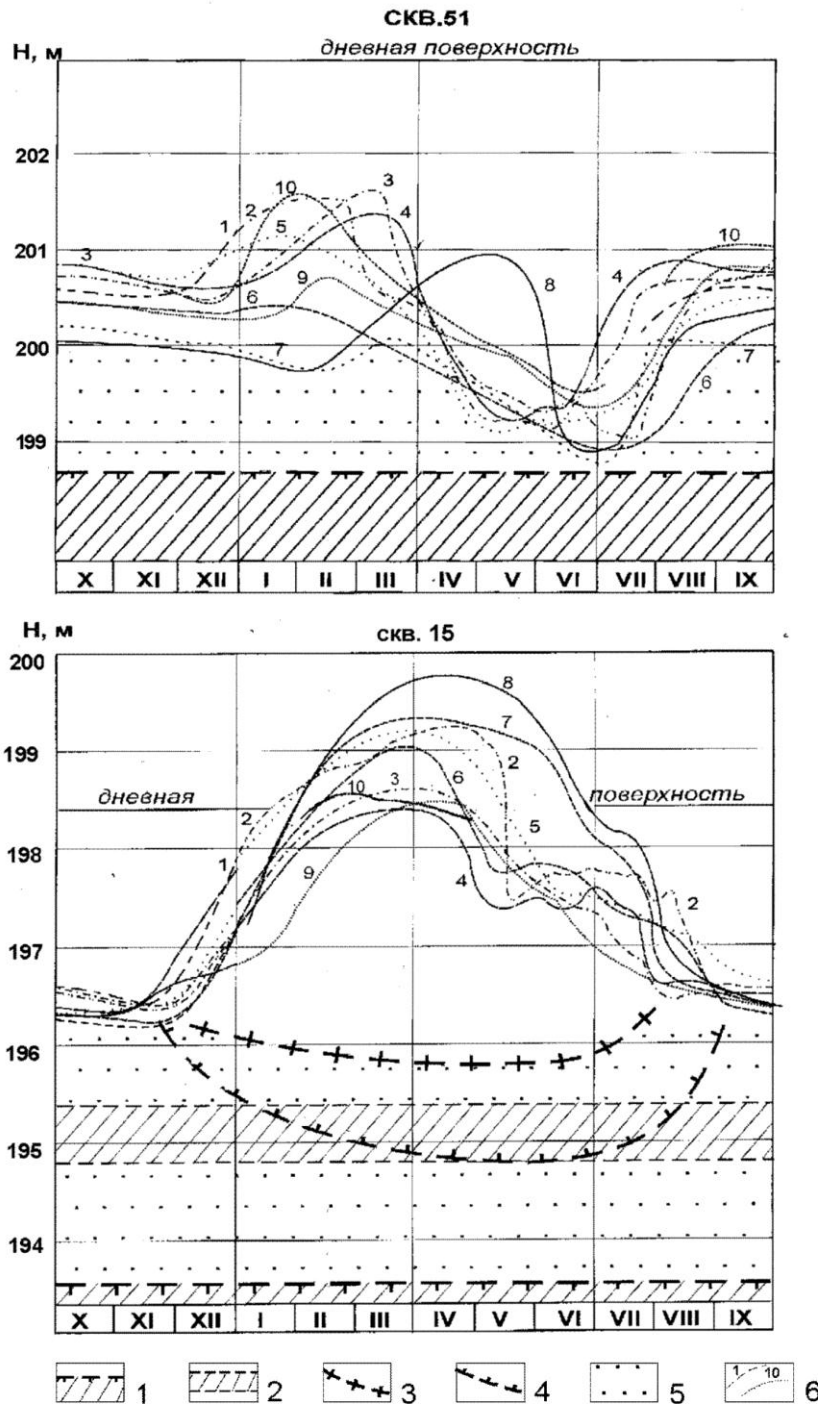


Рис.10.3. Результаты уровенных наблюдений на Чабыдинском талике

1 – многолетнемерзлые породы; 2 – перелетки мерзлых пород; 3 – средняя глубина сезонного промерзания; 4 – максимальная глубина сезонного промерзания; 5 – водоносные грунты; 6 – уровенные кривые с 1981 (1) по 1990 (10)

(10) эк.

Таблица 10.1

Изменение пьезометрического уровня подземных вод надмерзлотного талика в процессе сезонного промерзания
(скв. 15, абс. отм. 198.40 м)

Период наблюдений	Величина напора от кровли пласта, м	Уровень от поверхности земли, м		Минимальная температура, °С на глуб. 2 м	
		Скв. 15	Участок пучения	Скв. 15	Як
1981/1982	2.90	+0.80	2.8 – 3.3	- 2.1	-
1982/1983	2.25	+0.15	2.2 – 2.5	- 2.4	-
1983/1984	1.85	-0.20	1.4 – 2.0	- 1.7	-
1984/1985	2.80	+0.70	2.7 – 3.2	- 2.5	-
1985/1986	2.65	+0.60	2.6 – 3.1	- 2.9	-
1986/1987	3.15	+0.90	2.9 – 3.4	- 3.1	-
1987/1988	3.60	+1.35	3.3 – 3.8	- 3.6	-
1988/1989	1.95	+0.05	2.1 – 2.4	- 1.7	-
1989/1990	(2.30)	+0.10	2.1 – 2.5	- 2.1	-
1990/1991	2.20	-0.10	1.5 – 2.0	-	-

Наличие высокого гидростатического напора в зоне разгрузки приводит к *формированию инъекционных бугров пучения*. Время их появления – февраль-март, иногда начало апреля. Наибольшее количество бугров пучения (до 6) отмечалось весной 1982 и 1985 гг. Высота отдельных бугров достигала 2 м при ширине основания равной 15-20 м. В течение зимы не наблюдалось приращения их размеров. В мягкие зимы 1983/1984 и 1989/1990 годов видимых бугров пучения не было, но вся поверхность бровки озерной котловины, примыкающей к талику, оказывалась приподнятой за зиму на высоту до 0.7 м.

В вертикальном разрезе бугров пучения всегда присутствуют слои льда и воды. Мощность сезонномерзлого слоя в них составляет обычно менее 2.0 м, а в отдельных случаях не превышает 1.1 м. Последнее значение отмечено на водонасыщенных грунтах верхней части озерной котловины, примыкающей к талику. Суммарный объем воды и льда, сосредоточенный в буграх пучения, достигает 1,5 тыс. м³. Часто, но не всегда, на буграх появляются трещины разрыва, в которых на некоторой глубине обнаруживается лед. За все время наблюдений ни разу не было излива воды из бугров и образования наледей. Объяснение этому следует искать в относительно низкой водопроницаемости пород (10-15 м²/сут) и малых ресурсах водоносного горизонта.

Несмотря на, казалось бы, высокий гидростатический напор, величина его сопоставима с весом сезонномерзлого слоя грунтов, превышая последний всего на 20-30%. Причем, чем меньше отношение мощности СМС к ширине участка пучения (образно говоря: толщины балки к ее длине), тем меньше эта разница. Следовательно, ни о каких чрезвычайно высоких (удельных!) давлениях в промерзающем пласте говорить не приходится. При больших поперечных размерах таликов перекрывающий их мерзлый слой «всплывает», когда удельное давление снизу превысит силу тяжести. Роль сил сцепления в мерзлом грунте возрастает с уменьшением поперечных размеров промерзающего водоносного горизонта.

Интересен случай образования *инъекционного бугра пучения* за счет поверхностных вод ручья, вытекающего из озера Малая Чабыда. Этот бугор появился в теплую зиму 1989/1990 г., когда на участке талика видимого пучения грунтов не наблюдалось. Сформировался он в долине ручья, на расстоянии примерно 0.5 км от истока, единственный раз за все время наблюдений. Предшествующий зиме теплый сезон был очень влажным, и запасы воды в озере оказались максимальными. Сам ручей небольшой, расход водотока в летний период по данным многократных измерений не выходил за пределы 20 л/с; ширина русла составляет 0.5-0.7, местами 1.0-1.2 м. Подрусловые отложения в течение зимнего периода, как правило, промерзают.

Инъекционный бугор пучения представлял собой в плане овал с наибольшими размерами 30м x 10 м и имел высоту около 2.0 м. Склоны и его основание были покрыты льдом толщиной до 1.0 м. Вода, образовавшая наледь, изливалась из продольной трещины бугра длиной до 20 и шириной раскрытия до 0.3 м. Перепад высот между уровнем озера и дном долины ручья согласно топографической карты не превышает 5-7 м.

На связь бугра с озером свидетельствует обнаруженная внутри него озерная фауна (жук-плавунец) в количестве многих десятков особей. Образование крупного ледяного инъекционного бугра с излившейся водой указывает на высокую пропускную способность водоподводящего тракта, что характерно для поверхностного водотока или подземного канала типа карстового. Разрыв бугра пучения вызвал мощную ударную волну, которая привела к массовой гибели карася в озере, на котором такого явления также никогда не наблюдалось.

Приведенные данные – наглядное свидетельство ***инъекционного льдообразования при небольших пластовых давлениях.***

В склоновом талике периодически возникают перелетки мерзлых пород, которые наблюдались, например, в период 1985-1989 гг. (Мониторинг..., 2002). При наличии перелетков промерзание грунтов происходит интенсивнее и на большую глубину, а пьезометрические уровни устанавливаются на максималь-

ных отметках; соответственно возрастает интенсивность инъекционного льдообразования. На рисунке 11.3 показан график колебания уровня поверхности рельефа по отдельным характерным точкам. Бугры пучения, появившиеся в конце зимы, за лето исчезают или сильно уменьшаются в размерах. (За первые три года наблюдений только один бугор (R1) существовал три года). Наибольший интерес вызывает движение репера 6.5 (см. рис. 10.4). Он поднимался в течение четырех лет, и суммарная величина пучения достигла 0.90 м. За летний период вершина бугра оседала на 15-20 см в естественных условиях или под влиянием откачки из гидрогеологической скважины 28. Внешние границы всхолмленного участка выделялись нечетко, визуальнo его диаметр определен в 15-20 м.

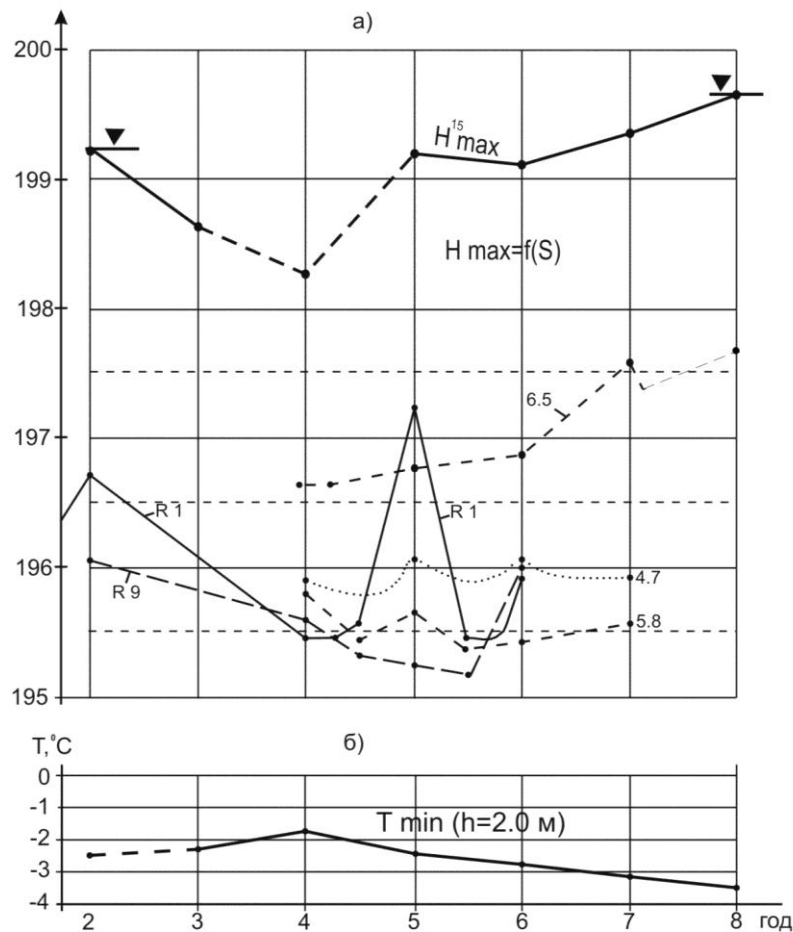


Рис.10.4. Колебание уровня поверхности рельефа под влиянием гидростатического напора (а) и соответствующие периоды минимальные температуры грунта на глубине 2 м (б).

Таким образом, можно констатировать, что на участке инъекционного пу-

чения грунтов существовал **пласт многолетнего льда** мощностью более 0.5 м. К началу нынешнего столетия подземный лед растаял.

Следующий важный момент, который обычно не учитывается, это влияние термического режима грунтов и связанных с ним термических напряжений на деформацию сезонномерзлого слоя. Обращаясь к графику колебания уровней (см. рис. 10. 2), можно отметить резкое снижение темпов их прироста уже в феврале – начале марта. К этому времени температура сезонномерзлого массива возрастает в среднем на 5-10°С по сравнению с минимальной. На участках сливающейся «мерзлоты» повышения температуры грунтов в это время практически не происходит.

Термический коэффициент линейного расширения мерзлых песков составляет около $20 \cdot 10^{-6}$ 1/град (Романовский, 1993). При ширине вытянутого вдоль бровки озерной котловины участка пучения равной 50 м и повышении температуры на 10°С удлинение за счет температурного расширения грунтов составит 10 мм. Результирующая сила при этом расширении направлена вверх и совпадает с направлением действия гидростатического напора. В результате сезонномерзлый слой приподнимается. Поперечное сечение поднятия будет представлять собой сегмент круга. При известных значениях хорды (ширина участка пучения) и высоты (максимальная высота поднятия) *длина дуги* сегмента (увеличенная длина хорды за счет термического расширения) может быть рассчитана по приближенной формуле Гюйгенса. Формула выглядит следующим образом:

$$D = 2l + (2l - L)/3, \text{ при } l = \left(\left(\frac{L}{2} \right)^2 + h^2 \right)^{1/2},$$

(10.1)

где: D – длина дуги, м; L – длина хорды, м; h – высота сегмента, м.

По этой же формуле рассчитывается и высота сегмента при известных двух других значениях. В нашем случае максимальная высота сегмента при полной релаксации термического напряжения составит 0.43 м. Даже если в действительности эта величина на порядок ниже, то и при этом образующийся дополнительный объем в основании приподнимающего слоя весьма значителен. Этот объем заполняется водой, которая частично замерзает. Таким образом, при вспучивании сезонномерзлого слоя под влиянием гидростатического напора его разрыв происходит только в том случае, когда изгиб поверхности за счет пучения превысит величину термического растяжения и прочность грунтов на разрыв. Существование слоя воды под мерзлой толщей в силу его высокой теплоемкости снижает скорость промерзания отложений под участком пучения, а, следовательно, ослабленная зона в мерзлой толще может существовать

достаточно долго и способствовать последующим инъекциям воды и формированию подземного пластового льда. Если линейные размеры участков пучения небольшие и сопоставимы с мощностью слоя промерзания, то в этом случае гидростатический напор в пласте, приводящий к вспучиванию поверхности, должен быть значительно выше, поскольку необходимо преодолеть не только силу тяжести промерзшего грунта, но и внутренние силы сцепления в нем.

11. Некоторые особенности гидродинамического режима подмерзлотных горизонтов в артезианских структурах

Мерзлотно-гидрогеологические особенности территории зависят от истории развития криолитозоны и ее динамики. Влияние это весьма разнообразно и связано не только с процессами многолетнего промерзания-оттаивания, но и с интенсивностью новейших тектонических движений земной коры, трансгрессиями и регрессиями морского бассейна, существованием покровных оледенений на поверхности суши, режимом крупных водных артерий и пр. Тема эта достаточно обширна, поэтому рассмотрим только принципиальную схему изменения гидродинамического режима водоносного горизонта, контактирующего с мерзлой толщей, параметры которой изменяются во времени. Этот горизонт может содержать как пресные воды с положительной температурой, так и гравитационные соленые воды, замерзание которых происходит при отрицательной температуре.

В любой крупной артезианской структуре выделяются зоны питания, транзита и разгрузки. Эти зоны характерны и для подмерзлотных горизонтов, только водообмен в них весьма слабый, а скорости движения воды измеряются сантиметрами, реже метрами в год. В области сплошной криолитозоны сквозные талики, по которым осуществляется питание водоносных горизонтов, достаточно редки, они приурочены к крупным водоемам и водотокам, плановые размеры которых в 2-3 раза больше мощности мерзлой толщи. В условиях глубокого промерзания в геологическом разрезе сквозного талика присутствуют, как правило, выдержанные литологические водоупоры, препятствующие инфильтрации поверхностных вод. Не случайно поэтому, в платформенной части Якутии – стране озер, в подмерзлотных горизонтах существует дефицит пластовых давлений. По данным С.Е.Мостахова (1974), в бассейне Лены насчитывается 327,9 тыс. озер (в бассейне Вилюя – около 68 тыс.), только 0.7% имеют площадь зеркала более 1 км².

В настоящее время в Центральной Якутии разность отметок между зеркалом большинства озер и пьезометрическим уровнем первого подмерзлотного горизонта достигает 100 и более метров, т.е. существует большой гидравличе-

ский градиент, тем не менее, величина инфильтрационного питания через дно озер составляет единицы, редко десятки миллиметров слоя воды в год. Этого количества воды недостаточно, чтобы сдержать падение пьезометрического уровня, вызываемого деградацией мерзлоты. При малых перепадах уровней между поверхностными и подземными водами, что имеет место на севере Западно-Сибирского бассейна, величина инфильтрационного питания весьма незначительна.

Разгрузка подмерзлотных водоносных горизонтов происходит в понижениях рельефа; основной вид разгрузки – субаквальный. Субаэральные источники широко развиты в горной местности, где они приурочены к водоносным разломам, а на равнине они весьма редки. Выход подземных вод на поверхность происходит только в том случае, когда пьезометрический уровень водоносного горизонта выше отметок поверхности земли. В водоносных структурах с АНПД источников подмерзлотных вод быть не может.

Аномально низкие пластовые давления в верхних подмерзлотных горизонтах – показатель, как правило, деградационного состояния криолитозоны. А что было, когда мощность мерзлой зоны нарастала? Самое интенсивное промерзание горных пород в позднем плейстоцене происходило в сартанское время (22 – 12 тыс. л. н.) и продолжалось в начале голоцена, когда климат стал значительно мягче. Промерзание водоносных пород приводит к росту пьезометрического напора. Величина этого напора в закрытой системе, в осадочных породах, контролируется весом промерзшей толщи, поэтому может достигать десятков атмосфер (сотен метров водного столба). Факт повышения давления в подмерзлотном водоносном горизонте при его многолетнем промерзании признается всеми, но в оценках значений (высота напора) проявляется определенная осторожность.

Как показано в предыдущем разделе, рост уровней подземных вод надмерзлотного талика при сезонном промерзании грунтов начинается от участков разгрузки и распространяется по всему водоносному горизонту, включая участки питания. Можно принять этот талик в качестве модели артезианского склона, только в подошве водоносного горизонта залегают не мерзлые, а талые отложения с низкой проницаемостью. В природе, как известно, практически не существует выдержанных в пространстве абсолютных водоупоров среди талых пород; даже глинистые пласты при высоких градиентах напора пропускают через себя воду.

С этих позиций попробуем представить и оценить влияние многолетнего промерзания отложений южного крыла Ленно-Виллюйского артезианского бассейна второго порядка, как наиболее изученного в мерзлотно-гидрогеологическом отношении, на гидродинамический режим пород в преде-

лах бестяхской аккумулятивной террасы р. Лены, известной своими уникальными источниками (рис. 11.1).

Осадочный чехол центральной части бассейна сложен породами от раннепалеозойского до кайнозойского возраста, мощность его достигает нескольких километров. В основании залегают кембрийские карбонатные породы, которые перекрываются слабо сцементированными отложениями юры и мела. В верхней части чехла залегают песчано-глинистые отложения кайнозойского возраста мощностью от 140 до 900 м (Мерзлотно-гидрогеологические..., 1984). На рассматриваемой территории (см. рис.11.1) кембрийские породы залегают вблизи дневной поверхности. Непосредственно на них лежит аллювиальная песчаная толща бестяхской террасы мощностью от 55 до 90 м (абс. отм. поверхности изменяются от 130 до 160 м).

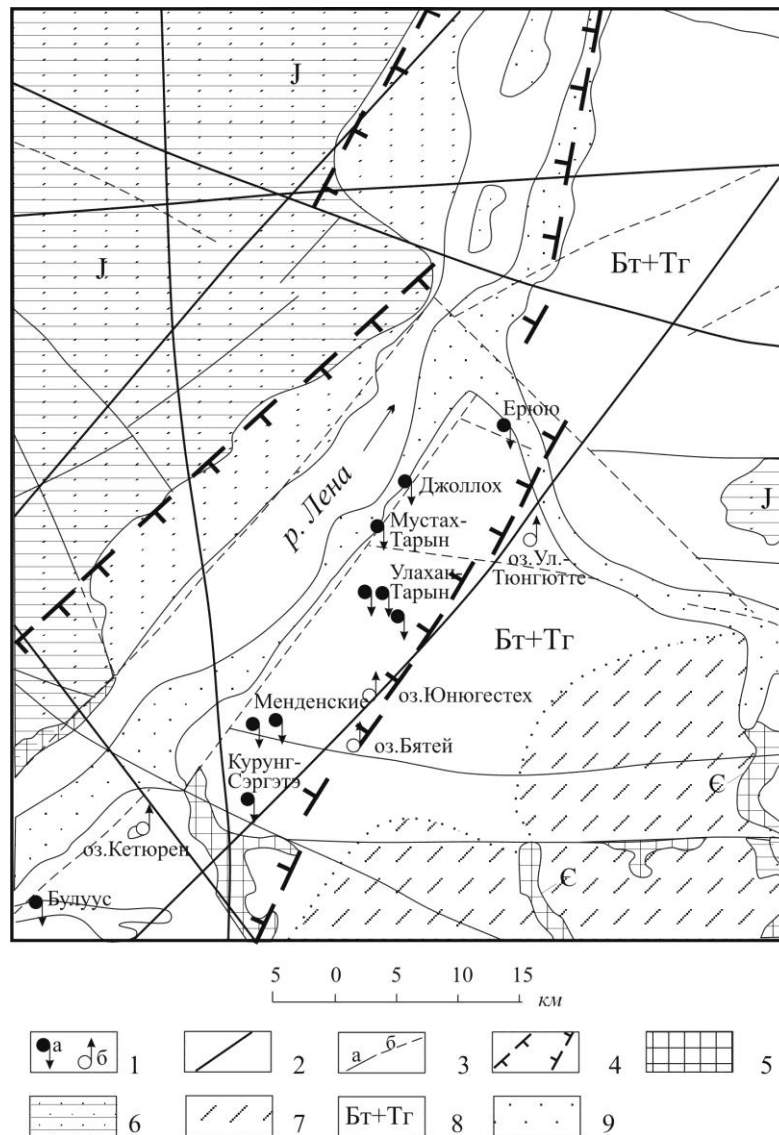


Рис. 11.1. Тектоническая карта-схема участка разгрузки подземных вод бестяхской террасы

- 1 - источники подземных вод субазральной (а) и субаквальной (б) разгрузки;
- 2 - разновозрастные разломы I порядка;
- 3 - кайнозойские разломы II-III порядка, вскрытые (а) и предполагаемые (б);
- 4 - грабен-долина р.Лены (пп.2-4 по материалам С.А.Чернова, 1989);
- 5 - выходы карбонатных пород кембрия;
- 6 - терригенно-осадочные отложения юрского возраста;
- 7 - денудационная равнина (по М.С.Иванову, 1984);
- 8 - аллювий тюнгюлюнской и бестяхской террас, перекрытый современными отложениями различного генезиса;
- 9 - аллювий поймы и низких надпойменных террас.

Формирование террасы происходило в течение среднего и первой половины позднего плейстоцена. Согласно радиоуглеродным датировкам растительных остатков верхняя часть песчаной толщи имеет возраст каргинского межледниковья (Иванов, 1984, с.62). На всем протяжении бестяхская терраса имеет ярко выраженный уступ высотой 30-40 м, возвышающийся над поверхностью голоценовых террас, что свидетельствует о весьма быстром падении уровня реки за достаточно короткий промежуток времени.

На правом берегу р.Лена к бестяхской террасе примыкает локально развитая III аллювиальная терраса, также сложенная преимущественно песками. Формирование этой террасы, по мнению М.С.Иванова, происходило в конце позднего плейстоцена – начале голоцена. В современный период на рассматриваемой площади в южной части террасы мощность ММТ (по данным температурных замеров) не превышает 100-150 м, а ее подошва залегает на абсолютных глубинах от -50 до 0 м. На левом коренном берегу вблизи Якутска, равно как и на правом – на участках развития раннеплейстоценовых террас, глубина промерзания достигает 500 и более метров, а подошва мерзлых пород отмечается на 200-300 м ниже уровня Мирового океана (Иванов, 1984; Подземные воды..., 2003).

Отличительные особенности района исследований, известные на сегодняшний день, следующие: а) в структуре бассейна выделяются несколько водоносных комплексов, включая кембрийский; б) карбонатные породы кембрия разбиты на блоки многочисленными тектоническими нарушениями, несущими следы проявления карстовых процессов; в) высокая проницаемость и водообильность пород в зонах разломов, к которым тяготеют источники надмерзлотно-межмерзлотно-вод; г) высокая температура пород на глубине 400-500 м, достигающая + 4⁰ С; д) возраст криогенной толщи бестяхской террасы моложе, а мощность ее меньше, чем в пределах древних аллювиальных равнин; е) аномально низкие пластовые давления в центральной части бассейна (в пределах территории г. Якутска дефицит давлений составляет 50-60 м, к северу увеличивается до 150-200 м); ж) на правом берегу Лены, на рассматриваемой территории, всего в нескольких десятках километров от города, уровень воды первого подмерзлотно-горизонта устанавливается выше поверхности земли на абсолютных отметках 135-160 м (Подземные воды..., 2003, с.78).

Перед началом сартанского похолодания под руслом и поймой реки существовал, по-видимому, сквозной талик, подобный или даже больше современного; бестяхский аллювий слагал в то время первую надпойменную террасу. В самый холодный период позднего плейстоцена интенсивное промерзание горных пород должно было происходить на участках с уже существующей сплош-

ной мерзлой толщей. Нарастание мощности криолитозоны приводило к формированию криогенного напора и росту пьезометрического уровня подземных вод в первом подмерзлотном горизонте. Как известно, в современный период времени гидрогенные талики не способны восполнить потерю объема воды (при таянии текстурообразующего льда), которая происходит при деградации мерзлой толщи снизу. Поскольку в самое холодное время позднего плейстоцена количество сквозных таликов было значительно меньше, чем ныне, то и рост пьезометрического уровня (напора) в водоносных пластах происходил интенсивнее и достигал аномально высоких значений.

Высота напора подземных вод над поверхностью земли в центральных частях бассейна могла теоретически равняться глубине промерзания, т.е. выше нормального гидростатического на 500-600 м (рис.11.2).

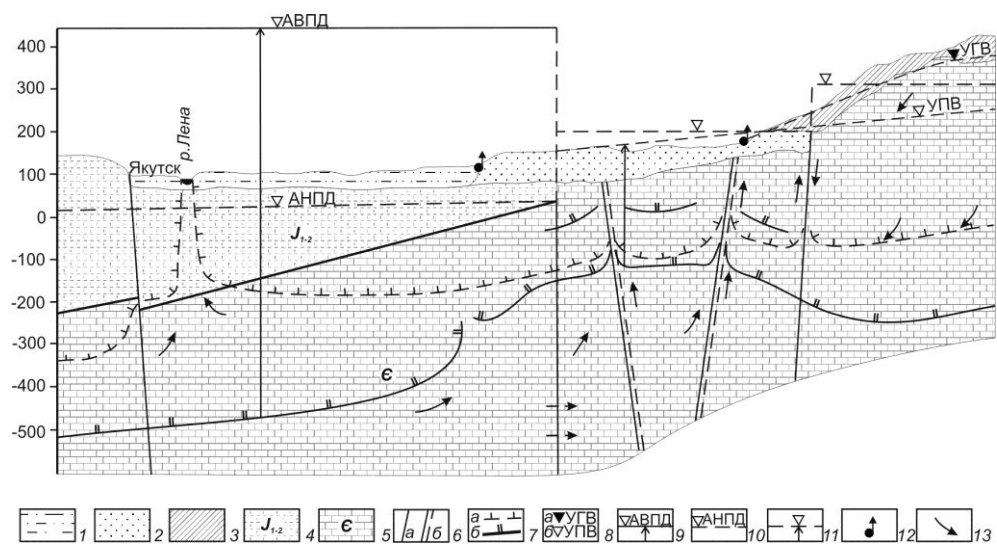


Рис.11.2. Гидродинамическая схема южного крыла Якутского артезианского бассейна на различных этапах многолетнего промерзания водовмещающих отложений

1 – современные и позднечетвертичные отложения низких надпойменных террас и поймы; 2 – песчаные аллювиальные отложения бестяхской террасы; 3 – суглинистые аллювиально-делювиальные отложения на высоких уровнях рельефа; 4 – юрские терригенно-осадочные породы; 5 – кембрийские карбонатные породы; 6 – тектонические нарушения: а) слабопроницаемые, б) водопроницаемые; 7 – подошва ММП: а) в настоящее время, б) в различные периоды интенсивного промерзания; 8 – уровни подземных вод в настоящее время: а) напорно-безнапорный уровень первого от поверхности водоносного горизонта, б) пьезометрический уровень подмерзлотных вод; 9 – уровень аномальных пластовых давлений в период максимального промерзания; 10 – современный уровень аномально низких пластовых давлений; 11 – пьезометрический уровень сартанского времени на периферии бассейна; 12 – источник; 13 – направление движения подземных вод.

Современные абсолютные отметки поверхности средневысотных

надпойменных террас на сотни метров ниже (130-180 м абс. в.). В начальный период интенсивного промерзания пород и роста напоров подземных вод в центральной части бассейна, на южной окраине происходил подпор потоку подземных вод, движущихся с возвышенных участков области питания (см. разд. 10). Эти воды должны были прорываться на поверхность в наиболее ослабленных зонах, через менее промороженные аллювиальные толщи, подстилаемые сильно трещиноватыми карбонатными отложениями; в региональном плане движение воды шло сверху вниз. По мере дальнейшего многолетнего промерзания водопроницаемых горных пород очаги питания практически исчезают, уровень подземных вод в пределах возвышенных участков рельефа падает, а рост пьезометрического напора в центральных частях бассейна продолжается. Такая гидродинамическая обстановка способствует движению подземных вод глубоких горизонтов в сторону противоположную падению рельефа, в направлении водоразделов. Этой особенностью гидродинамики можно объяснить появление на южной окраине рассматриваемого бассейна горизонтов со слабо солеными водами, указанных при мерзлотно-гидрогеологическом районировании территории (Иванова, Никитина, 2000).

Другая важная особенность гидродинамики подмерзлотных горизонтов заключается в следующем. При высоких градиентах напоров начинают фильтровать воду слабопроницаемые отложения. А в карбонатных породах проявляется так называемый эффект двойной пористости, когда вода движется не только по трещинам, но и мелким порам. Наибольшая плотность водного потока, конечно, будет наблюдаться в зонах разломов, к которым подмерзлотная вода (и не только верхнего горизонта) движется с приграничных участков. Если бы можно было построить на тот период карту гидроизопьез, то линии равных напоров на ней должны были напоминать горизонталы рельефа в верхней части речной долины.

Таким образом, высокие пластовые давления способствовали активизации движения подземных вод в глубоких горизонтах, направление этого движения было в сторону современных участков питания, а объем воды, выходящей на поверхность, многократно превышал суммарный дебит современных постоянно действующих наледообразующих источников. В суровом климате сартанского периода разгрузка подземных вод могла способствовать своеобразному оледенению территории – наземному и подземному.

Охлаждение земных недр и возникающие при многолетнем промерзании высокие давления в водоносных пластах способствовали формированию в них гидратов различных газов (метан, сероводород, двуокись углерода и др.). Образование газогидратов в пределах континентов – тема достаточно новая и слабо раскрытая. Газогидраты обнаруживаются во многих буровых скважинах,

пройденных на севере Западной Сибири, на глубинах от нескольких десятков до многих сотен метров, преимущественно в мерзлых породах. Возможно их существование и в талых горизонтах, давление в которых превышает 30-40 атмосфер. Каковы перспективы обнаружения газовых гидратов на рассматриваемой площади? Чтобы попытаться ответить на этот вопрос, обратимся к результатам бурения и опробования гидрогеологической скв. 34, пройденной на левом борту долины Улахан-Тарын экспедицией объединения «Якутскгеология» в 1982 г. (рис.11.3).

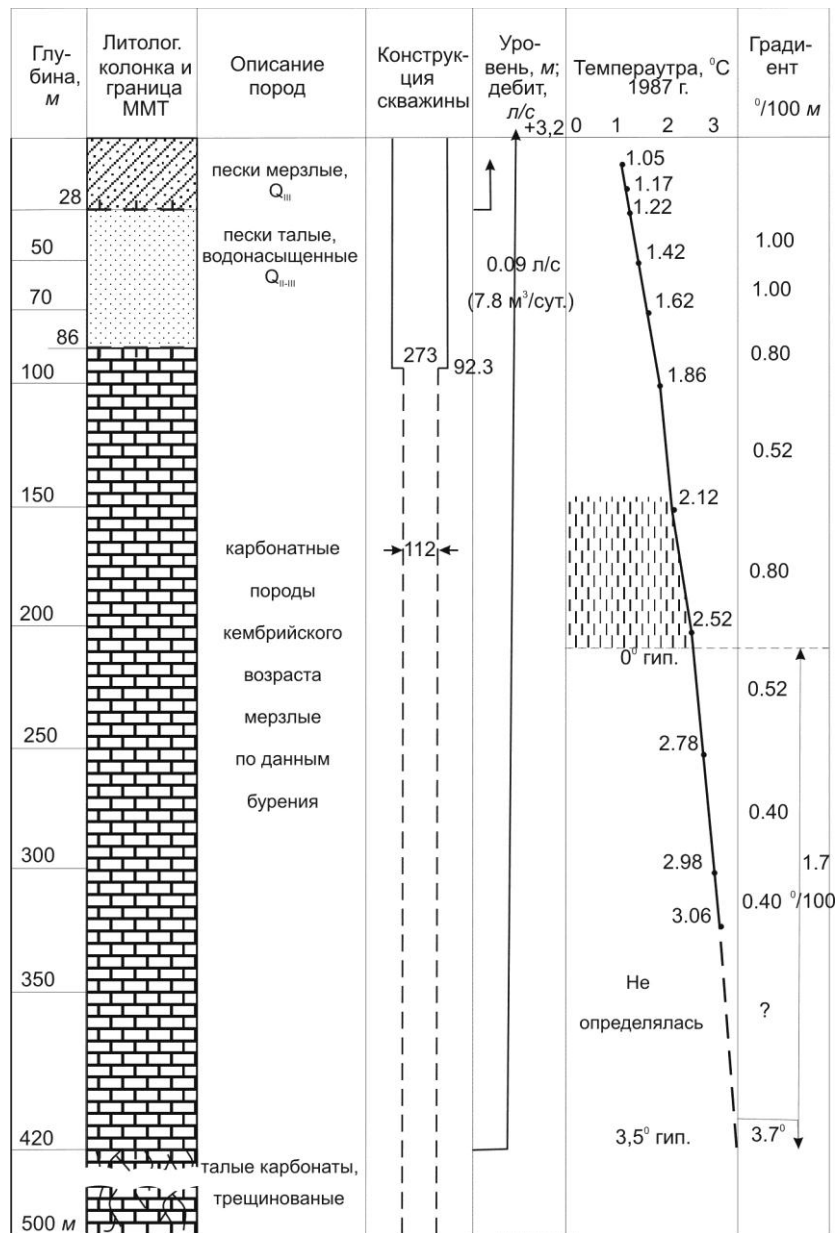


Рис.11.3. Самоизливающаяся скважина 34
(Центральная Якутия, водосбор руч. Улахан-Тарын)

Согласно результатам гидрогеологических исследований, скважина вскрыла в интервале 28-86 м межмерзлотный водоносный горизонт, приуроченный к аллювиальным пескам бестяхской террасы, затем до глубины 420 м прошла по мерзлым карбонатным породам и в интервале 420-500 м (забой скважины) вскрыла подмерзлотные воды в трещиноватых кембрийских отложениях. Воды напорные, уровень их устанавливается на высоте 3.2 м над устьем скважины. Дебит скважины при самоизливе составлял 7.8 куб.м/сут. Подмерзлотные воды слабосоленоватые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 3-4 г/л (меняется во времени). В воде большое количество растворенного сероводорода – более 1 литра газа в дм^3 воды.

Самоизлив воды из скважины продолжается уже более четверти века, но наблюдается только в теплое время года, зимой скважина перемерзает в самой верхней части. В 1987 г. автором были выполнены замеры температуры по стволу скважины в восходящем потоке жидкости до глубины 320 м (см. рис.11.3). Основные результаты замеров сводятся к следующему: температура в стволе скважины с глубиной повышается, в кровле водоносного горизонта она составляет около 3.5°C , а на забое должна превышать 4.0°C ; ниже 92 м поток воды движется при постоянном сечении ствола скважины, однако, термические градиенты не одинаковы в различных интервалах единого геологического разреза; наибольшее значение термического градиента – $0.8^{\circ}/100\text{ м}$ отмечается в интервале 150-200 м.

Несмотря на то, что замеры температуры проведены в потоке жидкости, хотя и слабом, они свидетельствуют о высоких температурах пород в подмерзлотном водоносном горизонте, которые не соответствуют глубине залегания подошвы мерзлых толщ, выделенной при бурении; по-видимому, она должна находиться значительно выше. Повышенный градиент температуры в средней части разреза может свидетельствовать о наличии здесь мерзлого горизонта. Подошва межмерзлотного талика, определенная по результатам бурения, в действительности залегает значительно ниже кровли карбонатных отложений. Здесь необходимо отметить следующий факт: в бассейне руч. Улахан-Тарын межмерзлотный талик пройден несколькими скважинами, и везде подошва талика совпадает с границей между аллювиальными песками и карбонатными отложениями, т.е. при проходке коренных пород определить границу между мерзлыми и тальными толщами невозможно, если их водоносность слабая.

В рассматриваемой скважине интервал неводоносных карбонатных пород

прослеживается до глубины 420 м, на основании чего и определена мощность криолитозоны. Как показано выше, мерзлая толща значительно меньше, а отсутствие притока воды в скважину определяется или монолитностью пород (в целом, как правило трещиноватых), или... наличием метастабильной зоны газогидратов – обстановка этому способствует.

Рассмотренные особенности динамики и режима подмерзлотных горизонтов носят во многом гипотетический характер, но они позволяют понять сложный и многообразный характер взаимодействия подземных вод и мерзлых толщ на разных этапах развития криолитозоны.

ЛИТЕРАТУРА

Основная литература

- Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 454 с.
- Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 682 с.
- Мерзлотоведение (краткий курс) / Под ред. В.А. Кудрявцева. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – 240 с.
- Методы геокриологических исследований: Учебное пособие / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 512 с.
- Общее мерзлотоведение. – Новосибирск: Наука, 1974. – 292 с.
- Общее мерзлотоведение (геокриология), изд. 2. Учебник / Под ред. В.А. Кудрявцева. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
- Основы геокриологии. Ч. 3. Региональная и историческая геокриология Мира / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 575 с.
- Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 688 с.
- Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны / Под ред. В.А. Всеволожского. – М.: МГУ, 1983. – 232 с.

Дополнительная литература

- Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. – Новосибирск: Наука, 1981. – 153 с.
- Антропогенные изменения климата / Под ред. М.И. Будыко, Ю.А. Израэля. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 407 с.
- Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Евразии. – Новосибирск: Наука, 1991. – 193 с.
- Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. – М.: Недра, 1985. – 175 с.
- Баулин В.В., Данилова Н.С. История формирования современных мерзлых

- толщ Западной Сибири // Материалы международной конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов». – Пушино: Изд-во Пушинского НЦ РАН, 2007. – С. 83-86.
- Баулин В.В., Чеховский А.Л., Суходольский С.Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. – М.: Наука, 1981. – С. 24-41.
- Бойцов А.В. Условия формирования и режим склоновых таликов в Центральной Якутии // Криогидрогеологические исследования. – Якутск, 1985. – С. 44-55.
- Бойцов А.В. Особенности режима источников пресных вод Центральной Якутии в свете экологии транспортного строительства // Криолитозона и подземные воды Сибири. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. – С. 46-62.
- Бойцов А.В. Мерзлотно-гидрогеологический практикум: Учебное пособие. – Якутск, Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2001. – С. 52.
- Бойцов А.В. Развитие термоэрозионных процессов на участках прокладки трубопроводов и опыт борьбы с ними // Материалы научно-практической конференции «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассена. Ч. 1. – Тюмень: Изд-во «Вектор Бук», 2004. – С. 187-190.
- Бойцов А.В., Лебедева Т.Н. Водный режим песчаных грунтов слоя сезонного протаивания в Центральной Якутии // Мерзлотно-гидрогеологические исследования зоны свободного водообмена. – М.: Наука, 1989. – С. 27-38.
- Большаянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – С.-П.: Изд-во ГНЦ РФ – ААНИИ, 2006. – С. 296.
- Величко А.А. Основные закономерности эволюции ландшафтов и климата в кайнозойе // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 234-240.
- Величко А.А., Архипов С.А., Ахметьев М.А. и др. История ландшафтов и климата Северной Евразии в кайнозойе // Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. – С. 261-268.
- Гаврилова М.К. Когда стало холодно в Якутии? // Человек и стихия' 89. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – С. 77-78.
- Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. – М.: Недра, 1983. – С. 200.
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. – С. 246.
- Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 126.
- Иванова Л.Д., Никитина Н.М. Об уточнении схемы мерзлотно-гидрогеологического районирования в южной части Якутского артезиан-

- ского бассейна // Криосфера Земли, т. IV, № 2, 2000. – С.52-56.
- Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М., Недра, 1992. 236 с.
- Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1987. – 382 с.
- Климатология. Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
- Климочкин В.В. К вопросу о роли конденсации в формировании ресурсов грунтовых вод // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1975. – С. 157-164.
- Комаров В.Д. О проницаемости мерзлого песка // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. – М.: Изд-во АН СССР, 1957, вып. 3. – С. 142-148.
- Коновалов А.А., Данилов И.Д. Трансгрессии и регрессии Арктического бассейна как причина многослойного строения мерзлых толщ севера Западной Сибири // Криосфера Земли, 1999, т. III, №2. –С. 33-39.
- Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. – СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. – 176 с.
- Кузнецов Ф.А., Истомин В.А., Радионова Т.В. Газовые гидраты: исторический экскурс, современное состояние, перспективы исследований // Российский химический журнал, 2003, т. XLVII, №3. – С.5-11.
- Куницкий В.В. Нивальные мерзлотные ландшафты и образование экстранививитов // Наука и образование, 2006, №4. – С. 89-93.
- Лагойский А.И. Горизонтальные траншейные дренажи на железных дорогах. – М.: Транспорт, 1974.- 152 с.
- Макагон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Российский химический журнал, 2003, т. XLVII, №3. – С. 70-79.
- Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западной-Сибирского мегабассейна. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2005. – 225 с.
- Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.
- Мониторинг подземных вод криолитозоны / Шепелев В.В., Бойцов А.В., Оберман Н.Г., Петченко М.Ф. и др. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.
- Мостахов С.Е. Озерность бассейна р. Лены // Озера криолитозоны Сибири. – Новосибирск: Наука, 1974. – с. 3-7.
- Надымгазпром: геотехномониторинг в криолитозоне. – М.: ИРЦ Газпром, 2001. – 148 с.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1 / Под ред. П.Ф. Швецова, Б.Н.

- Достовалова. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 459 с.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития. – М.: ГЕОС, 1998. – 187 с.
- Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования /Отв. ред. Н.П. Анисимова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2003. – 137 с.
- Рейнюк И.Т. Конденсация в деятельном слое вечной мерзлоты //Труды ВНИИ 1, вып. 15. – Магадан, 1959. – С. 23.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Изд-во Наука, 1977. – 215 с.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 336 с.
- Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 190 с.
- Сурнин А.И. Гидродинамическая зональность в осадочном чехле Енисей-Хатангской нефтегазоносной области // Материалы второй Всероссийской научной конференции «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна». Ч. 3. – Тюмень: Изд-во «Вектор-Бук», 2002. – С. 23-25.
- Типенко Г.С., Романовский Н.Н., Холодов А.Л. Моделирование динамики субмаринной криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов: математическое решение, численная реализация и результаты тестовых расчетов // Криосфера Земли, 1999, т. III, №3, с.71-78.
- Толстихин Н.И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. – М.-Л.: Госгеоллиздат, 1941. – 204 с.
- Толстихин Н.И., Максимов В.М. Якутский артезианский бассейн // Зап. Ленинградского горного ин-та, 1955, т. 31, вып. 2. С.
- Федоров А.М. Особенности эксплуатации и улучшение качества воды подозерных таликов // Комплексные мерзлотно-гидрогеологические исследования. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. – С. 96-107.
- Фотиев С.М. Гидротермические особенности криогенной области СССР. – М.: Наука, 1978. – 236 с.
- Фотиев С.М. Криохроны и термохроны юга Сибири за последние 3 млн. лет (палеогеокриологическая интерпретация данных исследований донных осадков озера Байкал) // Криосфера Земли. Т. IX, №1, 2005. – С. 13-27.
- Фотиев С.М. Экстремальные эпохи похолодания за последние 3 млн. лет // Материалы международной конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов». – Пушино: Изд-во Пушинского НЦ РАН, 2007. – С. 178-181.
- Чувардинский В.Г. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. – Апатиты, 1998. («Мурмангеолком», «Центрально-

- Кольская экспедиция»). – 303 с.
- Швецов П.Ф. Живая вода в недрах Севера. – М.: Наука, 1981. – 88 с.
- Шендер Н.И., Бойцов А.В., Тетельбаум А.С. Формирование таликов и высокотемпературных мерзлых пород в условиях Центральной Якутии // Материалы первой конференции геокриологов России. – М.: Изд-во МГУ, 1996. Кн. 1, часть 3. – С. 525-537.
- Шепелев В.В. О режиме, балансе и особенностях питания межмерзлотных вод песчаных массивов Центральной Якутии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. – Якутск: Издание института мерзлотоведения СО АН СССР, 1978. – С. 145-162.

Приложение 1

Имена людей, внесших значимый вклад в становление общего мерзлотоведения (геокриологии) и науки о подземных водах криолитозоны

XVII век – начало XIX века

АНЖУ, Пётр Фёдорович (1796-1869) – адмирал рус. флота. В 1821-23 - со своими помощниками (П. Ильиным, И. Бережных) описал северные берега Сибири между рр. Оленек и Индигирка, Новосибирские и некоторые близлежащие о-ва, составил карту Новосибирских о-вов. Имя Анжу присвоено сев. группе Новосибирских о-вов (от Котельного до Новой Сибири).

БЭР, Карл Максимович (1792-1876) – естествоиспытатель, основатель эмбриологии. Академик Петербургской АН (с 1828). Как путешественник особенно известен своими экспедициями на Новую Землю и на Каспийское море. В 1857 высказал положение о закономерностях подмыва правых берегов рек в Северном полушарии и левых – в Южном («закон Бэра»). Бэр – один из учредителей Русского геогр. об-ва. Имя Бэра присвоено мысу на сев. о-ве Новой Земли и о-ву в Таймырском зал. Рус. Академией наук учреждена премия им. Б. (1864).

ВРАНГЕЛЬ, Фердинанд Петрович [1796(1797н. ст.)-1870] – рус. мореплаватель, адмирал, почётный чл. Петербургской АН (с 1855). Один из учредителей Рус. географич. об-ва. В 1817-19 участвовал в кругосветном плавании В.М. Головнина на шлюпе «Камчатка». В 1820-24 руководил экспедицией по изучению побережья Сев.-Вост. Сибири (помощники Ф.Ф. Матюшкин и П.Т. Козьмин), которая нанесла на карту берега Сибири от Индигирки до Колючинской губы. По опросным данным и теоретич. соображениям определил положение о-ва (в Сев. Ледовитом ок.), впоследствии названного его именем. В 1825-27 возглавлял рус. кругосветную экспедицию на судне «Кроткий». В 1829-35 был гл. правителем рус. колоний на Аляске. Именем В. назван ряд географич. объектов (горы и мыс на Аляске и др.).

Труды: «Путешествие по северным берегам Сибири и по Ледовитому морю...» (ч. 1-2, 1841, 2 изд., 1948).

ГЛЕБОВ, Матвей Богданович – воевода при царе Михаиле Федоровиче. В 1638 г. последовал царский указ об отправлении на р. Лену воеводы Петра Петр. Головина, товарища воеводы Матв. Богд. Глебова и дьяка Ефима Фила-

това. Им вменялось в обязанность присматривать пашенные и сенокосные места по реке Лене, распоряжаться относительно сбора ясака, постройки острожков и открытия новых земель.

ГМЕЛИН (Gmelin), Иоганн Георг (1709-1755) – натуралист. С 1731– академик Петербургской АН. Участник 2-й Камчатской экспедиции (1733-43). Посетил и исследовал ряд мест Зап. и Вост. Сибири.

В 1747-69 АН издала 4 тт. его труда «Флора Сибири». В 1751-52 опубликовал в Германии «Reise durch Sibirien».

ГОЛОВИН, Пётр Петрович (?-1654), окольничий и воевода. Первые якутские воеводы стольники Петр Петрович Головин и Матвей Богданович Глебов.

КОЗЬМИН, Прокопий Тарасович (1795-1851), офицер КФШ (корпус флотских штурманов). Участник экспедиции Ф.П.Врангеля. Исследователь и создатель карты Русской Арктики.

КРОВКОВ, Матвей Осипович – якутский воевода, один из первых генералов в России. С 1683 года Коровков стал якутским воеводой и прослужил им 13 лет. В Якутске построил новый острог. Умер около 1700 года.

ЛОМОНОСОВ, Михаил Васильевич (1711-1765) рус. учёный-энциклопедист, поэт, акад. Петербургской АН (с 1745). Заведовал Геогр. департаментом АН (1758-65). В 1760 был избран членом Шведской, а в 1764 почётным членом Болонской АН. Внёс большой вклад в развитие геогр. и геологич. наук. Материалистически подходил к рассмотрению явлений природы. Изучал сев. сияния. В 1757 опубликовал «Слово о рождении металлов от трясения земли», в к-ром рассматривал ряд важных для развития геологии и географии проблем. В труде «О слоях земных» (1763) Л. определил геологию как науку о развитии Земли и указал, что земные слои образовались в результате сложных процессов, происходящих в природе.

МАТЮШКИН, Федор Федорович (1799-1872), российский мореплаватель, адмирал (1867). Лицейский друг А.С. Пушкина. Участник кругосветных экспедиций В.М. Головнина 1817-19 и Ф.П. Врангеля по изучению побережий северных морей. 1825-27. Председатель морского ученого комитета (с 1858).

МИДДЕНДОРФ, Александр Фёдорович (1815-1894) – рус. естествоиспытатель. Чл. Петербургской АН (с 1850). В 1842-45 совершил путешествие по Сев. и Вост. Сибири (с Дальним Востоком) до берегов Охотского м. Посетил внутр. р-ны п-ова Таймыр, нек-рые хребты и нагорья, Удско-Тугорское Приохотье и Приамурье, Шантарские о-ва и др. Собрал огромный материал, относящийся к орографии, геоморфологии, гидрологии, климатологии, мерзлотоведению, геоботанике, зоогеографии, экологии растений и животных и др., а также к геологии, картографии. В 1870 плывал к Новой Земле и к Исландии, ведя научные наблюдения. Именем М. названы мыс на сев. о-ве Новой Земли и залив на полуострове Таймыр.

Осн. работа: «Путешествие на север и восток Сибири» (ч. 1-2, 1860-77), за к-рую Русское геогр. об-во присудило М. Константиновскую медаль (1861).

ФИГУРИН, Алексей Евдокимович – хирург и путешественник (1793-1851). В 1815 г. окончил курс наук в Санкт-петербургской медико-хирургической академии. В 1820 г. отправился в кругосветное плавание в качестве врача при экспедиции, под начальством лейтенанта П.Ф. Анжу, для описания северо-восточных берегов Сибири и Ледовитого океана; собрал богатый научный материал, преимущественно по естественной истории и этнографии («Извлечение из записок медико-хирурга Ф., веденных во время описи берегов северо-восточной Сибири»); его именем назван один из открытых экспедицией островов. Собрал богатый материал для составления «якутско-русского словаря»;

перевел на якутский язык евангелие от Матфея и Символ веры.

ФУРЬЕ, Жан Батист Жозеф (Jean Baptiste Joseph Fourier, 21 марта 1768, Осер, Франция – 16 мая 1830, Париж), французский математик и физик.

ШЕРГИН, Федор Егорович – выходец из северного русского города Великий Устюг. С 1826 по 1838 г. служил управляющим конторой Российско-Американской компании в Якутске, которая осваивала богатства Аляски. Имя Федора Шергина известно в связи с его колодцем-шахтой. В 1834-1838 гг. он вел ежедневные измерения температуры воздуха. Ф. Шергин имел переписку с Академией наук, сообщал о результатах своих наблюдений, доставлял образцы горных пород из шахты и из окрестностей Якутска, получал от Академии наук инструкции и приборы.

Деятельность Ф. Шергина – один из многих примеров служения науке людей, не имевших ученых званий и научного образования. По представлению Академии наук, Министерство народного просвещения наградило Ф. Шергина за заслуги перед наукой золотой медалью и золотым перстнем с бриллиантом.

ЭРМАН (Erman), Адольф (1806-1877) – нем. физик. С 1834 – проф. Берлинского ун-та. В 1828-30 совершил кругосветное путешествие с целью проведения геомагнитных измерений (в 1828-29 производил измерения элементов земного магнетизма по маршруту Петербург – Москва – Пермь – Иркутск – Якутск – Охотск – Камчатка). Выполнил первые измерения температуры мерзлых пород (Березово, Якутск). Издавал в 1841-67 «Архив научных сведений о РОССИИ». Именем Э. назван горный хребет в Забайкалье.

Осн. работы: «Reise um die Erde durch Nord-Asien und durch die beiden Oeane in den Jahren 1828—1830» (v. 1—5, 1833—48); «Die Grundlagen der Gaussischen Theorie und die Erscheinungen des Erdmagnetismus im Jahre 1829».

Середина XIX века – начало XX века

БОГДАНОВ, Николай Семенович – инженер-строитель, работал на строительстве Кругобайкальской железной дороги (Транссибирская магистраль).

Осн. Труд по мерзлоте: Вечная мерзлота и сооружения на ней. - СПб.: Тип. т-ва «Общественная польза», 1912. - [8] + 220 + [4] с.: ил., табл., черт.; 2 л. черт. - (Тр. / Выс. учр. Особ. высш. комис. для всесторон. иссл. ж.-д. дела в России; Вып.83).

БОГДАНОВИЧ, Карл Иванович (1864-1947) – польский геолог. В 1901-17 работал в Геологич. комитете в России (с 1914 – директор). Одновременно был проф. Петербургского горного ин-та (1902-19). В 1901 за работы по геологии и физ. географии награждён Рус. Геогр. об-вом Константиновской медалью. Член комиссии по изучению мерзлоты при Российском географическом обществе (РГО).

БУНГЕ, Александр Александрович (1851-1930) – рус. зоолог, врач и путешественник. В 1882-84 принимал участие в экспедиции к устью р. Лены, в 1885-87 был начальником экспедиции в р-н р. Яны и на Новосибирские о-ва. В 1888-1902 совершил ряд кругосветных плаваний. В 1888 за исследование Новосибирских о-вов награждён Рус. Геогр. об-вом медалью Ф. П. Литке. Именем Б. назван остров (Земля Бунге).

ВОЕЙКОВ, Александр Иванович (1842-1916) – рус. климатолог и географ. Чл.-корр. Петербургской АН (с 1910). За диссертацию «О прямой инсоляции в различных местах земной поверхности» в 1865 В. получил в Гёттингенском ун-те степень доктора философии. В 1880 получил в Моск. ун-те степень доктора физич. географии. По инициативе В. в 1870 при Русском геогр. об-ве была организована Метеорологич. комиссия. Основал (1891) первый русский метеоро-

ло-гич. журнал «Метеорологический вестник». В 1884 издал капитальный труд «Климаты земного шара, в особенности России», за к-рый был награждён Большой золотой медалью РГО. Впервые в географич. науке применил метод балансов при изучении географич. явлений (баланс воды в ледниках, влаги в воздухе и т. п.); заложил начало палеоклиматологии, с.-х. метеорологии, фенологии. Член комиссии по изучению вечной мерзлоты при РГО. Имя В. присвоено Главной геофизич. обсерватории в Ленинграде.

В 1948-57 вышли «Избранные сочинения» В. в 4 томах.

КОЗЬМИН Николай Михайлович (?), горный инженер. Работал в Забайкалье, южной Якутии, Патомском нагорье. Создал основы современных представлений о гидрогеологии мерзлой зоны, обосновал наличие бассейнов подземных вод под вечной мерзлотой.

Осн. труды: «О явлениях вечной мерзлоты в некоторых местностях Восточной Сибири (Изв. Вост.-Сиб. Отдела РГО, №№4-5, 1892).

ЛОПАТИН, Иннокентий Александрович (1838-1909) – рус. геолог и географ. Работал в басс. оз. Байкал, по рр. Чулыму, Подкаменной Тунгуске, Енисею, на Витимском плоскогорье, в Туруханском и Уссурийском краях, где собрал геол. материалы по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым. Изучал вечную мерзлоту и подземные льды. Л. доказал пром. значение угольных м-ний Юж. Сахалина. Именем Л. названа гора на Сахалине.

ЛЬВОВ, Александр Владимирович (1871–1941), ученый-гидрогеолог, мерзлотовед, исследователь Прибайкалья и Заб. В 1897 исключен из Петербургского ун-та за революционную деятельность: участие в группе «Освобождение труда». В 1899 сослан в с. Тунка Иркутской обл. С 1900 занимался геол. изысканиями по трассам Кругобайкальской, Заб., Амурской ж.д. Собрал и обобщил обширный материал по многолетней мерзлоте и подземным водам этих районов.

Соч.: «Технико-геол. описание линии зап. части Амурской ж.д. – СПб., 1913; Поиски и испытания источников водоснабжения на зап. части Амурской ж.д. в условиях «вечной» мерзлоты почвы. – Иркутск, 1916.

МАЙДЕЛЬ, Гергард Людвигович (1835-94) – русский путешественник, исследователь сев.-вост. Азии. В 1858 окончил Дерптский (ныне Тартуский) университет. В 1868-70 по заданию Восточно-Сибирского отделения Географического общества М. вместе с топографом П. Афанасьевым и астрономом К. Нейманом совершил путешествие по Чукотке и Якутии. Экспедиция собрала обширные сведения о населении и природе этого края и составила топографический очерк.

Осн. труды: «Путешествие по северо-восточной части Якутской области в 1868-1870 гг.».

МУШКЕТОВ, Иван Васильевич (1850-1902) – выдающийся русский учёный, геолог и географ, профессор Петербургского университета, член Императорского Русского Географического Общества. Исследователь Средней Азии, проводил геологические изыскания на Урале, на Кавказе, а также Кругобайкальской железной дороги (транссибирская магистраль) в Восточной Сибири. Председатель комиссии по изучению вечной мерзлоты при РГО.

ОБРУЧЕВ, Владимир Афанасьевич (1863-1956) – сов. геолог и географ. Академик (с 1929). Герой Социалистического Труда (1945). Засл. деятель науки РСФСР (с 1927). Почётный президент Географич. об-ва СССР (с 1947), с 1939 – директор Ин-та мерзлотоведения АН СССР. Лауреат премии им. Ленина (1926) и Гос. премий СССР (1941, 1950). Русским географическим обществом О. присуждена Золотая Константиновская медаль (1901), АН СССР (1947) – первая Золотая медаль им. А.П. Карпинского, Парижской АН – две премии им. П.А. Чихачёва (1898 и 1925). Именем О. названы: хребет в Тувинской АССР,

ледники в Монгольском Алтае и Полярном Урале, гора в хр. Хамар-Дабан и пр.; минерал асфальтит (обручевит). Член комиссии по изучению вечной мерзлоты.

Осн. труды: «Геология Сибири» (т.1-3, 1935-1938); «История геологического исследования Сибири» (т. 1-5, 1931-59); «Избранные работы по географии Азии» (т. 1-3, 1951). Учебники: «Полевая геология» (т. 1-2, 1927, т. 1-2, 1932); «Рудные месторождения» (ч. 1-2, 1928-29, 1935). Научно-фантастические и приключенческие романы: «Земля Санникова» (1926, 1957); «Плутония» (1924, 1957); «Золотоискатели в пустыне» (1928, 1955); «В дебрях Центральной Азии» (1951, 1956) и др.

ПЕТРОВ, Валериан Григорьевич (? – 1937), метеоролог, мерзлотовед, журналист. Брат известного писателя С. Скитальца (С.Г. Петрова). Один из лидеров эсеров, полит. ссыльный. В 1912–20 наблюдатель на Бомнакской метеорологической ст. В 1927 изучал многолетнюю мерзлоту по линии Амурско-Якутской магистрали. Разработал предложения по борьбе с наледями.

Осн. труды: «Наледи на Амурско-Якутской магистрали» (1930); «Альбом наледей на Амурско-Якутской магистрали в зиму 1927–28 гг.» (1931).

ПОДЪЯКОНОВ Сергей Аристархович – горный инженер, из дворян Вологодской губ. После окончания ПГИ (1895) работал в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке войсковым горным инженером на Южном Урале (до 1911); в 1928 арестован по «уральскому золото-платиновому делу».

В 1896-97 гг. по поручению Правления Российского золотопромышленного общества горный инженер С.А. Подъяконов искал золото в верховьях Амги и Алдана. В 1900 г. в «Известиях» ВСОРГО (том XXXI, номер 1-2) опубликовал статью «По Алдану и Олекме». В 1903 – «Наледи в Восточной Сибири и причина их появления».

СТЕФАН (Stefan), Йозеф (1835-1893), австрийский физик, член Венской АН (1865). В 1853-58 учился в Венском университете. С 1863 профессор Венского университета. В 1879 экспериментально показал, что энергия, излучаемая нагретым телом, пропорциональна 4-й степени его абсолютной температуры (см. Стефана - Больцмана закон излучения). Другие работы С. - по оптике, теплофизике, капиллярности, диффузии, электромагнитным явлениям и др.

СУМГИН, Михаил Иванович (1873-1942) – сов. учёный, один из основоположников мерзлотоведения. С 1939 – зам. директора Ин-та мерзлотоведения АН СССР. В труде «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР» (1927, 1937) подытожил сведения о вечной мерзлоте в СССР и определил задачи мерзлотоведения.

Осн. работы (кроме названной): «Основания механики мёрзлых грунтов» (1937, соавт. с Н. А. Цытовичем); «Общее мерзлотоведение» (1940, соавтор).

ТОЛЛЬ, Эдуард Васильевич (1858-1902) – полярный исследователь. В 1885-86 участвовал в качестве помощника А.А. Бунге в экспедиции на Новосибирские о-ва; обследовал нек-рые из них (Б. Ляхов-ский, Земля Бунге, Котельный и др.). Руководил геол. экспедицией (1893) на Новосибирские о-ва и побережье Сев. Ледовитого ок.; в 1900 возглавил полярную академич. экспедицию на судне «Заря», обогнул после зимовки с 3 Таймырский п-ов (1901), снова зимовал у о-ва Котельного. В июне 1902 Т. с тремя спутниками отправился по льду от о-ва Котельного к о-ву Беннетта и пропал без вести.

ЯЧЕВСКИЙ, Леонард Антонович – геолог, горный инженер. Родился в 1858 году. Геологические исследования проводил в Забайкальской области, затем в окрестностях Нерчинска и по притокам р. Онона (золотые промыслы) и в 1889 г. каменноугольных месторождений киргизских степей, а в 1900 г. условий золотоносности Енисейского горного округа. С началом постройки Сибирской

железной дороги вошел в состав геологической партии, производившей исследование вдоль среднесибирского и кругобайкальского участков Сибирской магистрали. Составил первую карту-схему распространения вечной мерзлоты.

Осн. труды: «Геологические очерк золотых промыслов вблизи слияния рек Онона и Ингоды», «О вечномерзлой почве в Сибири и ледяных слоях» (1889); «О термическом режиме земной поверхности в связи с геологическими процессами» (1905); «Ueber die thermische Regime der Erdoberfläche» и другие.

XX век

АЛЕКСЕЕВ, Владимир Романович (р.1933) 1958 – Благовещенский гос. педагогический институт, физико-географ. Кандидат географических наук (1965, «Геокриологические условия юго-западной части Алданского нагорья и хребта Станового»). Доктор географических наук (1982, «Наледи как форма оледенения»). Профессор (1995).

Осн. труды: «Снежные лавины хр. Удокан» (1971, соавтор), «Теория наледных процессов» (1975.), «Наледи и наледные процессы» (1978), «Гляциологический словарь» (1984, соавтор), «Наледи» (1987), «Снежный и снежноледяной накат» (1988, соавтор), «Проблемы наледоведения» (1991, коллектив авторов), «Наледоведение. Словарь-справочник» (2007).

АНИСИМОВА, Нина Петровна (р.1921). 1942 г. – Якутский Государственный педагогический институт, преподаватель химии и биологии. Кандидат геолого-минералогических наук (1957, «Химический состав подземных и поверхностных вод и некоторые закономерности его изучения в условиях распространения многолетнемерзлых пород (район среднего течения р. Лены)»). Доктор геолого-минералогических наук (1985, «Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны»).

Осн. труды: «Химический состав подземных и поверхностных вод и некоторые закономерности его изменения в районе среднего течения реки Лены» (1959), «Формирование химического состава подземных вод таликов на примере Центральной Якутии» (1971), «Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны» (1981).

БАЛОБАЕВ, Вениамин Тихонович (р.1930) 1953 г. – ЛГУ, геофизик. Кандидат геолого-минералогических наук (1965, «Теоретические основы управления естественным промерзанием мерзлых грунтов»). Доктор геолого-минералогических наук (1989 г., «Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии»). Член-корреспондент Российской Академии Наук (1994).

Осн. труды: «Общее мерзловедение» (1974, соавтор), «Теплофизические исследования криолитозоны Сибири» (1983, соавтор), «Тепловое поле недр Сибири» (1987, соавтор), «Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии» (1991), «Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии».

БАРАНОВ, Иван Яковлевич (1907-1978). 1933 г. – ЛГУ. Кандидат географических наук (1947, «Подземные воды южной окраины области многолетней мерзлоты» - опубликовано в 1940 г.). Доктор географических наук (1952, «Переходная зона от зоны сезонной к области вечной мерзлоты в пределах СССР и смежных стран (южная граница вечной мерзлоты)»).

Осн. труды: Геокриологическая карта в м-бе 1 : 10 000 000 (1960), Геокриологическая карта СССР в м-бе 1 : 5 000 000 (1977), Геокриологическая карта Арктики в м-бе 1 : 20 000 000 (1985), «Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород» (1965), «Вечная мерзлота и ее возникновение в эпохи эволюции Земли» (1977).

БАУЛИН, Владимир Викторович (р. 1932). 1954 – геологический ф-т МГУ. Кандидатская диссертация «История развития многолетнемерзлых наук в рай-

оне нижней Оби в четвертичный период» (1959). Докторская диссертация «геолого-тектонические и палеогеографические закономерности формирования многолетнемерзлых пород молодых платформ (на примере Западной Сибири)». Директор ПНИИИС 1988-2004. лауреат Гос. премии (1977).

Осн. труды: «Геокриологические условия Западной Сибири» (1967, соавтор), «Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР».

ВЕЛИЧКО, Андрей Алексеевич (р. 1931) – зав.лабораторией Института географии РАН; доктор геолого-минералогических наук, профессор; академик РАН (1992); вице-президент комиссии по изучению четвертичного периода ИГКВА; лауреат премии им. А.А. Виноградова; награжден Золотой медалью Русского географического общества.

Ос. Труды: «Природный процесс в плейстоцене» (1973).

ВЕЛЬМИНА, Нина Александровна (1912 г- 1999 г.) – гидрогеолог-мерзлотовед, талантливый популяризатор достижений геокриологической науки. 1937 г. – Московский институт инженеров транспорта, инженер по водоснабжению и канализации. Кандидат технических наук (1948, «Каптаж подземных вод в условиях вечной мерзлоты»).

Осн.труды: «Каптаж подземных вод в условиях вечной мерзлоты» (1952), «Гидрогеология центральной части южной Якутии» (1959, соавтор), «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования» (1961, соавтор), «Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы» (1970). Научно-популярные издания: «Ледяной сфинкс» (1975), «Пленица вечного холода» (1979), «Таинственное ожерелье» (1988), «К тайнам вечной мерзлоты» (1994).

ДАНИЛОВ, Игорь Дмитриевич (1935-1999). Окончил географический факультет МГУ (1957). Доктор географических наук (1972). Профессор (1980). Член Научного совета РАН по инженерной геологии, гидрогеологии и геокриологии, член комиссии РАН по изучению четвертичного периода, член рабочей группы Шельф Научного совета РАН по проблемам Мирового океана, член межведомственного литологического комитета РАН.

Ос. труды: «Полярный литогенез» (1978), «Плейстоцен морских субарктических равнин» (1978), «Методика криолитологических исследований» (1983).

ДОСТАВАЛОВ, Борис Николаевич (1895-1977) 1931 г. – ЛГУ, электрофизик. Кандидат физико-математических наук (1946). Доктор геолого-минералогических наук (1958), Профессор (1960). Награжден орденом Трудового Красного Знамени и медалями.

Осн. труды: «Метод просвечивания горных пород электромагнитными волнами и его применение в районах вечной мерзлоты» (1945), «Картирование подземных льдов и толщ мерзлых пород методом постоянного тока» (1955), «Особенности инженерно-геологической разведки в районах распространения жильных подземных льдов» (1955, соавтор), «Общее мерзлотоведение» (1967 и 1978, соавтор), «Рекомендации по выбору ключевых участков при аэрогеологических изысканиях в районах вечной мерзлоты» (1983, соавтор).

ДУБИКОВ, Григорий Игнатьевич (1936-2001). 1959 – МГУ. Кандидатская диссертация «Криогенное строение мерзлых толщ севера Западно-Сибирской низменности» (1966). Доктор геолого-минералогических наук (1985, «Закономерности формирования состава и криогенного строения мерзлых осадочных пород (на примере Западной Сибири)»). Участник и руководитель изыскательских проектов для обустройства газовых месторождений и строительства магистральных газопроводов Уренгой-Ужгород, Ямбург-Центр, Ямал-Центр и др.

Автор более 120 публикаций, в том числе нескольких монографий по общей и региональной геокриологии, СНИП по инженерным изысканиям для строительства (1987), справочного пособия «Инженерная геокриология» (1988), ГОСТ «Грунты. Классификация». «Состав и криогенное строение мерз-

лых толщ Западной Сибири» (2002).

ЕРШОВ, Эдуард Дмитриевич (р.1940-2009). Окончил геологический факультет МГУ (1963). Кандидат геолого-минералогических наук (1968), доктор геолого-минералогических наук (1977). Профессор (1982). Заведующий кафедрой геокриологии геологического факультета (1982). Зам. председателя Научного совета РАН по инженерной геологии, гидрогеологии и геокриологии, сопредседатель комиссии по методическим проблемам инженерной геологии, гидрогеологии, геокриологии. Главный редактор журнала Вестник Московского университета. Серия Геология (1982-1988). Заслуженный деятель науки РСФСР (1991).

Осн. труды: «Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах» (1979), «Криолитогенез» (1982), «Физико-химия и механика мерзлых пород» (1986), «Общая геокриология. Учебник» (1990, 2002).

ЕФИМОВ, Андриан Иванович (1907-2000) – основоположник развития гидрогеологического направления в институте, один из первооткрывателей Якутского артезианского бассейна. Кандидат геолого-минералогических наук 1931 г. – МГРИ, инженер-гидрогеолог. Кандидат геолого-минералогических наук (1946, «Режим надмерзлотных вод внутри контура теплых зданий в Забайкалье»).

Осн. труды: «Опыт эксплуатации подземных вод в области распространения вечной мерзлоты в Центральной Якутии» (1953, соавтор), «Многолетне-мерзлые породы зоны железорудных и угольных месторождений Южной Якутии» (1960, соавтор), «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования» (1961, соавтор), «Гидрогеология СССР. Том XX Якутская АССР» (1970, соавтор), «Якутский артезианский бассейн подземных вод» (1945, Изв-тия АН), «Незамерзающий пресный источник Улахан-Тарын в Центральной Якутии Изв-тия АН, 1952).

КАТАСОНОВ, Евгений Маркович (1921-1988) – один из основоположников криолитологического направления в геокриологии, разработал мерзлотно-фациальный метод исследования четвертичных отложений. 1951 г. – МГУ. Кандидат геолого-минералогических наук (1955, «Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности»).

Осн. труды: «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования» (1961, соавтор), «Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии» (1979, соавтор).

КАЧУРИН, Сергей Петрович (1898-1969) – один из основоположников мерзловедения, внес существенный вклад в развитие теории о термокарстовых процессах и явлениях. 1932 г. – ЛГУ, геоморфолог. Кандидат географических наук (1940, «Абразия и вечная мерзлота на Анадыре»). Доктор географических наук (1956, «Термокарст на территории СССР»).

Осн. труды: «Общее мерзловедение» (1940), «Основы геокриологии (мерзловедения). Ч.1» (1959, соавтор), «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования» (1961, соавтор), «Мерзлые горные породы» (1961, соавтор).

КУДРЯВЦЕВ, Владимир Алексеевич (1911-1982) – основатель и руководитель первой в мире кафедры мерзловедения на геологич. ф-те МГУ. 1935 – ЛГИ. Кандидатская диссертация «Методика определения динамики мерзлотно-го процесса при инженерно-геологических изысканиях» (1945). Докторская диссертация «температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР» (1950).

Осн. труды: «Основы геокриологии (мерзловедения)» (ч. 1, 1959, соавтор), «Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР» (1954), «Общее мерзловедение» (1967, соавтор). Отв. редактор многих изданий. Всего более 300 научных работ.

МЕЛЬНИКОВ, Павел Иванович (1908-1994) – основатель и бессменный до 1988 г. директор Института мерзлотоведения СО АН, академик АН СССР, Герой Социалистического труда, внесший весомый вклад в развитие геотермии мерзлых пород, инженерного мерзлотоведения и региональной гидрогеологии. 1935 г. – Ленинградский Горный институт им. Г.В.Плеханова, инженер-гидрогеолог. Кандидат геолого-минералогических наук (1947, «Мерзлотно-геологические условия возведения гражданских и промышленных зданий на территории Центральной Якутии по данным опыта строительства в районе г.Якутска»). Доктор геолого-минералогических наук (1964, «Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии»). Заслуженный деятель науки РСФСР, Президент Международной Ассоциации по мерзлотоведению (1983-1988).

Осн. труды: «Фундаменты электростанций на вечной мерзлоте» (1947, соавтор), «Мерзлотно-геологические условия возведения гражданских и промышленных зданий на территории Центральной Якутии и опыт строительства» (1951, соавтор), «Опыт эксплуатации подземных вод в области распространения вечной мерзлоты Центральной Якутии» (1953, соавтор), «Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии» (1963), «Схематическая геокриологическая карта Якутской АССР» м-ба 1 : 5 000 000 (1966), «Фундаменты сооружений на мерзлых грунтах Якутии» (1968, соавтор).

НЕКРАСОВ, Игорь Александрович (1926-1989). 1952 г. – Ленинградское Высшее арктическое морское училище им. С.О.Макарова, инженер-океанолог. Кандидат географических наук (1962, «Виды и закономерности распространения таликов в долинах рек бассейна р. Анадырь»). Доктор географических наук (1975, «Криолитозона Северо-Востока и юга Сибири и закономерности их развития»). Профессор (1978).

Осн. труды: «Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья» (1967), «Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья» (1973), «Морфология криолитозоны бассейна р. Яны и сопредельных районов» (1974), «Криолитозона Северо-Востока и юга Сибири и закономерности её развития» (1976).

ПОНОМАРЕВ, Василий Максимович (1905–1961), д.г.-м.н. (1953).

Осн. труды: «Формирование подземных вод по побережью северных морей в зоне вечной мерзлоты» (1950), «Четвертичные отложения и вечная мерзлота Чукотки» (1953), «Подземные воды территорий с мощной толщей многолетнемерзлых пород» (1960).

ПОПОВ, Александр Иосифович (1913-1993), 1939 г. – геолого-почвенном ф-т МГУ. 1945 г. – кандидат географ. наук: «Вечная мерзлота и четвертичная геология в Центральной части Витимского плоскогорья». 1953 г. – доктор географ. наук: «Вечная мерзлота Западной Сибири». Лауреат Анучинской премии (1968, за учебник «Мерзлотные явления в земной коре (криолитология)'). Член-корреспондент Международной комиссии по перигляциальной морфологии Международного Географического союза, Основатель, вместе с Г.К. Тушинским, отечественной научной школы криолитологии и гляциологии.

Осн. труды: «Вечная мерзлота Западной Сибири» (1953); «Мерзлотные явления в земной коре (криолитология)» (1967); «Альбом криогенных образований в земной коре и рельефе» (1973).

РОМАНОВСКИЙ, Николай Никитич – (р.1932). 1955 – геологический факультет МГУ, кафедра мерзлотоведения. Кандидат геолого-минералогических наук: «Четвертичные отложения острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) и северной части Яно-Индибирской приморской низменности (страти-

графия и мерзлотно-фациальный анализ» (1959), доктор геолого-минералогических наук: «Закономерности формирования полигонально-жильных структур на основе морозобойного растрескивания» (1977). Профессор (1977). Вице-президент (1993) Международной ассоциации по мерзлотоведению.

Осн. труды: «Закономерности формирования полигонально-жильных структур» (1977), «Общее мерзлотоведение (геокриология)» (соавт. В.А.Кудрявцев, Б.Н.Достовалов и др., 1978), «Мерзлотно-фациальный анализ курумов» (соавт. А.И.Тюрин, Н.Ф.Полтев, 1982), «Подземные воды криолитозоны» (1983), «Основы криогенеза литосферы» (1993).

ТОЛСТИХИН, Нестор Иванович (1896-1992), геолог и гидрогеолог, докт. геол.-мин. наук, профессор, засл. деятель науки и техники РСФСР, почетный акад. РАЕН. Окончил МГУ (1923). Сформировал науч. направление о подземных водах зоны многолетней мерзлоты, провинциях минеральных вод СССР. Разработал принципы структурно-гидрогеол. районирования Вост. Сиб. Руководил Комиссией по гидрогеологии и инженерной геологии ГО СССР. Лауреат премии им. акад. Ф.П. Саваренского (1972, 1992). Награжден орденами Ленина, «Знак Почета».

Осн. труды: «Подземные воды мерзлой зоны литосферы» (1941), первого учебника «Гидрогеология СССР» (1959), учебника «Региональная гидрогеология» (1987). Редактор ряда изданий, в т.ч. «Минеральные воды юж. части Вост. Сиб.» в 2 томах (1961-62), XXI тома «Гидрогеология СССР», Читинская обл. (1969).

ФОТИЕВ, Сергей Михайлович (р.1927). 1952 г. – МГРИ, гидрогеолог. Кандидат геолого-минералогических наук. Доктор геолого-минералогических наук (1979, «Закономерности развития криогенных толщ на территории СССР и их влияние на формирование подземных вод в различных геоструктурных условиях»). Отв. секретарь редколлегии журнала «Криосфера Земли».

Осн. труды: «Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского артезианского бассейна» (1965), «Геокриологические условия Средней Сибири» (1974, соавтор), «Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР» (1978).

ЦЫТОВИЧ, Николай Александрович (р. 1900-1984) – сов. специалист в области механики грунтов и инж. геологии. Д-р тех. наук (с 1940). Чл.-корр. АН СССР (с 1943). Засл. деят. науки и техники РСФСР (с 1960). Проф., зав. кафедрой механики грунтов, оснований и фундаментов Моск. инж.-строит. ин-та им. В. В. Куйбышева. Гос. премия СССР (1950) за разработку основ механики мерзлых грунтов.

Осн. работы: «Основы механики грунтов» (1934, 4 изд. – «Механика грунтов», 1963); «Основания механики мерзлых грунтов» (1937, соавтор), «Механика мерзлых грунтов» (1973).

ШВЕЦОВ, Петр Филимонович (1910-1989) – мерзлотовед, гидрогеолог, чл.-корр. РАН, исследовал экологические проблемы Сибири, лауреат Государственной премии СССР (1952). 1935 г. – МГРИ, инженер-гидрогеолог. Кандидат геолого-минералогических наук (1946, «Подмерзлотные воды и гигантские наледи Северо-Восточной Якутии»). Доктор геолого-минералогических наук (1951, «Подземные воды Верхоянско-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низко-температурной вечной мерзлотой»). Профессор, член-корр. АН СССР, Лауреат Государственной премии СССР.

Осн. труды: «Вечная мерзлота и инженерно-геологические условия Анадырского района» (1938), «Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаятах» (1941, соавтор), «Вводные главы к основам геокриологии» (1951), «Подземные воды Верхояно-Колымской горно-складчатой области и особенно»

сти их проявления, связанные с вечной мерзлотой» (1951), «О принципах районирования многолетней криолитозоны» (1956), «Основы геокриологии» (1959, соавтор), «Закономерности гидрогеотермических процессов на Крайнем Севере и Северо-Востоке СССР» (1968), «Живая вода в недрах Севера» (1981), «Геокриологические и гидрогеологические работы при разведке месторождений твердых полезных ископаемых» (1984, соавтор), «Физическая геокриология» (1986, соавтор).

**ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В КРИОЛИТО-
ЗОНЕ**

МОРОЗОБОЙНОЕ РАСТРЕСКИВАНИЕ

Полигонально-жильные образования



Фото: из книги «Мир Холода», Уошборн А.



Фото: Курчатовой А.



Архив кафедры криолитологии и гляциологии, МГУ



Фото: Курчатовой А.



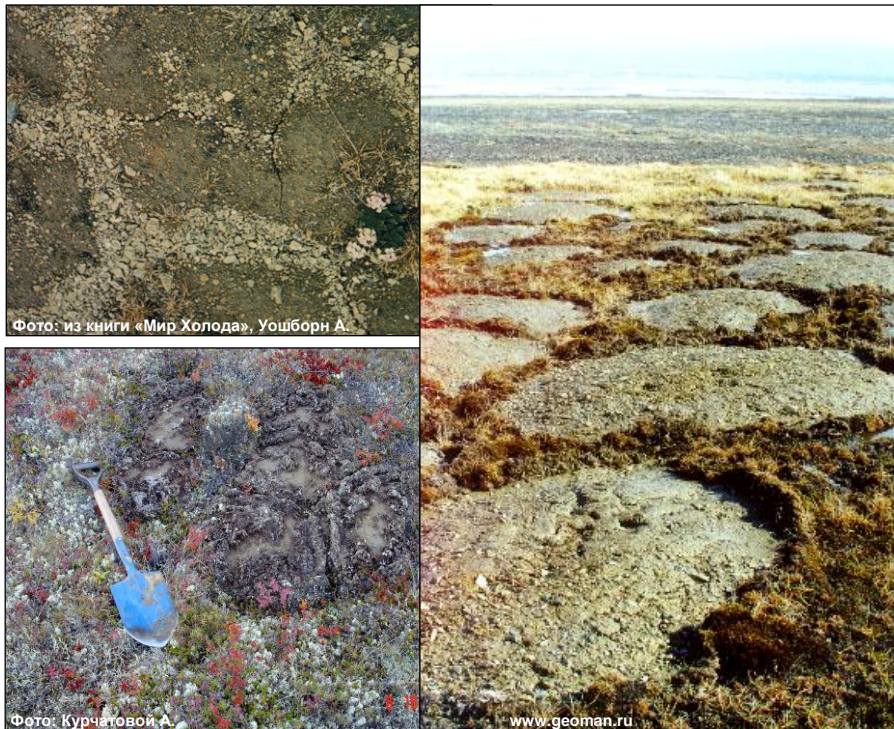
Фото: Григорьева М.



Фото: Слагода Е.

ПУЧЕНИЕ

Структурные грунты

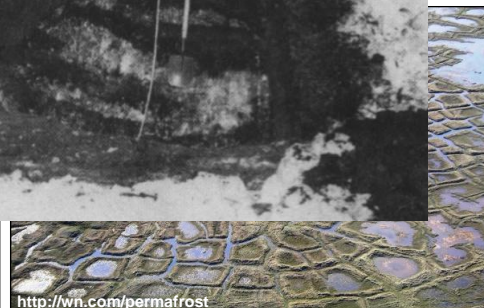


ВЫПУЧИВАНИЕ



ЛОКАЛЬНОЕ ПУЧЕНИЕ

**Многолетние бугры
(булгуньяхи, пинго)**



Минеральные бугры



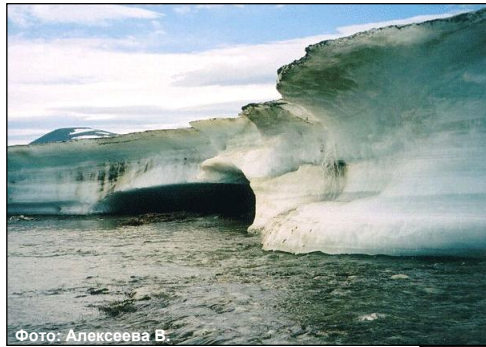
Бугристый торфяник



Гидролакколит



НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЕ



ТЕРМОКАРСТ



ТЕРМОГИДРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Термоабразионные берега



Термоденудационные берега



Термоэрозионные канавы и промоины



СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Курумы



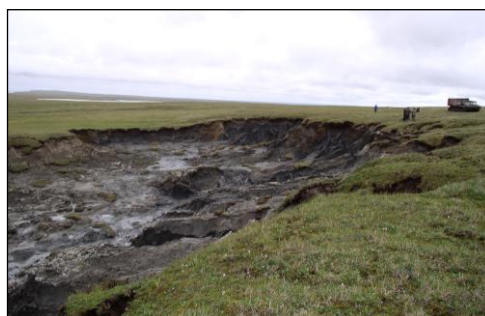
Солифлюкционные террасы



Каменные полосы



Оползни по пластовым льдам



ЭЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Тукуланы – развеваемые пески Якутии



Фото: Ивановой С.



Фото: Лукина В.



Фото: Лукина В.

Чарская котловина



Фото: Леснявского А.



Фото: Леснявского А.

Оглавление
Часть I

Предисловие	3
1. Введение в геокриологию	5
1.1. Предмет геокриологии, понятия и термины; криосфера Земли	5
1.2. История исследований криолитозоны	9
1.3. Структура современной геокриологии	16
2. Криогенные периоды в истории Земли	19
2.1. Ранние этапы развития планеты	19
2.2. Основные этапы развития криолитозоны в позднем кайнозое	20
2.3. Причины становления ледниково-криогенных периодов	22
3. Термодинамические и климатические условия формирования мерзлых толщ	27
3.1. Энергетический баланс Земли	27
3.2. Температурное поле горных пород	31
3.3. Задача о промерзании и протаивании горных пород	38
4. Состав, строение и свойства мерзлых пород	42
4.1. Состав мерзлых дисперсных пород	42
4.2. Криогенное строение мерзлых пород	44
4.3. Физико-механические, теплофизические и водные свойства мерзлых пород	48
5. Сезонное промерзание и протаивание горных пород	52
5.1. Формирование сезонноталого (СТС) и сезонномерзлого (СМС) слоев	52
5.2. Классификация типов сезонного промерзания и протаивания почв и горных пород	55
5.3. Влияние различных факторов природной среды на формирование температурного режима и мощность СТС и СМС	59
5.3.1. Литологический состав и влажность пород	59
5.3.2. Снежный покров	62
5.3.3. Растительность	66
5.3.4. Водный покров и заболоченность	68
5.3.5. Рельеф местности, экспозиция и крутизна склонов	69
5.3.6. Конвективные потоки воды и воздуха	70
6. Закономерности формирования мощности и температурного режима многолетнемерзлых толщ	73
6.1. Современные представления о развитии многолетнемерз-	73

ных толщ	
6.2. Зависимость мощности криолитозоны от периодических изменений климата и геолого-географических факторов	76
7. Экзогенные геологические процессы в криолитозоне	81
7.1. Физические и физико-химические процессы в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах	81
7.2. Криогенные (мерзлотные) геологические процессы и явления	84
7.2.1. Морозное пучение дисперсных пород	84
7.2.2. Морозобойное растрескивание и полигонально-жильные образования	89
7.2.3. Термокарст	93
7.2.4. Наледообразование	96
7.2.5. Криогенные склоновые (гравитационные) процессы	99
7.2.6. Термогенные процессы	102
8. Криолитозона Западной Сибири	105
8.1. История формирования мерзлых толщ	105
8.2. Современное строение криолитозоны	110
8.3. Некоторые результаты температурного мониторинга криолитозоны	
Надым-Пуровского междуречья (месторождение Юбилейное)	116

Часть II

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ТЕРРИТОРИИ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

9. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы	119
9.1. Основные закономерности влияния многолетнего промерзания горных пород на гидрогеологические условия криолитозоны	119
9.2. Изменение гидрогеологических структур под воздействием многолетнего промерзания недр	122
9.2.1. Промерзание гидрогеологических массивов и ад-массивов	124
9.2.2. Промерзание адартезианских бассейнов	124
9.2.3. Промерзание артезианских бассейнов	125
9.2.4. Промерзание вулканогенных бассейнов	126
9.3. Классификация подземных вод по отношению к мерзлым толщам	127
10. Подземные воды таликов	130
10.1. Классификация таликов	130
10.2. Особенности гидротермического режима отдельных типов	134

таликов	
10.2.1. Подозерные гидрогенные талики	134
10.2.2. Подземные воды радиационно-тепловых таликов	136
10.2.3. Результаты натуральных режимных наблюдений на водоносном склоновом талике	137
11. Некоторые особенности гидродинамического режима подмерзлотных водоносных горизонтов	145
Литература	153
Приложения	157
1. Имена людей, внесших значимый вклад в становление общего мерзлотоведения (геокриологии) и науки о подземных водах	157
2. Экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне	167

Для заметок

Учебное издание

Бойцов Александр Валерьевич

**ГЕОКРИОЛОГИЯ
И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ
КРИОЛИТОЗОНЫ**

В авторской редакции

Подписано в печать 05.09.2011. Формат 60x90 1/8. Усл. печ. л. 22,25.
Тираж 500 экз. Заказ № 310.

Библиотечно-издательский комплекс
федерального государственного бюджетного образовательного
учреждения высшего профессионального образования
«Тюменский государственный нефтегазовый университет».
625000, Тюмень, ул. Володарского, 38.

Типография библиотечно-издательского комплекса.
625039, Тюмень, ул. Киевская, 52.