

ОБЩЕЕ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

Б. Н. ДОСТОВАЛОВ
В. А. КУДРЯВЦЕВ

ОБЩЕЕ

МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

Б. Н. ДОСТОВАЛОВ
В. А. КУДРЯВЦЕВ

Б. Н. ДОСТОВАЛОВ, В. А. КУДРЯВЦЕВ

ОБЩЕЕ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве
учебного пособия для студентов геологических
специальностей вузов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1967

Книга «Общее мерзлотоведение» Б. Н. Достовалова и В. А. Кудрявцева является единственным в советской и иностранной литературе современным учебником, охватывающим главные проблемы общего мерзлотоведения. В нем рассматриваются следующие вопросы: термодинамические условия развития мерзлых пород, физические и физико-химические процессы в мерзлых породах и свойства последних, криогенные физико-геологические процессы и явления, теплофизические закономерности сезонного и многолетнего промерзания и развитие мерзлых пород с учетом влияния геолого-географических условий и производственной деятельности человека. Учебник предназначен для изучения и преподавания общего мерзлотоведения в университетах, геологоразведочных и строительных вузах. В то же время освещаемые в нем проблемы интересны для геологов, научных работников, строителей и других специалистов, участвующих в промышленном и экономическом развитии области распространения вечной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания пород.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интенсивное промышленное и экономическое развитие северо-восточной половины СССР, где приходится строить в условиях «вечной мерзлоты» и глубокого сезонного промерзания пород, вызывает, во-первых, необходимость изучения закономерностей развития мерзлых пород и их свойств, а во-вторых, потребность в подготовке специалистов-мерзлотоведов, которые могли бы решать возникающие при этом многочисленные и важные теоретические и практические задачи.

Подготовка таких специалистов, геологов-мерзлотоведов, производится на геологическом факультете МГУ, где организована первая в мире кафедра мерзлотоведения и читается цикл мерзлотоведческих наук.

Учебник «Общее мерзлотоведение» представляет собой вводный курс в этот цикл специальных курсов по мерзлотоведению, и в этом отношении его значение и задачи аналогичны значению и задачам курсов общей, физической и динамической геологии, с которых обычно начинается чтение геологических наук.

Дальнейшие мерзлотоведческие дисциплины этого цикла включают курсы под следующими названиями: «Методика мерзлотных исследований», «Вечная мерзлота СССР», «Теплофизические расчеты и моделирование мерзлотных процессов», «Геофизические методы исследования мерзлых пород», «Физика и механика мерзлых грунтов», «Подземные воды области многолетнемерзлых пород», «Инженерное мерзлотоведение», причем во всех этих курсах в той или иной мере используются закономерности развития мерзлых пород, выясняемые в курсе «Общее мерзлотоведение».

Поэтому основной задачей авторов при составлении предлагаемого учебника явилось раскрытие главных общих и частных закономерностей развития мерзлых пород и происходящих в них процессов с геологической, географической и физической точек зрения, имея в виду, что изложение конкретных лабораторных и полевых методов исследования мерзлых пород является задачей последующих курсов, а также то, что по методике мерзлотных исследований уже опубликованы некоторые руководства, например «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования».

Несмотря на указанное выше ограничение содержания данного учебника, несомненно, что он представит интерес не только для студентов, аспирантов и научных работников — мерзлотоведов, но и для многочисленной армии геологов, географов, биологов, строителей, работников горной промышленности и агрономов, работающих в северо-

восточной части СССР, так как все они так или иначе встречаются с проблемами мерзлотоведения в своей деятельности.

Необходимость составления учебника по общему мерзлотоведению вызывается также и тем, что единственное учебное пособие по этой дисциплине (Сумгин, Качурин, Толстихин, Тумель. «Общее мерзлотоведение») было выпущено в 1940 г., устарело и стало библиографической редкостью, а монография коллектива авторов «Общая геокриология», изданная АН СССР в 1959 г., по содержанию рассматриваемых вопросов и по способу изложения является неудобной для использования в качестве учебного пособия.

При составлении предлагаемого учебника авторы испытывали немалые затруднения, преимущественно в двух отношениях. Во-первых, ограничение объема книги при многочисленности и обширности новых работ и данных не позволили авторам излагать все различные мнения по дискуссионным вопросам, а заставили ограничиться наиболее обоснованными и общепринятыми взглядами, отсылая читателя для знакомства с иными представлениями к соответствующей литературе. По этой же причине в учебнике ограничены и приводимые табличные и фактические справочные данные. Во-вторых, подходя к вопросам развития мерзлых пород с геологических позиций, авторы также ставили целью освещение мерзлотных процессов и явлений с физической точки зрения. При этом выявилась недостаточная разработанность теории физических процессов в таких сложных системах, как влажные дисперсные замерзающие и оттаивающие породы с точки зрения статистической физики и квантовой механики. Поэтому авторы рассматривали физические процессы в замерзающих и оттаивающих породах главным образом с термодинамической, и в меньшей степени, молекулярно-кинетической точки зрения, отдавая себе отчет, что рассмотрение этих процессов с применением самых передовых физических теорий все еще является делом будущего. Вследствие этого термодинамическая точка зрения при рассмотрении и изложении процессов развития мерзлых пород служила как бы путеводной нитью и основой.

В написании учебника приняли участие следующие сотрудники кафедр мерзлотоведения: В. Г. Меламед (параграфы с III-9 по III-18, а также III-21, III-22 и III-23); Н. Н. Романовский и А. Б. Чижов (параграф VIII-8), Н. Н. Романовский (глава IX; параграфы VII-4, X-6 и X-8); Л. С. Гарагуля (параграф III-19 и подготовка рисунков); Н. Ф. Полтев (параграф VIII-8); К. А. Кондратьева (параграф VIII-8 и общее редактирование книги); М. И. Сырицына, А. В. Лебедева и Л. А. Миндовская (оформление рисунков и текста). Всем этим лицам авторы приносят свою глубокую благодарность.

Большая скорость развития методов современных наук и нарастания научной информации приводит к относительно быстрому старению руководств, поэтому авторы предполагают продолжать работу по улучшению предлагаемого учебника. В связи с этим они будут благодарны за критические замечания и предложения, которые следует присылать по адресу: Москва, В-234, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, кафедра мерзлотоведения.

ВВЕДЕНИЕ

1-1. ПРЕДМЕТ ОБЩЕГО МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

Основной задачей общего мерзловедения является изучение мерзлых горных пород и выяснение закономерностей их распространения и развития. Поэтому общее мерзловедение, имеющее предметом своего изучения мерзлые горные породы, является в основном геологической наукой, строится в соответствии с другими геологическими науками и изучает происхождение, состав, свойства, строение, сложение и распространение мерзлых пород в связи с происходящими в них геологическими, геофизическими, геохимическими и биологическими процессами.

Основатель мерзловедения как самостоятельной науки Михаил Иванович Сумгин (1873—1942) кратко определял его как учение о вечной мерзлоте и мерзлых грунтах, но понимал при этом слово «вечная», как длящаяся века, а термин «мерзлота» и предмет мерзловедения — в указанном выше расширенном смысле. Это вытекает из всего содержания опубликованного им в 1940 г. в соавторстве с другими мерзлововедами курса «Общего мерзловедения» (Сумгин и др., 1940).

Однако такое расширенное понимание слова «мерзлота» привело к употреблению этого термина в мерзловедческой литературе в нескольких смыслах, а именно как:

- 1) мерзлое состояние горных пород,
- 2) сами мерзлые горные породы,
- 3) область или зона распространения мерзлых пород,
- 4) процессы развития мерзлых пород.

Хотя при употреблении термина «мерзлота» всегда было ясно, о чем идет речь, необходимость в каждом случае оговорок и уточнений вызвала критику этого термина и предложения о введении в мерзловедение новых терминов, однозначно определяющих существующие понятия. Так, П. Ф. Швецов (1955) указал на нежелательность пользоваться терминами «мерзлота» и «мерзловедение» и предложил вместо них соответственно термины «криолитозона» и «геокриология».

- Термин «криолитозона» обозначает область или зону развития мерзлых пород и соответствует обычно употребляемому термину «мерзлая толща». Подобным же термином пользовался еще в 1933 г. Н. И. Толстихин, предложивший называть толщи вечной мерзлоты мерзлой зоной литосферы.

«Геокриология», по П. Ф. Швецову, является учением о закономерностях развития и распространения зон мерзлых почв и горных пород (криолитозон), о сопутствующих процессах и особенностях состава, строения, сложения и свойств мерзлых горных пород. Это определение

предмета геокриологии не отличается по существу от приведенного выше определения предмета мерзлотоведения по М. И. Сумгину.

Предложение новых терминов для уже более или менее установившихся понятий, обозначаемых общепринятыми терминами, вызвало дискуссию, продолжающуюся и по настоящее время. Чем бы ни закончилась эта дискуссия, следует иметь в виду, что принятие того или иного термина решается в конечном итоге широкой научной общественностью. Кроме того, терминология как мерзлотоведения, так и других наук не остается раз навсегда определенной и стабильной, а изменяется и дополняется в соответствии с накоплением новых сведений, появлением и уточнением новых понятий и вообще с развитием науки.

1-2. МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И КРИОСФЕРА

Определив предмет мерзлотоведения как изучение мерзлых пород в их развитии, мы приходим к вопросу о существенных признаках и определении мерзкой породы.

В обычной практике мерзлыми породами называются породы, содержащие кристаллы льда, причем подразумевается их отрицательная температура, а тальми — породы, не содержащие кристаллов льда и находящиеся при положительной температуре. Но породы, пропитанные раствором солей, сухие и при других условиях могут иметь отрицательную температуру и не содержать кристаллов льда. Отсюда возникают вопросы: 1) можно ли породу, не содержащую кристаллов льда, называть мерзлой и 2) какой признак мерзлой породы является более существенным — отрицательная температура или содержание кристаллов льда?

М. И. Сумгин признал отрицательную температуру более общим и существенным признаком мерзлой породы и предложил следующее определение: «Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются такие породы, грунты, почвы, температура которых ниже 0°C , независимо от состояния и содержания в них воды». Температура, равная 0°C , при которой порода может быть и мерзлой, и талой, является, по М. И. Сумгину, переходной температурой.

Однако переход воды в кристаллическое состояние при промерзании пород существенно изменяет их физико-механические, электрические[^] тепловые, фильтрационные свойства, весьма важные в практическом отношении. По этим соображениям Н. И. Толстихин и Н. А. Цытович предложили следующее определение мерзлых пород: «Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются породы, грунты, почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние».

Это определение мерзлой породы принимается в настоящее время большинством мерзлотоведов.

П. Ф. Швецов предложил породы, грунты, почвы, имеющие отрицательную температуру, но не содержащие льда, называть морозными. Указывая на различие между оттаявшими и непромерзавшими породами, он предлагает первые из них называть тальми, а вторые — немерзлыми.

Если считать лед мономинеральной мерзлой горной породой, то предметом мерзлотоведения, в широком смысле, является изучение развития льда во взаимодействии со средой на нашей планете.

Существование мерзлых пород и воды в виде льда связано с наличием так называемой криосферы (А. Б. Добровольский, В. И. Вернадский, П. И. Колосков), или оболочки Земли, включающей части

атмосферы, гидросферы и литосферы с отрицательными температурами.

Мерзлые породы и лед (как мономинеральная порода) развиваются в криосфере и их развитие связано с развитием последней. Поэтому изучение развития криосферы может включаться в предмет мерзлотоведения.

1-3. МЕСТО МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СРЕДИ ДРУГИХ НАУК

Мерзлотоведение начало развиваться вследствие запросов практики с развитием строительства и сельского хозяйства в районах распространения многолетнемерзлых пород. Необходимость сознательных и целесообразных ответов на возникающие при этом вопросы обусловила разработку теоретических основ и изучение общих закономерностей развития мерзлых пород. Поэтому мерзлотоведение с самых ранних стадий своего формирования как отдельной науки стало подразделяться на общее мерзлотоведение, инженерное мерзлотоведение и агробиологическое мерзлотоведение.

Эти подразделения мерзлотоведения различно связаны со смежными науками.

Так как общее мерзлотоведение изучает особый вид горных пород, оно принадлежит прежде всего к группе геологических наук, и тесно связано с общей и исторической геологией, тектоникой, четвертичной геологией, грунтоведением, гидрогеологией, инженерной геологией, динамической геологией и др. и строится в соответствии с последними. С другой стороны, развитие мерзлых пород тесно связано с изменениями теплового или термодинамического состояния верхнего слоя литосферы, зависящими, в свою очередь, от сложного комплекса природных факторов и условий.*

Изучение теплового состояния Земли и факторов, влияющих на его изменения, относится к области геофизики, поэтому общее мерзлотоведение в значительной мере является и геофизической наукой. Тепловое состояние самого верхнего слоя литосферы определяется условиями и процессами на поверхности Земли. Их изучают такие науки, как физическая география, геоморфология, метеорология и климатология, геоботаника и др. Поэтому мерзлотоведение связано с комплексом географических наук.

В процессе образования и развития мерзлых пород совершаются различные физические, физико-химические и химические процессы, которые существенным образом определяют состав, текстуры, структуры и свойства мерзлых горных пород. В силу этого мерзлотоведение тесно связано с соответствующими науками физического и химического цикла.

Подводя итог сказанному выше, видно, что общее мерзлотоведение развивается на стыке геологических, геофизических и географических наук и, кроме того, связано с физикой, физико-химией и химией.

С другой стороны, выводы общего мерзлотоведения используются в инженерном мерзлотоведении при строительстве и при развитии сельского хозяйства в области распространения мерзлых пород. Поэтому оно связано также с техническими и сельскохозяйственными науками.

1-4. МЕТОДЫ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

Изучая мерзлые породы в их развитии, мерзлотоведение пользуется вообще методами геолого-географических, геофизических, физико-математических и других естественных наук в зависимости от того, какие частные явления, процессы, свойства или вопросы исследуются

Комплекс используемых при этом методов определяется предметом мерзлотоведения. В частности, при изучении мерзлых пород как геологического и географического объекта применяются методы геологических, геофизических и географических наук, включающие полевые, лабораторные и камеральные исследования.

При изучении физических свойств мерзлых пород и происходящих в них процессов используются физические и физико-химические лабораторные методы исследования.

Экспериментальные исследования сочетаются с теоретическими, причем для получения закономерностей развития мерзлых пород применяются математические методы, моделирование процессов на счетно-решающих устройствах и пр. Специфические мерзлотные методы исследования связаны с изучением взаимодействия мерзлых горных пород с комплексом геолого-географических факторов и условий, т. е. с изучением двусторонней связи между ними (частные закономерности) и на основе их обобщения — изучение общих закономерностей развития мерзлых горных пород.

1-5. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД¹

Коренные жители области распространения многолетнемерзлых пород, несомненно, всегда знали об их существовании, так как им приходилось сталкиваться с мерзлыми породами летом при постройке жилищ, при сохранении добычи от гниения, видеть льдистые породы в обнаженных берегах рек и т. д. Но в литературе первые сведения о наблюдавшихся летом мерзлых породах стали появляться, по-видимому, лишь с XVI столетия. В этом столетии усилились поиски северного морского пути из Европы в Китай и Индию, и путешествия в северные страны стали более частыми.

В древнем русском сочинении «Описание чего ради невозможно от Архангельского города морем проходить в Китайское государство и оттоле к Восточной Индии», составленном в 1598 г., говорится, что в северо-восточной части Новой Земли в середине июня: «На берегах снег еще не таял и олени не могли себе пищу приобрести. Вина же такой стужи есть се: зане солнце в большие дни над орizon точию 33 градуса и 40 минут восходит и лучи своя сквозь к земли оной низпускает, того ради силы не имеет, еже бы снег и лды разтаяти и мрачные мглы разгнати, и для того на тех землях никаких древес, ни лесов, ни человеков не обретается, но токмо великие и высокие снежные и лдяные горы».

Из этих слов видно, что уже в XVI в. имелись отчетливые и даже научные представления о причинах существования многолетних льдов, в Арктике.

В XVII в. в связи с продвижением русских людей на восток и северо-восток Сибири, в Москву стали поступать донесения о существовании многолетнемерзлых пород. Так, ленские воеводы П. Головин и М. Глебов в 1640 г. сообщали в Москву: «Земля-де, государь, и среди лета вся не растаивает». Д. Вуд, посетивший Новую Землю в 1676 г., пишет: «Если в местностях, в которых нет снега... начать копать землю приблизительно до глубины 2 футов², то встретится лед, ...факт, о котором раньше ничего не было слышно» (Вагг, 1842).

¹ Составлен по работам П. Ф. Швецова и Л. А. Мейстера (Основы геокриологии, ч. I, гл. II и III. М., Изд-во АН СССР, 1959).
² 0,6 м.

В 1685-86 гг. в Якутске по инициативе воеводы Матвея Кровкова был прорыт в мерзлой породе колодец до глубины 30,5 м. В результате Кровков сообщил в Москву: «А колодезя, великие государи, в Якуцком сделать никоими мерами нельзя, потому что земля летом только тает в полтора аршина, а больше дву аршин земли никогда не тает, а в исподи на дне бывает земля всегда мерзла» (Дополнения к Актам историческим, собранные и изданные Археографической комиссией, XI, 1869, стр. 200).

В конце XVII и начале XVIII в. в связи с развитием торгового капитала и общим подъемом научной и практической деятельности в эпоху Петра I север и восток Сибири посещают как отдельные путешественники, так и целые экспедиции. Это привело к постепенному увеличению сведений о существовании и распространении многолетнемерзлых пород. Так, историк и географ первой половины XVIII в. В. Н. Татищев в своих работах (1725, 1736) сообщает о наличии многолетнемерзлых пород и о том, что в них находят бивни и сохранившиеся трупы мамонтов.

В середине XVIII столетия М. В. Ломоносовым в его «Слове о рождении металлов от трясения Земли», произнесенном 6 сентября 1757 г., впервые высказывается теоретическое положение о том, что существование многолетнемерзлых пород является результатом двух взаимно противоположных процессов — летнего нагревания и зимнего охлаждения — и тем самым кладется начало учению о теплообмене между горными породами и окружающим пространством как об основном факторе, определяющем тепловое состояние верхнего слоя литосферы.

Эти теоретические положения М. В. Ломоносова получили дальнейшее развитие лишь в конце XIX в., во второй же половине XVIII и первой половине XIX в. продолжалось накапливание фактических данных о многолетнемерзлых породах.

В 1820—1824 гг. Ф. П. Врангель, Ф. Ф. Матюшкин и Козмин исследовали северо-восточные области Сибири, уделив также много внимания мерзлым породам.

В эти же годы (1820—1828) на побережье моря Лаптевых и на Новосибирских островах работала экспедиция Гидрографического департамента под начальством П. Ф. Анжу. Участник этой экспедиции медик А. Е. Фигурин исследовал залежи подземных льдов и отнес большую часть из них к трещинным жильным льдам. Первые измерения температуры многолетнемерзлых пород выполнил А. Эрман в декабре 1825 г. в Березове, в скважине глубиной 18,2 м.

В 1828 г. Федор Шергин, служащий Русско-Американской компании, начал проходку «колодца» в Якутске и продолжал руководить этой работой в течение девяти лет, достигнув глубины 116,4 м. Таким образом была создана знаменитая Шергинская шахта. Шахта шла все время в мерзлых породах, не вскрыла водоносных горизонтов и с течением времени сыграла значительную научно-исследовательскую роль в изучении мерзлых пород.

В апреле 1829 г. А. Эрман определил температуру мерзлых пород в Шергинской шахте на глубине 15,7 ж, равную -6°C . В начале сороковых годов XIX в. академик А. Ф. Миддендорф измерил температуру мерзлых пород в Шергинской шахте до глубины 116 ж. Эти измерения позволили впервые определить температурный градиент в мерзлых породах и судить о мощности мерзлой толщи. А. Ф. Миддендорф установил также зависимость глубины летнего протаивания мерзлых пород от их литологического состава и теплопроводности. Результаты иссле-

дований Миддендорфа, опубликованные в 1846—1849 гг., явились важным этапом в развитии мерзлотоведения.

В шестидесятые и последующие годы XIX в. усилилось промышленное освоение Сибири, строительство железных дорог, переселенческое движение в Сибирь и развитие там сельского хозяйства. Строителям пришлось непосредственно встретиться с мерзлыми породами, изучать их и происходящие в них мерзлотные процессы и изыскивать новые методы строительства. У агрономов стали возникать вопросы мелиорации почв в области распространения мерзлых пород.

В 1866 г. горный инженер И. А. Лопатин исследовал многолетнемерзлые четвертичные отложения в низовье Енисея и на Бреховских островах ($70^{\circ}15'$ — $71^{\circ}00'$ с. ш.) и установил широкое распространение в этом районе подземных жильных льдов и явлений пучения и термокарста. Он первый обратил внимание на значение этих явлений для строительства на севере, заложив таким образом начало инженерного мерзлотоведения.

В 1866—1870 гг. по Якутии путешествовал Г. Майдель, собравший сведения об орографии северо-востока Сибири и впервые описавший ледяное поле Кыра-Нехаранского тарына площадью около 100 кв. км, у восточного склона хребта Тас-Хаяхта.

А. А. Бунге наблюдал в 1882 г. на островах дельты р. Лены рас пространение жильных (клиновидных) льдов и связал их образование с морозобойными трещинами в породах.

Э. Толль, исследуя те же обнажения подземных льдов, представляет их себе как погребенные остатки ледяного покрова, образовавшегося в ледниковую эпоху, а вмещающие их суглинки считал «земляными жилами», сформировавшимися в промоинах ледника. В своих взглядах на происхождение мерзлых пород Э. В. Толль примыкал к утверждению А. Пенка о том, что вечная мерзлота является продуктом ледниковой эпохи.

Большой вклад в развитие мерзлотоведения сделал Л. А. Ячевский. В своем докладе (28 апреля 1889 г.) «О вечно мерзлой почве Сибири» он говорил о практическом значении исследования мерзлых пород при строительстве железных дорог и о необходимости расширять теоретические знания по этому вопросу. Он указал на значение для развития многолетнемерзлых пород отрицательной температуры воздуха, мощности снежного покрова, геологического строения местности, состава и теплоемкости пород, их обводненности, происходящих в них геохимических процессов, а также экспозиции склонов. Л. А. Ячевский вместе с докладом опубликовал карту распространения многолетнемерзлых пород и дал их южную границу.

В. А. Обручев, выполняя геологические исследования в Олекминско-Витимской горной стране, установил колебания мощности и отсутствии мерзлых пород в пределах одной и той же климатической области и объяснил эти факты гидрогеологическими условиями (1891 г.)

Горный инженер Н. М. Козьмин, работая около 15 лет в Восточной Сибири, создал основы современных представлений о гидрогеологических условиях в горно-складчатых областях распространения мерзлых пород.

В девяностых годах по просьбе Управления строительства Сибирской железной дороги при Русском географическом обществе в Петербурге была создана комиссия для изучения мерзлых грунтов под председательством РЛ В. Мушкетова. Членами комиссии были знаменитый климатолог А. И. Воейков, В. А. Обручев, геофизик М. А. Рыкачев и

теолог К. И. Богданович. Комиссия опубликовала в 1895 г. первую «Инструкцию для изучения мерзлоты почвы в Сибири».

А. И. Воейков уже тогда говорил о том, что в горах вследствие зимней инверсии температуры воздуха и большой облачности мощность мерзлой толщи может быть меньше, чем в долинах. Это положение подтвердилось впоследствии наблюдениями в Забайкалье и Амурской области для относительно небольших превышений вершин гор над долинами.

В 1903 г. С. А. Подьяконов опубликовал работу «Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения».

Изучение мерзлых пород и связанных с ними практических вопросов усилилось в связи с постройкой и эксплуатацией западной части Амурской железной дороги (1909—1914 гг.). Здесь мерзлотными исследованиями занимались Н. С. Богданов (1912), А. В. Львов (1916) и др. Эти работы внесли значительный вклад в развитие инженерного и общего мерзлотоведения.

В это же время работники Переселенческого управления и Метеорологического бюро приступили к исследованию почв, растительного покрова, земледелия и водоснабжения в условиях распространения многолетнемерзлых пород. Здесь следует отметить работы Н. И. Прохорова, П. И. Колоскова, М. И. Сумгина, Л. И. Прасолова, Б. Б. Полюнова, Б. Н. Сукачева, Р. И. Аболина.

В 1913 г. опубликована работа А. В. Вознесенского и В. Б. Шостаковича «Основные данные для изучения климата Восточной Сибири», в которой многолетнемерзлые породы рассматриваются как результат современного климата.

В 1911—1915 гг. П. И. Колосков исследовал впервые возможности тепловой мелиорации почв (Колосков, 1918).

После Великой Октябрьской Социалистической революции начался новый период развития мерзлотоведения как самостоятельной науки, созданной трудами советских мерзлотоведов.

В связи с необходимостью развития промышленности и транспорта в период восстановления народного хозяйства в Ленинграде и в Москве в 1923—1928 гг. стали возникать организации, которые в своей основной работе сталкивались с вопросами мерзлотоведения и вынуждены были заняться их изучением для разработки рациональных методов строительства. К ним относились Государственный институт по проектированию металлургических заводов (Гипромез), Исследовательское дорожное бюро Центрального управления местного транспорта (ЦУМТ) в Ленинграде и Институт инженеров железнодорожного транспорта, а также Сельскохозяйственная академия им. К. А. Тимирязева в Москве. Исследования производились Гипромезом в Петровско-Забайкальском на площадке металлургического завода, Управлением Амуро-Якутской автомагистрали, железнодорожными организациями, а также Амурским метеорологическим бюро под руководством М. И. Сумгина и П. И. Колоскова.

Развитие хозяйственной деятельности в области распространения мерзлых пород потребовало обобщения полученных данных. Эта задача была успешно выполнена М. И. Сумгиным в его капитальном труде «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР», вышедшем в 1927 г. С появлением этой работы связывается становление мерзлотоведения как самостоятельной отрасли знания.

В конце 1929 г. по инициативе М. И. Сумгина и при поддержке академика В. И. Вернадского в Академии наук СССР была органи-

зована постоянная Комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством акад. В. А. Обручева.

Помимо непосредственного изучения вечной мерзлоты КИВМ являлась центром, организующим всю работу в области мерзлотоведения. В период с 1930 по 1936 г. ею было создано пять совещаний по вечной мерзлоте, на которых просматривалась и координировалась работа по мерзлотоведению во всесоюзном масштабе.

Примерно в этот же период начали работать научно-исследовательские мерзлотные станции в Сковородино (1927), Петровске-Забайкальском (1928), Анадыре (1935), Игарке, Якутске, Воркуте (1936), Норильске, организованные различными ведомствами.

В научно-исследовательском институте Дальстроя в Магадане был создан отдел мерзлотных исследований.

В 1932—1935 гг. крупные мерзлотные исследования при участии и под руководством КИВМ были выполнены в связи с изысканиями и проектированием Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

Вследствие расширения задач и объема исследований, КИВМ была преобразована в 1936 г. в Комитет по вечной мерзлоте, созвавший в 1939 г. VI Всесоюзную конференцию по мерзлотоведению. В 1939 г. на основе этого комитета был организован Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, которому были переданы научно-исследовательские мерзлотные станции в Игарке, Якутске, Анадыре, а затем и в Воркуте. Кроме того, Институтом мерзлотоведения были созданы Алданская научно-исследовательская мерзлотная станция в Чульмане ЯАССР и стационар для исследования сезонного промерзания в районе Загорска Московской области.

Институт мерзлотоведения опубликовал в 1940 г. первый курс по общему мерзлотоведению: «Общее мерзлотоведение» (М. И. Сумгин, С. П. Качурин, Н. И. Тол стихии и В. Ф. Тумель), а в 1959 г. сводную работу по общему мерзлотоведению: «Основы геокриологии (мерзлотоведения)», написанную большим коллективом авторов.

В 1953 г. на геологическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова была организована первая в мире кафедра мерзлотоведения, начавшая выпуск специалистов-мерзлотоведов и ведущая научно-исследовательские работы в этой области.

В 1956 г. на VII межведомственном совещании по мерзлотоведению были представлены 84 научных и производственных учреждения, в том числе 45 организаций, работающих вне Москвы.

В настоящем кратком историческом очерке невозможно осветить деятельность и большое значение работ этих организаций в области мерзлотоведения, равно как и осветить развитие работ по мерзлотоведению за рубежом. Более подробно история изучения мерзлых пород освещена в главах II и III «Основ геокриологии», часть первая (М., Изд-во АН СССР, 1959).

1-6. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

В качестве основных положений при изучении закономерностей распространения и развития мерзлых пород необходимо иметь в виду и применять общие законы развития материи, изучаемые диалектическим материализмом.

Поэтому развитие и существование мерзлых пород рассматривается в движении, во взаимосвязи со всеми явлениями природы, и в особенности с климатическими и геолого-географическими условиями.

Эти положения, а также практическая важность прогноза изменений мерзлых пород с течением времени в зависимости от окружающих условий приводит к необходимости изучать закономерности их динамики или развития. С физической точки зрения развитие мерзлых пород идет путем необратимых превращений энергии, представляющих собой работу, производимую в ходе различных совершающихся в них процессов.

Накопление результатов процессов превращения энергии или количества работы приводит к качественным изменениям мерзлых пород, имеющим большое практическое значение. Сюда относятся, в частности, процессы промерзания и протаивания горных пород, изменяющие их физические и механические свойства. Поэтому применение диалектического закона перехода количества в качество имеет в мерзлотоведении такое же большое значение, как и в любой другой науке.

Развитие мерзлых пород необходимо рассматривать как суммарный результат противоположных процессов, или, другими словами, как результат борьбы противоположностей. Так, например, мерзлое или талое состояние пород формируется как результат потерь и прихода тепла; при некоторых деформациях пород процессы растяжения сочетаются с процессами сжатия и вообще начало любого процесса обязательно сопровождается возникновением обратного процесса и только их совокупность приводит к определенному развитию или качественному изменению мерзлых пород.

Применение законов диалектики при мерзлотных исследованиях приводит к установлению закономерностей развития мерзлых пород. Критерием истинности этих закономерностей является их практическое применение, или сопоставление с экспериментальными данными.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

11-1. ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД ПО ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ИХ СУЩЕСТВОВАНИЯ

Из приведенного в главе I определения мерзлой породы видно, что лед в последней должен рассматриваться как породообразующий минерал. Поэтому к мерзлым породам естественно относить все породы, содержащие лед, и включать в них и крупные массы подземного льда, рассматривая последние как мономинеральную мерзлую горную породу. Своеобразие льда как породообразующего минерала подчеркивается быстрыми изменениями его свойств в зависимости от температуры, давления и других факторов. Вследствие повышений температуры выше 0°C мерзлые породы, залегающие у поверхности земли, часто оттаивают.

По длительности существования мерзлого состояния пород принято (Сумгин и др., 1940) подразделять родовое понятие «мерзлые породы» на три видовых понятия:

- 1) кратковременномерзлые породы (часы, сутки),
- 2) сезонномерзлые породы (месяцы),
- 3) многолетнемерзлые породы (годы, сотни и тысячи лет).

Между этими категориями мерзлых пород могут быть промежуточные формы и взаимные переходы. Так, например, сезонномерзлая порода может не протаять в течение лета и просуществовать несколько лет. Такие формы мерзлой породы называются «перелетками». Различие между перелетками и многолетнемерзлыми породами рассматривается в главе VII «Сезонное промерзание и протаивание пород», параграф VII-6.

11-2. ГЛУБИНА И СПЛОШНОСТЬ ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД ПО ВЕРТИКАЛИ

Глубина промерзания пород зависит от целого комплекса условий, и в том числе от длительности охлаждения. Поэтому мощность кратковременномерзлых пород достигает немногих сантиметров, а максимальная мощность многолетнемерзлых пород выражается сотнями метров.

Наблюдения показывают, что мощность мерзлых толщ вообще возрастает с понижением их средней годовой температуры, что и выражается в основном параллельностью изолиний температуры и мощности на карте распространения многолетнемерзлых пород.

Как мы увидим ниже, полного соответствия в этом отношении ожидать нельзя, так как комплекс геолого-географических условий обычно, более или менее изменяется в пределах любых выделяемых районов. Для примера рассмотрим это соответствие на карте В. Ф. Тумеля (рис. 1), где мощности и температуры мерзлых толщ нужно понимать лишь как средние и типичные, учитывая, во-первых, возможность вариаций мощности в нетипичных или азональных условиях, а во-вторых, и историческое развитие мерзлых толщ, которое в различных геолого-географических условиях идет неодинаково.

Подробно вопросы формирования мощности мерзлых толщ рассматриваются в главах VII и VIII.

Рассматривая сплошность мерзлых толщ по вертикали, нужно, иметь в виду следующее. Кратковременномерзлые и сезонномерзлые толщи представляют собой обычно непрерывные по вертикали слои, верхняя поверхность которых совпадает с дневной поверхностью* а нижняя поверхность находится на некоторой небольшой (от сантиметров до единиц метров) глубине.

Залегание многолетнемерзлых толщ более сложно. Их верхняя поверхность залегает на различных глубинах ниже дневной поверхности вследствие процессов сезонного или многолетнего протаивания (рис.2),

Многолетнемерзлые толщи, верхняя поверхность которых совпадает с нижней поверхностью слоя летнего протаивания, называются «*сливающимися* многолетнемерзлыми толщами»; если же их верхняя поверхность находится глубже подошвы слоя сезонного протаивания или промерзания, они называются «*несливающимися* многолетнемерзлыми толщами». Наблюдаются также залегания двух и более слоев, многолетнемерзлых пород друг над другом, разделенных тальми прослоями. В этом случае употребляют термины «*слоистые* или «*многослойные* мерзлые толщи». Глубоко залегающие (несливающиеся) древние мерзлые толщи были обнаружены в Западной Сибири (Земцов, 1957). Они залегают значительно южнее южной границы распространения современных или относительно молодых мерзлых толщ. Их распространение изучено слабо, но существование таких реликтовых мерзлых толщ ставит по-новому и усложняет вопрос об определении «*южной границы*» распространения мерзлых пород.

И-3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД ПО ПЛОЩАДИ

Непрерывность мерзлых толщ по простиранию наблюдается только в самых северных районах (рис. 2). Но и там под крупными водоемами и в местах усиленной циркуляции подземных вод можно встретить участки со сквозным протаиванием. Такие участки сокращенно называют «*таликами*». При этом различают «*сквозные талики*» и «*несквозные*», или «*ложные*», талики. Количество и площадь таликов возрастают в направлении от северных областей распространения мерзлых пород к их «*южной границе*», или, точнее, в направлении, перпендикулярном геоизотермам в этой области.

При движении в этом направлении можно указать линию или границу, по одну сторону которой площадь таликов преобладает, а по другую — преобладает площадь мерзлых пород. Переходя в область преобладания таликов по площади, мы наблюдаем постепенно уменьшающееся распространение отдельных мерзлых массивов и «островов» в талых или «немерзлых» породах.

Указанные соотношения распространения мерзлых и талых пород схематически изображены на рис. 3. Таким образом, мерзлые и талые

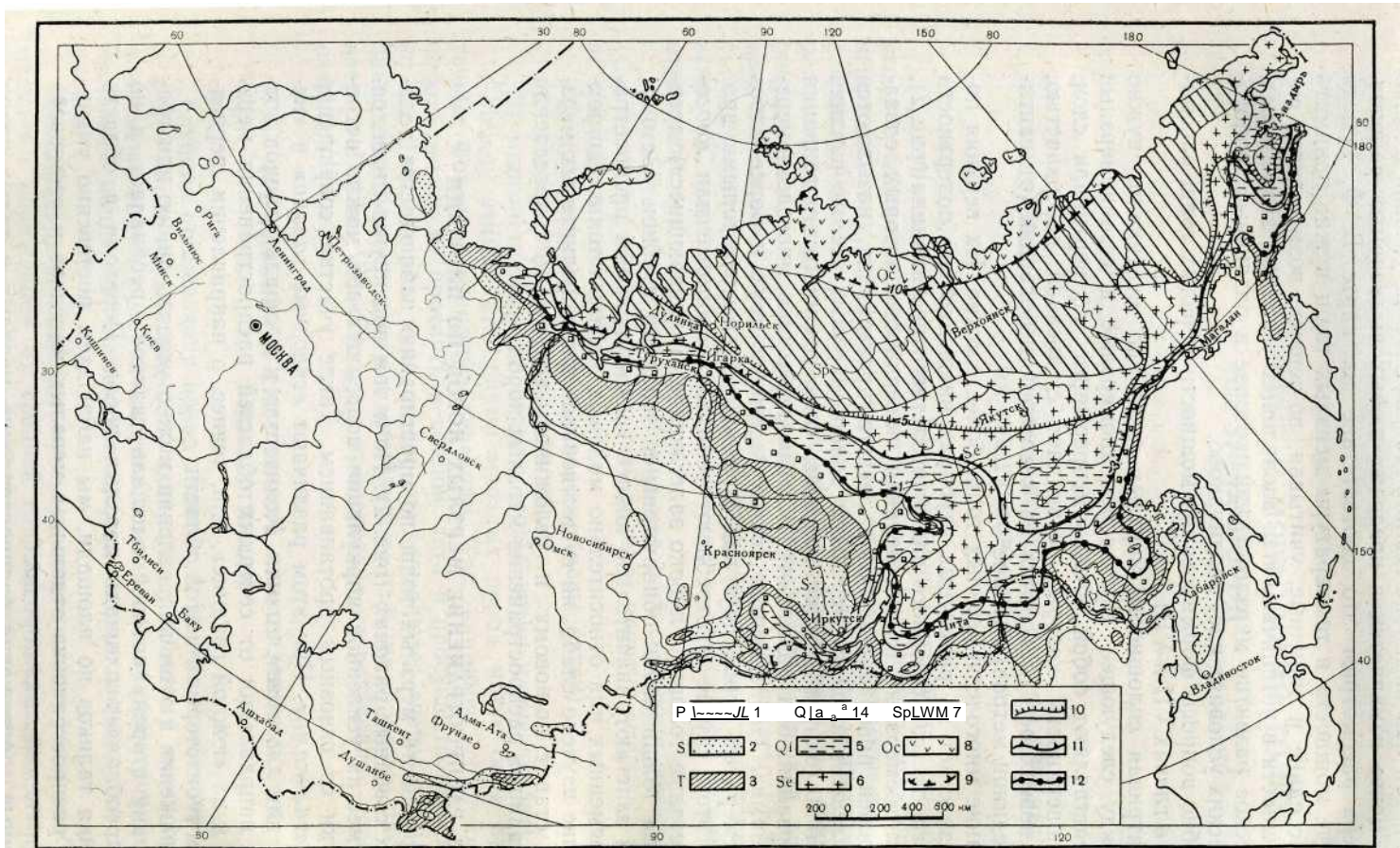


Рис. 1. Карта области распространения вечной мерзлоты в СССР (В. Ф. Тумель, 1946 г.): /—районы без вечной мерзлоты среди территории с вечной мерзлотой; 2 — районы отдельных островов 'вечномерзлой толщ не свыше 15 м мощностью; 3 — районы широкого распространения вечномерзлых толщ не свыше 35 м мощностью; 4 — районы вечномерзлых толщ максимальной мощностью до 60 м; 5 — то же до 120 м; 6 — то же до 250 м; 7 — то же до 500 м; 8 — то же более 500 м; 9 — северная граница районов с температурами на глубине 10 м не ниже -10° ; 10 — то же не ниже -5° ; // — то же не ниже -3° ; 12 — то же не ниже -1°

(или немерзлые) толщи взаимно проникают друг в друга, что наряду со сложностью распространения мерзлых толщ по вертикали (рис. 2) осложняет вопрос об определении «южной границы» распространения многолетнемерзлых пород.

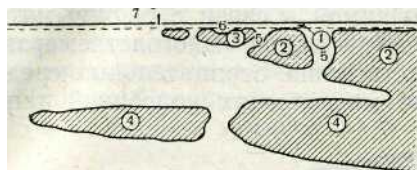


Рис. 2. Схема вертикального разреза мерзлых толщ при движении с юга на север: 1 — слой сезонного промерзания или протаивания; 2 — современные сливающиеся мерзлые толщи; 3 — современные несливающиеся мерзлые толщи; 4 — древние сливающиеся и несливающиеся мерзлые толщи; 5 — сквозные талики; 6 — несквозные, или «ложные», талики; 7 — современная южная граница мерзлых пород

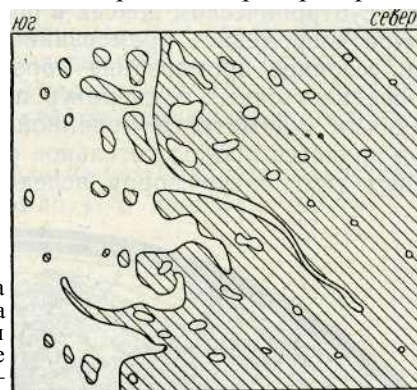


Рис. 3. Соотношение площадей мерзлых толщ и таликов в южной и северной частях области распространения мерзлых пород. Мерзлые толщи заштрихованы

II-4. ЮЖНАЯ И ВЫСОТНАЯ ГРАНИЦЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Сложный характер залегания и распространения мерзлых толщ и их большая динамичность привели к различиям в определении их южной границы в зависимости от того или иного подхода к этому вопросу.

В настоящее время существуют следующие частные определения южной границы распространения многолетнемерзлых пород.

1. *Географическая южная граница* распространения многолетне мерзлых пород представляет собой линию, оконтуривающую с юга область распространения мерзлых толщ, за исключением отдельных вы сокогорных участков мерзлых пород в субтропических и тропических зонах.

2. *Геофизическая южная граница* распространения мерзлых пород представляет собой среднее многолетнее положение нулевой геоизотермы у подошвы слоя сезонных колебаний температуры (более подробно об определении этой границы говорится в гл. VIII).

3. Контакт между мерзлой и талой зонами независимо от географического положения последних называется «*физической границей*» мерзлых и талых пород.

При рассмотрении отдельных зон многолетнемерзлых пород в горных областях вместо термина «южная граница» пользуются термином «высотная граница многолетнемерзлых пород».

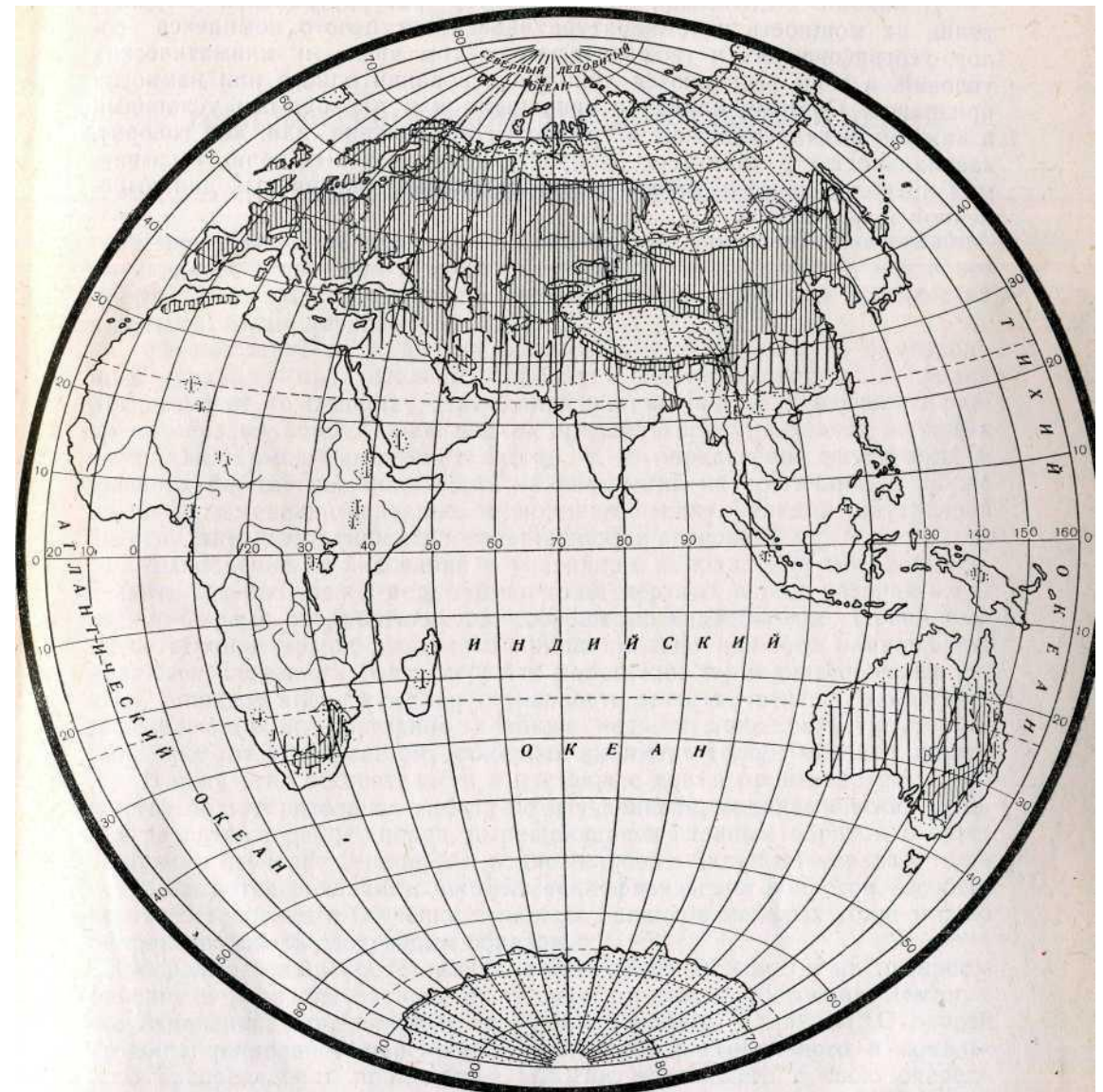
Высотную границу, как и южную, можно определять и по крайнему положению мерзлых толщ, и по среднему положению нулевой геоизотермы.

II-5. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД В СССР И НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Указанные выше три разновидности мерзлых пород встречаются на большей части поверхности суши. При этом зона распространения кратковременномерзлых толщ переходит при движении перпендику-



Рис. 4. Карта криогенных областей Земли мерзлых горных пород и ледяных покровов; 2 — зона систематического сезонного про-



(Баранов, 1959): / область многолетне-мерзания почвы; 3 зона кратковременного и несистематического промерзания почвы

лярно геоизотермам в зону сезонномерзлых пород, а последние—в область многолетнемерзлых пород.

Мерзлые породы не встречаются, как правило, только в тропическом и субтропическом поясах в равнинных условиях.

Кратковременное промерзание почвы связано с ночными заморозками; сезонное промерзание пород вызывается наличием отрицательных среднесуточных температур почвы зимой в связи с сезонными колебаниями климата, а причиной существования многолетнемерзлых пород является продолжительное существование отрицательных среднегодовых температур пород вследствие многолетних колебаний тепло-



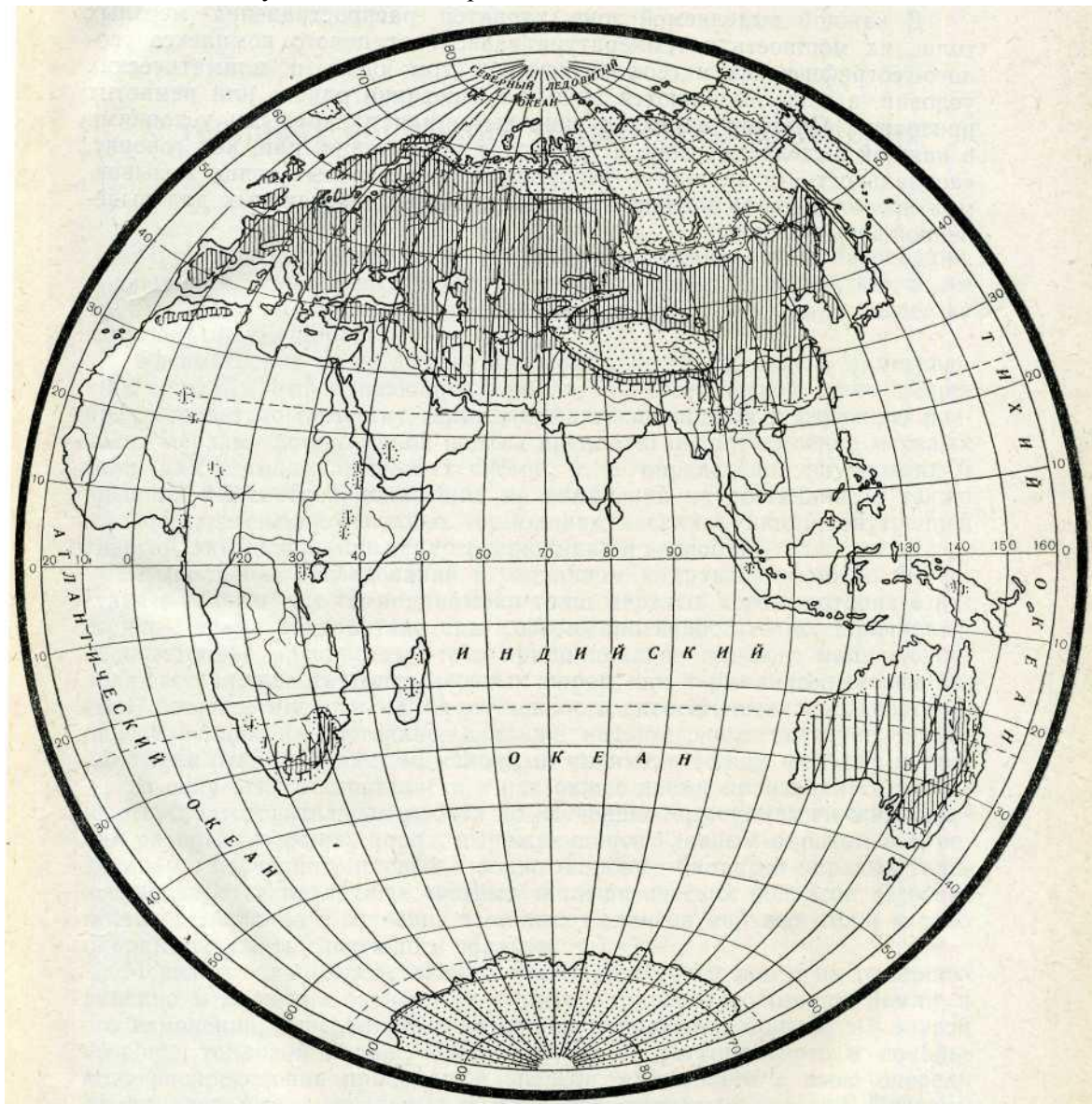
Рис. 4. Карта криогенных областей Земли мерзлых горных пород и ледяных покровов; 2 — зона систематического сезонного про-

обмена на поверхности Земли, периодически создающих отрицательные температуры в верхнем слое литосферы.

Географическая граница распространения кратковременномерзлых, сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород указана на карте (рис. 4).

В область распространения многолетнемерзлых пород в южном полушарии включаются Антарктида и прилегающие к ней острова, а также высокогорные участки в Южной Америке и в Африке. Австралия является единственным континентом, где не наблюдается распространения многолетнемерзлых толщ.

Площадь распространения многолетнемерзлых пород составляет до 25% всей суши земного шара и около 47% площади СССР.



(Баранов, 1959): 1 область многолетне- мерзания почвы; 2 зона кратковременного и несистематического промерзания почвы; 3

Из сказанного выше видно, что распространение мерзлых толщ подчинено широтной и высотной зональности. Зональность распространения мерзлых пород отражена, в частности, на карте В. Ф. Тумеля (рис. 1), где по характеру распространения и мощности область многолетнемерзлых пород подразделена на семь зон, а по температурам пород на глубине 10 м та же область делится на пять зон.

Вопросы районирования области распространения многолетнемерзлых пород рассматриваются в главе X, а здесь следует иметь в виду, что приведенное подразделение условно и выражает лишь некоторые типичные черты их распространения в зависимости от географического положения.

В каждой выделяемой зоне характер распространения мерзлых толщ, их мощность и температура зависят от целого комплекса геолого-географических и геофизических, в том числе и климатических условий, а зоны выделяются лишь на основании одного или немногих признаков. Поэтому наряду с типичными или плакорными условиями в каждой выделяемой зоне встречаются исключения, или, как говорят, «азональность» в характере распространения мерзлых толщ, вызываемая преобладанием в данном месте локальных, нетипичных для выделенной зоны условий.

Глава III

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

А. ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Ш-1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Процессы промерзания и протаивания, охлаждения и нагревания, являющиеся основными в развитии мерзлых пород, связаны, как и все другие процессы, с движением и превращениями энергии и вещества в данном объеме породы.

Рассмотрение их и других процессов, происходящих в замерзающих, мерзлых и протаивающих породах, с энергетической точки зрения представляет по существу термодинамический подход к изучению развития мерзлых пород. Такой подход предполагает определение мерзлых толщ как термодинамических систем, т. е. определение внутренних и внешних параметров, влияющих на изменения их состояния, а также изучение изменений основных термодинамических функций: внутренней энергии, энтальпии (или теплосодержания) и энтропии.

Выполнение исследований в указанном направлении могло бы составить содержание термодинамики толщ мерзлых пород, которая в настоящее время разработана еще совершенно недостаточно. Причинами недостаточной разработки этого принципиально важного направления являются сложность толщ мерзлых пород как термодинамических систем, большое число и малая изученность энергетических воздействий, определяющих их состояние, а также недостаточное развитие термодинамики открытых систем, каковыми являются толщи мерзлых пород.

В силу этих обстоятельств в настоящее время производится по существу подготовительная работа по изучению термодинамических условий развития мерзлых пород, выражающаяся главным образом в определении и изучении тепловых и водно-тепловых балансов мерзлых толщ и в разработке различных частных теплофизических вопросов. Особенности составления и изучения тепловых балансов мерзлых толщ можно охарактеризовать следующим образом.

Мерзлые толщи представляют планетарное явление, и их распространение и развитие зависят от общего теплового состояния Земли и его изменений, определяемых ее общим тепловым балансом. С другой стороны, тепловой баланс пород зависит от регионального и локального распределения приходящей энергии, зависящего в СБОЮ очередь от региональных и локальных геолого-географических условий. Поэтому для выяснения закономерностей развития теплового состояния пород, и в том числе мерзлых толщ, необходимо его изучение в планетарном,

региональном и локальном аспектах. Другими словами, общий энергетический баланс Земли должен подразделяться на региональные, а последние — на локальные балансы и из балансовых или термодинамических условий в горных породах должен выводиться их температурный режим, связанный с условиями существования и развития мерзлых толщ. Решение такой задачи затрудняется недостаточной изученностью как теплового баланса Земли в целом, так и локальных тепловых балансов. Изучение термодинамических условий развития мерзлых толщ затрудняется также недоработанностью методик и аппаратуры для измерения составляющих теплового баланса. Поэтому измеряются по существу лишь некоторые его составляющие, а остальные входят в баланс в виде суммарного недетализированного члена.

Относительно метода составления балансов у различных авторов существуют разногласия. Однако эти затруднения не могут служить основанием несвоевременности постановки данной проблемы. Необходимость изучения энергетического баланса Земли, несмотря на встречающиеся затруднения, указывалась выдающимся климатологом А. И. Воейковым (Воейков, 1904). В настоящее время в связи с бурным развитием физики и измерительной техники, разработка проблемы изучения теплового состояния Земли становится реальной и в нее включаются международные организации. Выдающимся примером таких исследований явились работы по Международному геофизическому году.

III-2. ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ, И ИХ ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Под «тепловым состоянием Земли», согласно сказанному выше, следует понимать термодинамическое ее состояние, характеризуемое основными термодинамическими функциями, а также внутренними и внешними параметрами. Основными параметрами, определяющими состояние Земли как термодинамической системы, кроме температуры и давления, являются внешние и внутренние энергетические воздействия или источники энергии.

Термином «Земля» в данном разделе (А) обозначается вся планета, включая гидросферу и атмосферу.

По современным представлениям *внешними* энергетическими воздействиями на нашу планету являются: 1) лучистая энергия Солнца и звезд, перехватываемая и поглощаемая Землей; 2) корпускулярное излучение Солнца и звезд, поглощаемое Землей; 3) энергия метеоритов, падающих на Землю и сгорающих в атмосфере и 4) гравитационные воздействия Луны и Солнца. Приток энергии из внешних источников увеличивает внутреннюю энергию Земли.

К *внутренним* источникам энергии условно можно отнести: 1) энергию, выделяющуюся и превращающуюся внутри Земли при ядерных реакциях; 2) энергию, превращающуюся при изменениях гравитационного поля Земли; 3) энергию, выделяющуюся при изменениях скорости вращения Земли; 4) энергию, выделяющуюся при экзотермических химических реакциях.

Внутренние источники энергии по существу представляют собой различные процессы превращения внутренней энергии Земли в тепловую ее форму, способную давать тепловое или калорическое излучение во внешнее пространство, уменьшающее внутреннюю энергию Земли.

Мощности указанных выше источников энергии, определяющие их относительное значение в развитии процессов на поверхности и внутри Земли, а значит и в развитии самой Земли, показаны в табл. 1.

Таблица 1

**Источники энергии, определяющие тепловое состояние Земли,
и их относительное значение**

Характеристика источника энергии	Мощность, кал/год	Источник данных
Внешние источники		
Лучистая энергия Солнца, перехватываемая Землей	$35 \cdot 10^{24}$	Б. П. Алисов И. С. Астапович В. И. Баранов И. С. Астапович И. С. Астапович
Лучистая энергия звезд, перехватываемая Землей	$4 \cdot 10^{16}$	
Корпускулярное излучение Солнца	$0 \cdot 10^{17}$	
Космические лучи	$9 \cdot 10^{17}$	
Гравитационные воздействия Луны и Солнца	$2 \cdot 10^{17}$	
Энергия метеоритов, падающих на Землю	$4 \cdot 10^{18}$ $1 \cdot 10^{17}$	И. С. Астапович В. И. Баранов
Внутренние источники		
Ядерные реакции внутри Земли	$4,3 \cdot 10^{20}$	В. Г. Хлопин ¹ Е. Н. Люстих!
Гравитационные процессы внутри Земли	10^{20}	
Энергия, выделяющаяся при изменениях скорости вращения Земли	10^{20}	Н. Н. Парийский ¹
Энергия, выделяющаяся при экзотермических химических реакциях	10^{20}	
Кондуктивный поток тепла через поверхность Земли во внешнее пространство (порядок)	$1,6 \cdot 10^{20}$	Б. Гутенберг

¹ Данные приведены по кн.: К-К-Марков. Палеогеография. М., Географгиз, 1951, стр. 64.

Рассматривая табл. 1, видно, что внешние энергетические воздействия на атмосферу, гидросферу и поверхность литосферы больше приблизительно на четыре порядка или в 10 000 раз мощнее воздействия внутренних источников энергии. Отсюда, с одной стороны, возникает вопрос о значении этого неравенства эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) факторов в геологической истории Земли, а с другой— появляются вопросы об условиях распределения общего притока энергии между литосферой, гидросферой и атмосферой, а также о его изменениях во времени, влияющих на развитие всех процессов и явлений на Земле, в том числе и на развитие мерзлых толщ. При рассмотрении этих вопросов необходимо пользоваться основными понятиями и принципами термодинамики.

III-3. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИПЫ ТЕРМОДИНАМИКИ

Термодинамическое равновесие. Макроскопические системы взаимодействующих тел, находящиеся в неизменных условиях достаточно долгое время, самопроизвольно приходят в состояние равновесия, характеризующее тем, что: 1) в системе прекращаются макроскопические изменения и 2) для изменения такого состояния требуются внешние воздействия.

Количественно состояние системы характеризуется рядом величин — параметрами состояний (температура, давление, объем и пр.). В состоянии равновесия параметры не меняются. Параметры состояний можно подразделять на внутренние и внешние. Переход системы в состояние равновесия называется релаксацией, а время этого перехода называется временем релаксации.

Теплообмен и макроскопическая работа. Изменять состояние системы можно двумя принципиально различными способами: 1) воздействиями перемещающихся внешних тел, при которых совершается макроскопическая механическая работа, изменяющая состояние системы, и 2) воздействиями, переносом и превращениями тепловой, лучистой, электромагнитной и других форм энергии, при которых макроскопические перемещения тел непосредственно не происходят. Такие взаимодействия тел называются *теплообменом*.

В первом случае изменение состояния системы сопровождается изменением внешних параметров x_1, x_2, \dots, x_n , и производимую макроскопическую механическую работу dA при бесконечно малом изменении параметров dx_i можно представить в виде:

$$(3,1) \quad dA = \sum_{i=1}^n X_i dx_i,$$

где X_i — некоторые коэффициенты, называемые «обобщенными» силами взаимодействия системы с внешними телами. Например, в случае изменения объема dV давлением p , $X_i = p$ и уравнение (3,1) примет вид

$$(3,2) \quad dA = pdV.$$

При изменении состояния системы путем теплообмена также производится работа. Так, например, при поглощении телом лучистой энергии превращение этой энергии в тепловую энергию молекул тела и нагревание последнего представляет собой работу среды над телом (системой), а излучение энергии телом (системой) во внешнее пространство является работой тела (системы) над окружающей средой.

Внутренняя энергия системы (E). Полная энергия системы складывается из кинетической и потенциальной энергии системы как целого I и остальной энергии, не связанной непосредственно с движением или I положением системы. Эта последняя часть энергии и рассматривается в термодинамике и называется внутренней энергией системы (U).

Закон сохранения и превращения энергии. Энергия и работа. Энергию можно считать одной формой материи, а вещество, имеющее массу, — другой ее формой. Закон Эйнштейна устанавливает эквивалентность массы (m) и энергии (E) по формуле $E = mc^2$, где c есть скорость света. Таким образом, в современной физике законы сохранения энергии и массы объединяются в один более общий закон сохранения массы и энергии. В классической термодинамике превращения массы в энергию не рассматривают и пользуются законом сохранения энергии.

Согласно закону сохранения и превращения энергии, последняя не может возникать из ничего или исчезать бесследно, а только превращается из одной ее формы в другую. Таким образом, количественные изменения энергии в изолированном объеме пространства невозможны, а возможны только качественные ее изменения. Работа есть результат и мера качественного изменения энергии и численно равна количеству энергии одной формы, превратившемуся в равное ему количество энергии другой формы.

Переход энергии из одной формы в другую называется процессом. Все наблюдаемые процессы связаны с превращениями энергии и совершением соответствующих работ. В термодинамике процесс весьма часто определяют как переход системы из одного состояния равновесия к другому. Такое определение более узко, чем приведенное выше, но ни-

сколько ему не противоречит, так как для такого перехода необходимы превращения энергии и совершение работы.

Из сказанного выше следует, что энергия однозначно связана с состоянием системы. Поэтому ее формально определяют как функцию состояния, тогда как работа связана с превращением энергии или с процессом, поэтому ее формально называют функцией процесса. Примером различия энергии и работы могут служить теплота или тепловая энергия и нагревание или передача тепла. Теплота есть форма энергии, представляющая кинетическую энергию движения молекул; нагревание представляет собой превращение энергии или работу.

Обратимые и необратимые процессы. В термодинамике различают два вида процессов: обратимые (квазистатические) и необратимые (нестатические). Всякий процесс характеризуется изменением параметров системы. Если изменения параметров происходят очень медленно, то нарушения равновесного состояния в каждый данный момент малы и можно приближенно считать систему все время находящейся в равновесном состоянии. Такие переходы (процессы) называются обратимыми или квазистатическими. Условие квазистатичности выражается неравенством

$$\dot{x}_i \ll \frac{\Delta x_i}{\tau}, \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n), \quad (3,3)$$

где \dot{x}_i — скорость изменения параметра, Δx_i — его изменение в данном процессе, τ — время релаксации. Это условие означает, что время релаксации системы так мало по сравнению со временем изменения параметра X_i на ΔX_i , что за время изменения параметра термодинамическое равновесие в системе существенно не изменяется.

Обратимостью квазистатического процесса называют возможность совершения этого процесса в обратном направлении через ту же последовательность состояний, причем система возвращается из конечного состояния в начальное без каких-либо изменений в окружающей среде.

Процессы, сопровождаемые существенными изменениями равновесного состояния, называются нестатическими. Последние характеризуются их необратимостью, выражающейся в том, что изолированную систему, в которой произошел необратимый процесс, нельзя вернуть в начальное состояние. Неизолированную систему можно вернуть в исходное состояние, но для этого необходимо превратить во внешней среде некоторое количество энергии из одной формы в другую, взаимодействуя с системой, или, иначе говоря, произвести над системой некоторую работу, во время которой во внешней среде произойдут изменения. Необратимость нестатического процесса связана с необратимостью релаксации системы, время которой в данном случае больше, чем время изменения параметров системы:

$$\dot{x}_i > \frac{\Delta x_i}{\tau}, \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n). \quad (3,4)$$

Первое начало термодинамики. Первым началом термодинамики называют форму применения закона сохранения и превращения энергии к процессам теплового движения в телах или теплообмена.

При отсутствии адиабатической изоляции изменение внутренней энергии (ΔU) происходит не только за счет механической или макроскопической внешней работы (L), но и за счет сообщаемого системе тепла (Q) извне

$$Q = \Delta U + A. \quad (3,5)$$

При $Q > 0$ система поглощает, а при $Q < 0$ — отдает тепло. В случае бесконечно малых изменений состояния выражение (3,5) принимает вид

$$dQ = dU + \sum_i X_i dx_i. \quad (3,6)$$

Отсюда следует эквивалентность нагревания и работы, так как одно и то же изменение внутренней энергии может быть достигнуто как совершением внешней механической работы, так и сообщением системе тепла. Из первого начала вытекает также, что равновесная система не может совершать внешнюю работу без сообщения ей извне и превращения эквивалентного количества тепла. Это положение формулируется так: невозможно создать вечный двигатель первого рода.

Второе начало термодинамики. Абсолютная температура. **Энтропия.** В формулировке В. Томсона (Кельвина) второе начало утверждает, что посредством периодически действующей машины невозможно получить за счет теплообмена макроскопическую работу, пользуясь только одним термостатом. Это утверждение называют принципом невозможности вечного двигателя второго рода. В дальнейшем второе начало получило отдельные формулировки для обратимых и необратимых процессов.

При рассмотрении обратимого адиабатического процесса $ldQ = 0$) выражение (3,6) принимает вид

$$dU + \sum_i X_i dx_i = 0. \quad (3,7)$$

Выражение такого вида, говоря вообще, не накладывает никаких связей на параметры $(T, x_1, x_2, \dots, x_n)$ системы. Но если выражение имеет интегрирующий множитель $\lambda(T, x_1, x_2, \dots, x_n)$, превращающий его в полный дифференциал (dS) , т. е. имеет место соотношение $\lambda dQ = dS$, где $S = f(T, x_1, x_2, \dots, x_n)$, то из выражения (3,7) вытекает, что

$$S(T, x_1, x_2, \dots, x_n) = \text{const}, \quad (3,8)$$

что означает наличие связи между параметрами при адиабатическом процессе. Значит, переход из одного состояния в другое при адиабатическом процессе возможен лишь путем, при котором соблюдается условие (3,8). В отношении обратимых процессов второй принцип термодинамики утверждает, что это и имеет место.

Можно доказать, что в данном случае интегрирующий множитель K является универсальной функцией одной только температуры и сам может служить мерой температуры; при этом если за единицу температуры принять ГС, то $X = \frac{1}{T}$, где T — температура по шкале Кельвина, или абсолютная температура. Таким образом, для обратимых процессов имеем

$$dS = \frac{dQ}{T}, \quad (3,9)$$

где однозначная функция состояния S называется энтропией системы. Для необратимых процессов второй принцип утверждает, что если в результате такого процесса адиабатически изолированная система перешла из состояния A с энтропией S_A в состояние B с энтропией S_B , то

$$S_B > S_A, \quad (3,10)$$

т. е. при необратимых процессах в изолированных системах энтропия возрастает. Таким образом, неравенство (3,10) выражает необратимость и направленность процесса.

В случае неизолированных систем соотношение (3,10) заменяется неравенством Клаузиуса:

$$S_B - S_A > \int_A^B \frac{dQ}{T}. \quad (3,11)$$

Основные термодинамические процессы и термодинамические функции (потенциалы). В термодинамике рассматриваются следующие основные виды процессов: 1) изотермический процесс, протекающий при постоянной температуре; 2) адиабатический процесс в адиабатически изолированной системе. Если адиабатический процесс является и обратимым, то энтропия системы во время такого процесса не изменяется и процесс является изоэнтропическим; 3) изобарный процесс, происходящий при постоянном давлении; 4) изохорный процесс, протекающий при постоянном объеме; 5) политропические процессы, протекающие при постоянной теплоемкости.

При термодинамическом анализе в применении к физико-химическим и физическим задачам часто пользуются методом термодинамических функций. Выше уже говорилось о двух термодинамических функциях: внутренней энергии (U) и энтропии (S). Кроме них основными термодинамическими функциями являются:

а) свободная энергия (F), определяемая равенством

$$F = U - TS, \quad (3,12)$$

б) термодинамический потенциал (Z)

$$Z = U - TS + pV, \quad (3,13)$$

в) энтальпия, или теплосодержание, (H)

$$H = U + pV, \quad (3,14)$$

г) термодинамический потенциал (Ω)

$$\Omega = -pV. \quad (3,15)$$

Через термодинамические функции легко выражается работа (dA) при различного рода процессах в системе. Так, при адиабатическом процессе

$$dA = -dU, \quad (3,16)$$

при изотермическом процессе

$$dA = -dF, \quad (3,17)$$

а при изобарно-изотермическом процессе

$$dA = -dZ. \quad (3,18)$$

Уравнение (3,16) справедливо как для обратимых, так и необратимых процессов, тогда как уравнения (3,17) и (3,18) имеют место только для обратимых процессов. В случае необратимых процессов они заменяются неравенствами:

$$dA < -dF; \quad dA < dZ. \quad (3,19)$$

Отсюда следует, что изменение потенциала (dF , dZ) при обратимом процессе. (3,17; 3,18) представляет полностью работу внутри системы,, а при необратимых процессах (3,19) часть изменения потенциала представляет собой работу или изменения во внешней среде.

Формулировка общих условий термодинамического равновесия.

Термодинамические функции позволяют сформулировать условия термодинамического равновесия системы. Действительно, как видно из выражений (3,16; 3,19), эти функции являются потенциалами, а их изменения (полные дифференциалы)—работой. Равновесное состояние характеризуется тем, что все возможные изменения потенциала произошли и все соответствующие работы совершились, поэтому в условиях равновесия системы соответствующая термодинамическая функция должна обладать минимальным или максимальным значением (экстремумом). Так, в адиабатической изолированной системе с постоянными внутренней энергией (U) и объемом (V) при необратимых процессах энтропия (S) растет. Поэтому условием равновесия в такой системе является максимум энтропии, что выражается неравенством:

$$(\Delta S)_{U=\text{const}}^{V=\text{const}} < 0. \quad (3,20)$$

Наоборот, если в системе происходят обратимые процессы, то энтропия постоянна, а в равновесном состоянии минимальное значение имеет внутренняя энергия (ϵ), что можно сформулировать в виде неравенства

$$(\Delta U)_{S=\text{const}}^{V=\text{const}} > 0. \quad (3,21)$$

При постоянных p и T условием равновесия будет минимум термодинамического потенциала (Z), откуда

$$(\Delta Z)_{p=\text{const}}^{T=\text{const}} > 0, \quad (3,22)$$

а при постоянных V и T — минимум свободной энергии (F), откуда

$$(\Delta F)_{V=\text{const}}^{T=\text{const}} > 0. \quad (3,23)$$

Основные представления термодинамики необратимых процессов. Изложенные выше основные уравнения и закономерности классической термодинамики относятся главным образом к обратимым процессам и равновесным системам.

Вводя представления об относительном локальном равновесии в малых частях большой сложной неравновесной системы, можно этим частям приписать определенные температуры и другие термодинамические величины и применять к ним закономерности обратимых процессов.

Таким образом, термодинамика нестатических процессов обобщает основные соотношения классической термодинамики (3,5) и (3,9). При этом предполагается: во-первых, что эти равенства остаются справедливыми в дифференциальном смысле относительно небольших локально равновесных объемов тела, а величины dQ , U , S имеют удельные значения; во-вторых, что энтропия зависит только от тех параметров, функцией которых она является при равновесии, т. е. не зависит явно от пространственных координат и времени. Наконец, считают, что суммарные изменения энергии и энтропии внутри данной сложной системы складываются аддитивно из соответствующих изменений в отдельных объемах.

Исходя из этих положений основные уравнения термодинамики необратимых процессов могут быть написаны в виде

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dU}{dt} + \frac{dA}{dt}, \quad (3,24)$$

$$\frac{dS}{dt} = \int \frac{1}{T} \frac{dQ'}{dt} d\tau, \quad (3,25)$$

причем

$$U = \int u d\tau, \quad (3,26)$$

$$S = \int s d\tau, \quad (3,27)$$

где u и s — объемные плотности энергии и энтропии, $\frac{dQ'}{dt} d\tau$ — количество тепла, сообщаемое элементу объема $d\tau$ в единицу времени.

III-4. ИЗЛУЧЕНИЕ, ПОГЛОЩЕНИЕ И ОТРАЖЕНИЕ ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ

Так как теплообмен Земли с внешним пространством происходит главным образом в виде поглощения и излучения лучистой энергии, необходимо рассмотреть закономерности этих процессов.

Тело, на которое падает поток лучистой энергии, может взаимодействовать с последним тремя способами: оно может отражать, поглощать и пропускать сквозь себя лучистую энергию без поглощения. В общем случае, когда имеются все эти виды взаимодействия, каждая единица приходящей лучистой энергии распадается на отраженную ее часть (r), поглощенную часть (a) и пропущенную сквозь тело часть энергии (b), что выражается соотношением

$$r + a + b = 1. \quad (3,28)$$

Тело, отражающее лучи всех длин волн ($a=b=0$; $r=1$), называется абсолютно белым телом.

Если тело поглощает лучи всех длин без отражения и пропускания ($r=b=0$; $a=1$), оно называется абсолютно черным телом. Наконец, если тело пропускает все лучи без отражения и поглощения ($r=a=0$; $b=1$), его можно назвать абсолютно прозрачным.

Реальные тела и поверхности частично отражают и поглощают падающую на них лучистую энергию. Способность тел отражать и поглощать лучистую энергию характеризуется величиной отношения отраженной части энергии к полному количеству энергии, падающей на поверхность тела. Эта величина выражается в частях или процентах и носит название *альбедо*.

Альбедо (a) некоторых земных тел приведено в табл. 2.

Поглощая энергию, тела нагреваются и сами начинают излучать лучистую энергию в окружающее пространство. Относительно испускания и поглощения телами лучистой энергии установлены следующие основные законы Кирхгофа, Стефана и Вина.

Закон Кирхгофа утверждает, что отношение калорического испускания ($e(X, T)$) как функции абсолютной температуры (T) и длины волны (X) к калорическому поглощению ($a(K, T)$) есть одинаковая для всех тел функция длины волны (λ) и абсолютной температуры тела (T), равная калорическому испусканию абсолютно черного тела $E(\lambda, T)$:

$$\frac{e(\lambda, T)}{a(\lambda, T)} = \frac{e(\lambda, T)}{1-a} = E(\lambda, T). \quad (3,29)$$

Значения альbedo (а) для различных поверхностей

Характер поверхности		Характер поверхности	
Известняк.....	56	Глина синяя, сухая.....	23 16
Трахитовая лава	10	» » мокрая	5—14
Базальтовая лава.....	6	Трава зеленая	16—27
Гранит	12—18	» выгоревшая	14-18.
Поверхность глинистой пустыни	29—31	Кроны деревьев.....	33—3а
Поверхность лессовой пустыни .	28—38	Желтые листья осенью	
		Вода (в зависимости от высоты солнца и гладкости поверхности).....	2—78
Снег свежий.....	85	Суммарное, среднее альbedo Земли	37 (Б. ЕЛ Алисов)
» талый.....	30—65		40 (М. И. Будыко)
» старый.....	70		

Закон Стефана гласит: интегральное излучение абсолютно черного тела пропорционально четвертой степени его абсолютной температуры

$$E(T) = \int_0^{\infty} E(\lambda, T) d\lambda = CT^4 \left(\frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{мин}} \right), \quad (3,30)$$

где $C = 8,26 \cdot 10^{-11}$.

Вин вывел закон: длина волны (λ_m), соответствующая наибольшему лучеиспусканию (E_m) абсолютно черного тела, обратно пропорциональна его абсолютной температуре

$$\lambda_m T = A = \text{const}, \quad (3,31)$$

где $A = 0,288$, если λ выражена в сантиметрах.

Согласно этому закону при увеличении абсолютной температуры излучающего тела от значения T_1 до значения T_2 длина волны, соответствующая наибольшему испусканию, уменьшается ($km_2 < h_{m1}$), а сам максимум на кривой распределения излучения по спектру смещается в сторону более коротких волн (рис. 5).

Из законов излучения в связи с основными принципами термодинамики вытекают следующие выводы:

1. Излучение тела (\mathcal{E}_T), не имеющего собственных источников энергии, стремится сравняться с его поглощением (A_m). Температуру тела в этом случае, зная \mathcal{E}_T , A_m или A^{TM} , можно вычислить по формулам (3,30) и (3,31).

2. Если в теле имеется постоянный источник тепла, то температура, излучающего слоя в равновесном состоянии при данном поглощении (J) будет выше, чем при отсутствии внутреннего источника (B), а испускание (E) будет превышать поглощение лучистой энергии на величину внутреннего источника ($E = A + B$ $\mathcal{E} > J$; рис. 6,а). Наоборот, в случае наличия в излучающем слое эндотермических процессов (B_2), идущих с поглощением тепла (рис. 6,б), излучение при стационарном состоянии должно быть меньше поглощения лучистой энергии ($A = E + B$; $E < A$).

Рассматривая с точки зрения изложенных выше представлений поглощение и испускание лучистой энергии Землей, нужно иметь в виду следующие обстоятельства.

1. На Землю падает поток коротковолновой радиации Солнца (X_m около $0,5 \text{ \AA}$) мощностью $2 \text{ кал/см}^2\text{-мин}$ (солнечная постоянная), а Земля испускает длинноволновое инфракрасное излучение с максимумом энергии в области $\lambda_m = 8\text{--}10 \text{ \AA}$.

Как известно, энергия кванта света (фотона) $\omega = h\nu$, где $h = 6,624 \cdot 10^{-27} \text{ эрг}\cdot\text{сек}$ — постоянная Планка, а $\nu = \frac{c}{\lambda}$ — частота соответствующих электромагнитных колебаний, равная скорости света (c), деленной на длину волны (λ).

Отсюда следует, что поглощаемые Землей коротковолновые фотоны или кванты представляют собой относительно крупные, а испускаемые кванты — относительно мелкие порции энергии.

Таким образом, происходит качественное необратимое превращение мощных коротковолновых фотонов в слабые низкочастотные с измене-

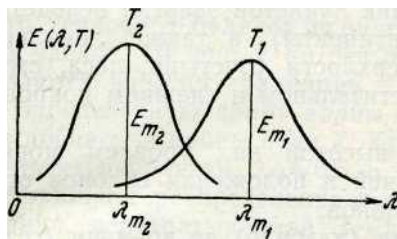


Рис. 5. Смещение максимума излучения (E_m) при изменении температуры излучающего тела (T). Если $T_2 > T_1$, то $\lambda_{m2} < \lambda_{m1}$

ниями в окружающем Землю пространстве и совершением соответствующих работ, представляющих собой все процессы, идущие за счет поглощаемой лучистой энергии Солнца.

2. Поглощение лучистой энергии поверхностью Земли происходит очень неравномерно и изменяется в зависимости от многочисленных условий. Главнейшие из этих условий включают:

а) шаровидную форму Земли, обуславливающую широтную зональность поглощения и, следовательно, испускания;

б) вращение Земли вокруг оси и смену дня и ночи, вследствие чего, поглощение происходит импульсами в течение дня, а испускание идет непрерывно;

в) наклон земной оси и вращение Земли вокруг Солнца, служащие причиной сезонных изменений поглощения и испускания лучистой энергии;

г) вековые и тысячелетние прецессионные движения земной оси, изменяющие среднее альbedo Земли в связи с изменением среднего широтного положения различных земных поверхностей относительно, Солнца;

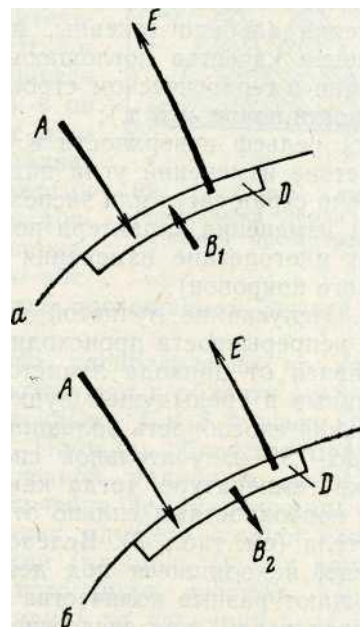


Рис. 6. Схема теплового баланса в объеме D при наличии: а) экзотер-

мического (B_1) и б) эндотермического (B_2) внутреннего источника; L — поглощаемая коротковолновая радиация солнца; E — длинноволновое излучение Земли

д) облачность и влажность воздуха, изменяющие регионально и локально альбедо и способность поглощения, вследствие так называемого «оранжерейного эффекта». Последний состоит в том, что водяные пары в воздухе относительно хорошо пропускают к земной поверхности коротковолновую радиацию Солнца, но поглощают и задерживают длинноволновое излучение Земли. Вследствие этого в нижнем влажном слое воздуха происходит как бы нагнетание или увеличение плотности длинноволновой лучистой энергии, повышающее температуру подстилающей поверхности и нижнего слоя тропосферы. Разница так называемых «континентальных» и «морских» климатических условий обусловлена, по-видимому, главным образом оранжерейным эффектом и фазовыми переходами влаги. Оранжерейный эффект повышает среднюю температуру воздуха, а фазовые переходы снижают амплитуды сезонных колебаний температуры;

е) крупные изменения характера земной поверхности в пространстве, вызывающие различия в поглощении лучистой энергии вследствие изменения альбедо (океаны, моря, континенты), а также локальные изменения качества поглощающей поверхности (пустыни, леса, степи, различия в геологическом строении, растительном и снежном покровах, влажности почвы и т. д.);

ж) рельеф поверхности в связи с высотой над уровнем моря и вследствие изменений угла падения лучей и положения склонов относительно стран света или экспозиции склонов;

з) изменения характера поверхности (альбедо) во времени (сезонные и многолетние изменения в развитии снежного, растительного и ледового покровов).

3. Испускание лучистой энергии земными поверхностями в силу своей непрерывности происходит гораздо равномернее, чем поглощение, но, завися от прихода лучистой энергии, оно также зависит от всех указанных в предыдущем пункте условий. Следует заметить, что излучательная способность большинства земных поверхностей составляет от 0,90 до 0,99 излучательной способности абсолютно черного тела при той же температуре, тогда как поглощение радиации реальными земными поверхностями сильно отличается от поглощения абсолютно черного тела (см. табл. 2). Вследствие этого реальные тела с различными альбедо, находящиеся под действием одинакового потока излучения, поглощают разные количества энергии, в них устанавливаются разные температуры и, как следствие, они излучают с различной интенсивностью.

4. На характер теплового режима Земли оказывают большое влияние фазовые переходы воды. При увеличении поглощения лучистой энергии развиваются процессы таяния и испарения, препятствующие резкому повышению температуры. Наоборот, при преобладании лучеиспускания идут процессы конденсации и замерзания воды и выделение скрытых теплот, вследствие чего температура земных поверхностей и излучение понижаются постепенно. Эти процессы значительно уменьшают изменения температур земных поверхностей и их излучения. В том же направлении действуют и другие изотермические процессы.

Однако вследствие многочисленности факторов, влияющих на поглощение и испускание лучистой энергии и их изменения от точки к точке на земной поверхности во времени, температурное поле в поверхностном слое литосферы имеет очень сложную структуру. Это, в частности, выражается прерывистым и сложным залеганием мерзлых толщ, а также изменением среднегодовых температур и амплитуд в горных породах.

Такая сложность температурного поля Земли, а также формирование температуры ее поверхности и температуры верхних слоев атмосферы по разным законам, осложняет представление о температуре Земли в целом, включая атмосферу. Говоря о температуре Земли в целом, следует иметь в виду усредненную температуру поверхностного слоя литосферы и гидросферы.

III-5. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ (ТЕПЛОВОЙ) БАЛАНС ЗЕМЛИ

Приведенные выше положения и данные позволяют составить общую схему теплообмена Земли, включая ее атмосферу, с внешним пространством.

Так как подавляющая часть этого теплообмена представлена обменом лучистой энергии, ее можно с большим приближением изобразить схемой, показанной на рис. 7, а недостающие составляющие учесть в уравнении общего теплового баланса в виде дополнительных членов. На рис. 7 по оси ординат откладываются энергии радиации, приходящиеся на определенную длину волны $E(X, T)$ а по оси абсцисс — длины волн X . Кривая 1 с максимумом в области $X \approx 0,5 \mu$, представляет спектральное распределение лучистой энергии Солнца, перехватываемой Землей. Зная точный ход кривой 1 по всему спектру, по площади, заключенной между кривой 1 и осью абсцисс, можно вычислить полное количество поглощаемой Землей лучистой энергии Солнца.

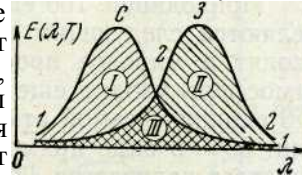


Рис. 7. Схема лучистого теплообмена Земли с мировым пространством

Кривая 2 изображает соответственно распределение по спектру длинноволнового излучения Земли с максимумом в области $X = 8-10 \mu$. Как видно из рис. 7, площадь между кривыми 1 и 2 и осью абсцисс распадается на три области: I, II и III. Площадь области I представляет собой долю коротковолновой солнечной радиации, необратимо превращающуюся в длинноволновое излучение Земли. Площадь области II выражает энергию земного излучения, идущего, с одной стороны, за счет превращенной солнечной радиации (площадь I), а с другой — за счет других внешних и внутренних источников энергии. Поэтому площадь II должна быть больше площади I на величину этих источников энергии. Площадь II по существу представляет собой необратимые превращения энергии в объеме Земли, включая атмосферу, т. е. все процессы развития и соответствующие работы.

Наконец, площадь области III равна доле поглощаемой солнечной радиации, испускаемой Землей без качественного превращения энергии. Другими словами, в результате поглощения и испускания этой доли энергии Землей во внешнем пространстве изменений не происходит, т. е. превращения этой части энергии представляют собой обратимые процессы на Земле, не участвующие в развитии последней.

Обозначая через A_c поглощенную солнечную радиацию, $A_{пр}$ — превращения энергии прочих источников, W_n — работу при необратимых процессах, $W_{об}$ — работу при обратимых процессах, E_s — излучение Земли и $\Delta C/3$ — изменение внутренней энергии Земли, можно на основании первого начала написать следующее уравнение теплового баланса для объема Земли, включающего ее атмосферу:

$$A_c + A_{пр} = W_n + W_{об} = E_s + \Delta U_3. \quad (3,32)$$

Уравнение (3,32) является самым общим выражением энергетического (теплового) баланса Земли.

:

В климатологии применяется другая более детализированная схема! теплового баланса земного шара. Эта схема (Алисов, Дроздов, Рубин-1штейн, 1954) представлена на рис. 8. Расчет теплового баланса по этой схеме производится отдельно для мирового пространства, атмосферы и подстилающей поверхности Земли, а также для коротковолновой радиации Солнца, длинноволновой радиации Земли и атмосферы и теплопереносимого от земной поверхности в атмосферу турбулентным теплообменом и механизмом испарения — конденсации (столбец 3). При этом для каждой горизонтальной области приход считается положительным, а расход — отрицательным. Общий приход коротковолновой радиации Солнца к границе атмосферы считается равным $255\ 000\ \text{ккал/см}^2\text{-год}$ и одна сотая этого количества принята за условную единицу. В этих единицах ($2,55\ \text{ккал/см}^2\text{-год}$) и выражены балансы на схеме.

Приходящие 100 единиц коротковолновой радиации Солнца распределяются следующим образом: 27 единиц отражаются от облаков и уходят в мировое пространство; в результате рассеяния радиации в атмосфере уходят еще 7 единиц; 12 единиц поглощаются облаками, а 6 единиц — самой атмосферой. Земной поверхности достигает 48 единиц: 30 — в виде прямой (Q) и 18 — в виде рассеянной радиации (q). Из этого количества 43 единицы ($Q = 27$ и $q = 16$) поглощаются поверхностью Земли, а 5 единиц ($Q = 3$ и $q = 2$) отражаются от земной поверхности; из них 2 единицы рассеиваются и поглощаются в атмосфере и облаках, а 3 единицы уходят в мировое пространство. Все эти величины показаны в левой части схемы.

Отношение отраженной части радиации ко всей приходящей радиации ($37/100$) представляет собой альбедо (a) Земли как планеты.

Далее, относительно длинноволновой радиации атмосферы и поверхности Земли авторы схемы рис. 8 говорят следующее:

«Радиация, поглощенная атмосферой, идет на ее нагревание. Как всякое нагретое тело, атмосфера излучает, имея максимум излучения в области спектра, соответствующей ее температуре. Это излучение лежит в области длинных волн с максимумом около $8\text{--}10\ \mu$. В годовой сумме оно составляет 151 единицу (см. рис. 8). Излучает главным образом содержащийся в атмосфере водяной пар. В атмосфере происходит многократное излучение и поглощение лучистой энергии различными слоями, плотность же и содержание водяного пара наибольшие у земной поверхности, где к тому же и температура значительно выше, чем в тропосфере и нижней атмосфере.

Вследствие этого доходящее до Земли излучение нижних слоев атмосферы (96 единиц) больше количества тепла, излучаемого более высокими слоями атмосферы, часть из которого попадает в мировое пространство (55 единиц). Всего таким образом атмосфера теряет 151 единицу. Нагретая поверхность Земли, в свою очередь, в соответствии со своей температурой излучает в этой области спектра в общей сложности 116 единиц. Разность $116 - 96 = 20$ единиц образует эффективное излучение земной поверхности (E). Из излучаемых 116 единиц перехватывается и поглощается в атмосфере 108 единиц и уходит в мировое пространство 8 единиц» (Алисов и др., 1954, стр. 52).

Нагревание атмосферы происходит не только путем поглощения лучистой энергии, но также и при конденсации паров воды, испарившейся с подстилающей поверхности. При этом подстилающая поверхность теряет, а атмосфера получает 19 единиц (LM , где L — теплота испарения, а M — испарение за год). Четыре единицы передаются от

подстилающей поверхности в атмосферу за счет турбулентного перемешивания (Алисов и др., 1954).

Приходы и расходы энергии баланса для системы Земля с атмосферой — мировое пространство, атмосферы и подстилающей поверхности показаны в правой части схемы рис. 8.

Согласно этой схеме, используя приведенные выше обозначения и называя разность между поглощаемой коротковолновой радиацией и длинноволновым эффективным излучением Земли — радиационным

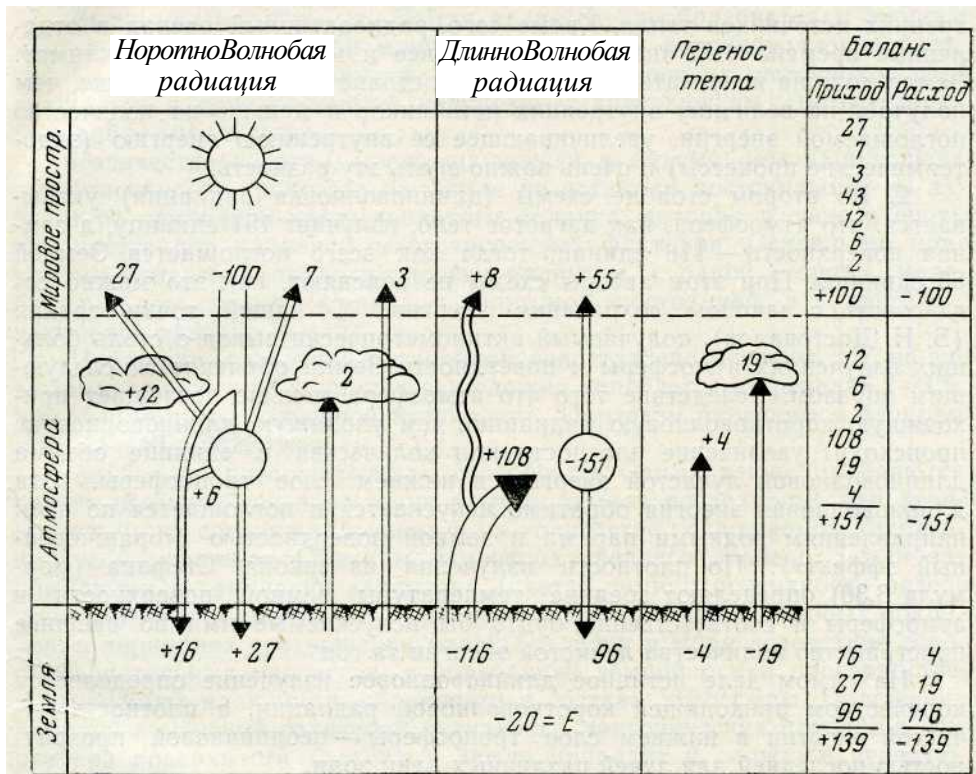


Рис. 8, Схема теплового баланса земного шара по Б. П. Алисову, О. А. Дроздову и Е. С. Рубинштейну

балансом подстилающей поверхности (R), можно составить следующее уравнение:

$$R = (1 - \alpha_1)(Q + q) - E = p + LM, \quad (3,33)$$

где α_1 — альbedo подстилающей поверхности для солнечной радиации; Q и q — соответственно прямая и рассеянная солнечная радиация; E — эффективное длинноволновое излучение подстилающей поверхности; p — турбулентный теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой и LM (произведение скрытой теплоты испарения L на количество испаряемой влаги за год M) — количество тепла, переносимого механизмом испарения — конденсации от подстилающей поверхности в атмосферу.

При рассмотрении схемы теплового баланса земного шара (рис. 8) возникает ряд принципиальных замечаний и вопросов.

1. По данной схеме Земля поглощает из мирового пространства 63 единицы коротковолновой радиации и испускает такое же количество длинноволнового излучения. Таким образом, в этой схеме не учитываются внутренние источники энергии из-за их малости по сравнению с приходом и расходом лучистой энергии. Такое пренебрежение внутренними источниками допустимо в современной климатологии, но их нельзя не учитывать в геологических науках, в мерзлотоведении и палеоклиматологии. Развитие мерзлых толщ определяется как поверхностными, так и нижними граничными условиями, зависящими от внутренних источников тепла. Кроме того, радиоактивный распад в отдаленные времена был значительно сильнее и мог влиять на климат. Земля должна испускать во внешнее пространство энергии больше, чем получает на величину внутренних источников и меньше на количество поглощаемой энергии, увеличивающее ее внутреннюю энергию (эндогенные процессы) и очень важно знать эту разность.

2. Во втором столбце схемы (длинноволновая радиация) указывается, что атмосфера, как нагретое тело, излучает 151 единицу, а земная поверхность—116 единиц, тогда как всего поглощается Землей 63 единицы. При этом авторы схемы не поясняют, как это можно согласовать с законом сохранения энергии. С нашей точки зрения (Б. Н. Достовалов), получаемый актинометрически вывод о столь больших излучениях атмосферы и поверхности Земли объясняется следующим образом. Вследствие того что атмосфера меньше поглощает приходящую коротковолновую радиацию, чем уходящую длинноволновую, происходит увеличение плотности или количества в единице объема длинноволновой лучистой энергии в нижнем слое тропосферы. Эта длинноволновая энергия обратимо испускается и поглощается по всем направлениям водными парами и земной поверхностью («оранжерейный эффект»). По плотности излучения из закона Стефана (формула 3,30) определяют средние температуры земной поверхности и атмосферы и соответственно будто бы испускаемые ими во внешнее пространство количества лучистой энергии за год.

На самом деле истинное длинноволновое излучение определяется количеством приходящей коротковолновой радиации, а плотность лучистой энергии в нижнем слое тропосферы — неодинаковой прозрачностью последней для лучей различных длин волн.

Истинными излучениями земной поверхности и атмосферы являются их соответствующие эффективные излучения ($E_3 = 20$ ед. и $\epsilon_{ат} = 43$ ед.), а величины 116 ед. и 151 ед. включают не только эффективное излучение, но и плотность лучистой энергии или «оранжерейный эффект», который не должен учитываться в балансе.

3. Балансы для воздушной оболочки и Земли в правой части схемы включают помимо истинного прихода коротковолновой радиации также и превращенную энергию, т. е. одну и ту же энергию два раза, поэтому приходы и расходы получаются больше истинных.

Таким образом, здесь налицо отход от первого начала термодинамики в сторону бухгалтерского баланса, в котором в приход записываются и действительное поступление средств, и их оборот. В тепловой баланс, составляемый на основе начал термодинамики, должны входить только истинные приходы и расходы энергии.

4. Схема рис. 8 и уравнение (3,33) статичны и не содержат идеи развития, т. е. в них никак не учитываются процессы и соответствующие работы, приводящие к появлению новых качеств, или, иначе говоря, к развитию Земли. В отличие от этого схема рис. 7 и уравнение (3,32) связаны с развитием, так как учитывают работу необратимых

процессов (W_H) и изменение внутренней энергии Земли (AU). Однако уравнение (3,33) выражает весьма важную для климатологии связь между радиацией, поглощенной и испускаемой подстилающей поверхностью и испарением с последней.

III-6. ИЗМЕНЕНИЕ ПРИХОДА И РАСХОДА ЭНЕРГИИ В ТЕПЛОМ БАЛАНСЕ ЗЕМЛИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КЛИМАТ

Выше указывалось, что Земля является преобразователем энергии или своего рода тепловой машиной, в которой коротковолновая энергия Солнца и энергия других внутренних и внешних источников превращается в длинноволновое излучение с совершением соответствующих работ (процессов).

Количество энергии, превращающейся в объеме Земли, а отсюда и интенсивность процессов на Земле не остаются постоянными, но зависят от приходной части теплового баланса, которая в свою очередь изменяется под влиянием многочисленных факторов. Основными причинами изменения прихода энергии являются, с одной стороны, колебания в деятельности Солнца и солнечной постоянной, а с другой - изменения альбедо Земли.

Изменения солнечной постоянной недостаточно изучены, но, по-видимому, ее величина периодически сложно колеблется в пределах 2—1% в зависимости от солнечной активности. При этом отмечаются периоды в 11, 35—40 и более лет.

Альбедо и поглощательная способность Земли также изменяются как во времени, так и от точки к точке земной поверхности, что отражается на их средних значениях и на количестве поглощаемой коротковолновой радиации. Причины изменения среднего альбедо Земли заключаются в изменении характера (цвета) земной поверхности вследствие того или иного развития растительных, снежных и ледовых покровов, в вариациях соотношения площадей суши и моря вследствие горобразовательных процессов, в колебаниях земной оси в пространстве, в изменениях влажности, облачности и состава атмосферы. Наложение влияний изменений солнечной активности, тектонических процессов, характера поверхности (альбедо) Земли приводит к сложным чередующимся изменениям теплового состояния и климатических условий Земли как в течение геологических эпох, так и за сравнительно короткие промежутки времени. Так, следы оледенений находят начиная с архея, и по геологическим данным можно получить некоторые представления о смене климатов относительно большей части геологических эпох.

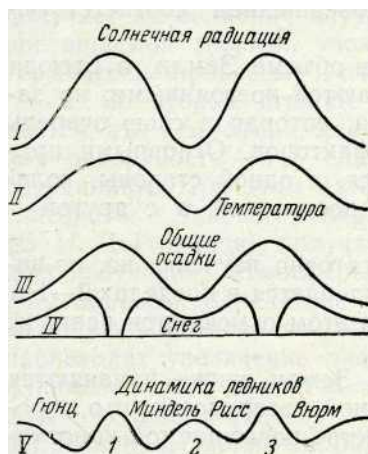
Существуют многочисленные гипотезы, пытающиеся объяснить эволюцию климатов. Общим недостатком этих гипотез является стремление авторов положить в основу своей гипотезы только какую-нибудь одну из указанных выше причин изменения теплового состояния Земли, тогда как, по-видимому, они действуют одновременно и комплексно.

В качестве примера возможных влияний изменений поглощаемой солнечной радиации на тепловое состояние Земли можно привести схему Симпсона (1934) (рис.9).

На этом рисунке показано влияние изменения солнечной радиации (кривая I) на ход средней температуры Земли (кривая II) и в связи с этим вариации общего количества осадков (кривая III) и осадков в виде снега (кривая IV). В нижней части схемы изображено наступление и отступление ледников в виде кривой V, показывающей соответственные высоты конечных морен.

Если излучение Солнца увеличивается, то температура поверхности Земли возрастает, причем на экваторе больше, чем на полюсах, соответственно усиливаются и атмосферная циркуляция, испарение, облачность и осадки. Увеличение облачности и циркуляции атмосферы, сглаживая температурные различия между летом и зимой, материками и океанами, делают климат более морским, тогда как при уменьшении радиации последний становится более континентальным.

Общее количество испарения и осадков (кривая III) следует изменениям поглощаемой радиации и температуры, но количество осадков в виде снега ведет себя иначе. В начале увеличения радиации количество осадков в виде снега даже возрастает и ледники растут вследствие



более обильного питания. Но при дальнейшем повышении температуры осадки в виде снега вообще перестают выпадать (кривая IV); ледники тают, и конечные морены отлагаются на более высоких уровнях (кривая V).

Таким образом, в областях, где возможно накопление снега, максимум радиации (кривая I) приводит к наступлению двух оледенений, разделенных теплой влажной межледниковой эпохой (кривая IV), а минимум — к холодной и сухой межледниковой эпохе. В области, где накопление снега невозможно, чередуются соответственно дождливые и сухие периоды.

Рис. 9. Влияние двух циклов солнечной радиации на охлаждение Земли по Симпсону

Симпсон использовал геологические данные, на основе которых он считает, что в течение четвертичного периода было два полных колебания солнечной активности с периодом порядка 10^5 лет и изменениями интенсивности излучения до 40%. Однако предположение, что Солнце является переменной звездой с таким периодом изменений активности в настоящее время не поддается проверке.

Гипотеза Симпсона в связи с воззрениями В. Ю. Визе получила дальнейшее развитие в работах П. П. Предтеченского, который предложил схему изменений климата в течение геологических эпох в зависимости от изменений солнечной активности, влияющих на общую циркуляцию в атмосфере и гидросфере.

П. П. Предтеченский считает, что при усилении солнечной активности переносы тепла в атмосфере увеличиваются, а континентальность циркуляционных и климатических зон уменьшается. Ослабление солнечной активности, наоборот, приводит к увеличению континентальности.

При усилении солнечной активности в зональных циркуляциях происходят следующие изменения:

- 1) границы экваториально-тропической зоны сдвигаются в более высокие широты, а температура этой зоны несколько снижается;
- 2) границы полярных зон перемещаются в более низкие широты, а средние и особенно зимние их температуры возрастают;
- 3) зоны умеренных широт убывают по площади: климат становится менее континентальным;

4) температурный градиент между экватором и полюсами уменьшается, особенно зимой.

Схема распределения климатических зон в различные геологические эпохи представлена на рис. 10.

Расположение климатических зон при минимуме солнечной активности изображено на рис. 10, а. В это время преобладает западно-восточный перенос воздушных масс, климат резко континентальный, пустыни сильно развиты; умеренные зоны занимают наибольшую площадь.

Положение климатических зон при максимуме солнечной активности показано на рис. 10, б. В эту эпоху преобладает меридиональная циркуляция (зона умеренных широт исчезает, температурный градиент экватор—полюс минимален). Притропические максимумы давления сдвинуты к полюсам и не замыкают больше циркуляцию экваториальной зоны, поэтому пустыни почти исчезают. Климат морской и однообразный на больших территориях, как показывают ископаемые флоры. Кроме указанных выше гипотез эволюция климатов объяснялась также изменениями положения земной оси по отношению к плоскости эклиптики (Миланкович, 1939), изменениями состава атмосферы (Тиндаль, Гемфрис), а также геологическими причинами — горообразованием и движением континентов (Брукс, Вегенер, Кеппен и др.).

III-7. РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ТЕПЛОВЫЕ БАЛАНСЫ

Переходя к рассмотрению региональных и локальных тепловых балансов, следует иметь в виду, что их уравнения представляют собой частные формулировки закона сохранения энергии. Эти уравнения можно составлять для различных объемных участков и поверхностей внешней географической оболочки Земли, при этом тепловой баланс «поверхности» представляется как

слоя.

В конкретные рассматриваемые объемы частей литосферы, гидросферы или атмосферы энергия может поступать различными способами и путями и все они принципиально должны учитываться в виде соответствующих членов уравнения теплового баланса. В частности, перенос тепла может осуществляться движущейся водой, поэтому для более полной характеристики теплового режима рассматриваемого объемного участка суши необходимо наряду с его тепловым балансом рассматривать также и соответствующий водный баланс. Однако вследствие недостаточной точности измерений в конкретных случаях приходится прибегать к схематизации теплового баланса тонкого поверхностного слоя.

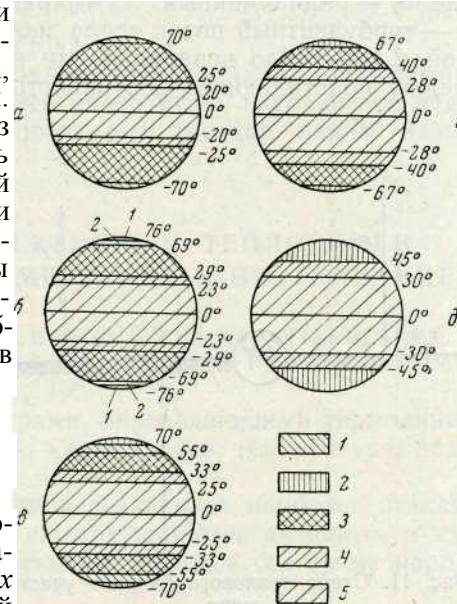


Рис. 10. Схема распределения климатических зон во времена (по П. П. Предтеченскому): а — триаса, б — верхней перми (и ближайшего геологического будущего), в — ледниковой эпохи, г — эоцена — олигоцена — миоцена, д — мела — палеоцена; / — холодные полярные, 2 — теплые полярные умеренные широты, 4 — притропический максимум давления, 5 — экваториальная зона

баланса, пренебрегая многими его членами вследствие их относительной малости и неизученности.

Так, например, по этой причине в уравнении (3,34) не учитывается поток тепла, идущий из внутренних частей Земли, расход энергии на фотосинтез в растительном покрове, теплообмен с верхним слоем пород и т. д.

Рассматривая мерзлотные процессы в (породах, необходимо учитывать происходящий в них теплообмен и включать в уравнение теплового баланса дополнительные члены.

Так, составляя уравнение теплового баланса для участка суши за некоторый промежуток времени (полугодие) по схеме рис. 11 (Будыко, 1956), имеем

$$R = LM + p + A, \quad (3,34)$$

где R — радиационный суммарный поток тепла через поверхность, p — турбулентный поток тепла между поверхностью породы и атмосферой, LM — тепло испарения или конденсации воды и A — поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями породы.

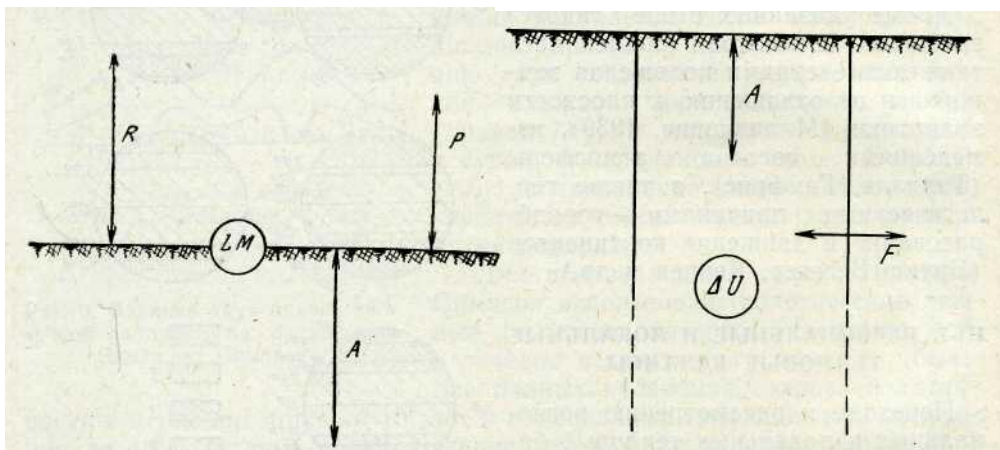


Рис. 11. Схема теплового (баланса участка суши

Рис. 12. Схема теплового баланса верхнего слоя литосферы или гидросферы

Величину теплообмена между деятельной поверхностью и залегающими ниже слоями (A) можно определить детальнее через другие составляющие теплового баланса верхних слоев литосферы по схеме рис. 12, составленной для вертикальной призмы породы, верхнее основание которой совпадает с земной поверхностью, где ΔU — изменение внутренней энергии рассматриваемого объема породы и F — теплообмен призмы породы с окружающим пространством по горизонтали. Отсюда имеем

$$A = \Delta U + F. \quad (3,35)$$

Здесь член A включает также и тепловой поток, идущий через нижнее основание призмы из недр Земли.

В случае крупных по площади массивов горных пород малой мощности теплообмен по горизонтали незначителен и член F в уравнении (3,35) может не учитываться. Но если рассматривается тепловой баланс части гидросферы, возможен боковой перенос тепла течениями и эту составляющую теплового баланса приходится принимать во внимание.

Наряду с уравнением теплового баланса в расчетах приходится пользоваться и уравнением водного баланса. Уравнение водного баланса поверхности суши выражает равенство прихода и расхода влаги, поступающей к рассматриваемому горизонтальному участку поверхности или в некоторый объем породы за определенный промежуток времени.

Для поверхности суши это уравнение имеет вид

$$r = e + f + b, \quad (3,36)$$

где z — осадки, e — разность испарения и конденсации на земной поверхности, f — сток и b — изменение содержания влаги в породе.

Если содержание влаги в породе за год не меняется, то для этого периода времени уравнение (3,36) примет вид

$$r = e + f, \quad (3,37)$$

т. е. осадки равны сумме испарения и стока.

Для всего земного шара в состоянии динамического равновесия горизонтальное перераспределение влаги равно нулю, и уравнение водного баланса принимает простую форму $z = e$ (осадки равны испарению).

Б. КОНДУКТИВНЫЙ И КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ИХ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ

III-8. ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ ГОРНЫХ ПОРОД И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА. ТЕПЛООБМЕН И ТЕПЛООБОРОТЫ

Основными внутренними параметрами, определяющими термодинамическое состояние системы, являются, как известно, температура, давление и объем.

В верхних слоях горных пород, подвергающихся наиболее резким тепловым воздействиям, температура служит наиболее активным и изменяющимся параметром, характеризующим тепловое состояние пород и его изменения.

Распределение температуры в горных породах называется их *температурным полем*.

Температурное поле в породах полностью определено, если известны значения температуры (t) во всех точках горной породы в каждый заданный момент времени (τ), т. е. если известна функция $t(x, y, z, \tau)$.

Точки с одинаковыми температурами лежат на поверхностях равных температур, уравнение которых, очевидно, имеет вид

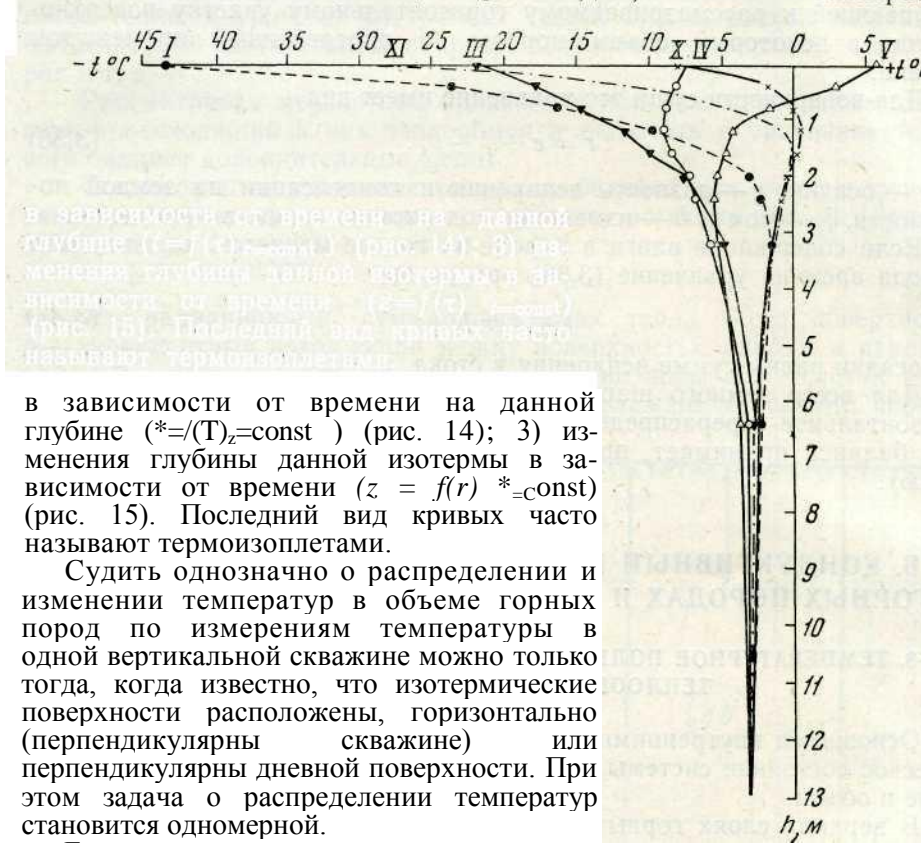
$$t(x, y, z) = \text{const.}$$

Если положение поверхностей равных температур не изменяется во времени, то температурное поле называют *стационарным*.

В противном случае $t(x, y, z, \tau)$ *ФО*, положение поверхностей равных температур изменяется в пространстве и времени, и температурное поле называют *нестационарным*.

На практике о температурном поле в породах чаще всего судят по измерениям температуры в скважинах, где температура (t) измеряется через определенные интервалы по глубине (r) и в известные моменты времени (τ). Такие измерения характеризуют температурное поле как одномерное по данным одиночных скважин,

В результате, очевидно, можно строить три вида температурных кривых: 1) температура в зависимости от глубины R ПЯЯЛИЦШР $ып$ -менты времени ($t=f(z)_{\tau=const}$) (рис. 13); 2) изменение температур



в зависимости от времени на данной глубине ($t=f(\tau)_{z=const}$) (рис. 14); 3) изменения глубины данной изотермы в зависимости от времени ($z=f(\tau)_{t=const}$) (рис. 15). Последний вид кривых часто называют термоизоплетями.

в зависимости от времени на данной глубине ($t=f(\tau)_{z=const}$) (рис. 14); 3) изменения глубины данной изотермы в зависимости от времени ($z=f(\tau)_{t=const}$) (рис. 15). Последний вид кривых часто называют термоизоплетями.

Судить однозначно о распределении и изменении температур в объеме горных пород по измерениям температуры в одной вертикальной скважине можно только тогда, когда известно, что изотермические поверхности расположены горизонтально (перпендикулярны скважине) или перпендикулярны дневной поверхности. При этом задача о распределении температур становится одномерной.

Если же изотермические поверхности изогнуты и не перпендикулярны скважинам, то температурные кривые в соседних скважинах могут заметно отличаться друг от друга (рис. 16). В этом случае направления тепловых потоков, перпендикулярных изотермическим поверхностям, будут составлять с направлением скважины некоторые углы. Через скважину будет распространяться неко-

Рис. 13. Кривые изменения температур пород в зависимости от глубины в различные моменты времени

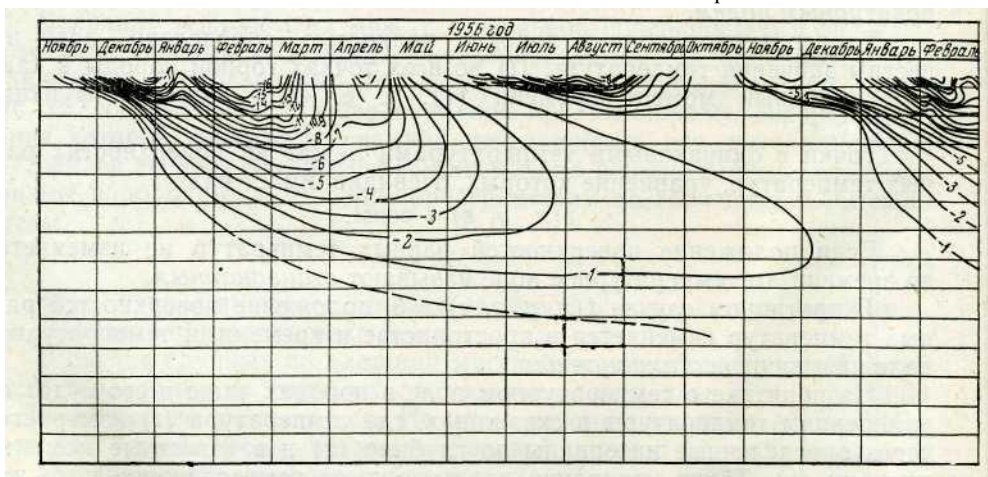


Рис. 15. Кривые изменения глубины данной изотермы

торый боковой поток тепла и температурные измерения в ней не будут отражать однозначно распределение температур в окружающей среде, так как положение изотермических поверхностей в данном случае остается неопределенным. Для оц еделения положения изотермических

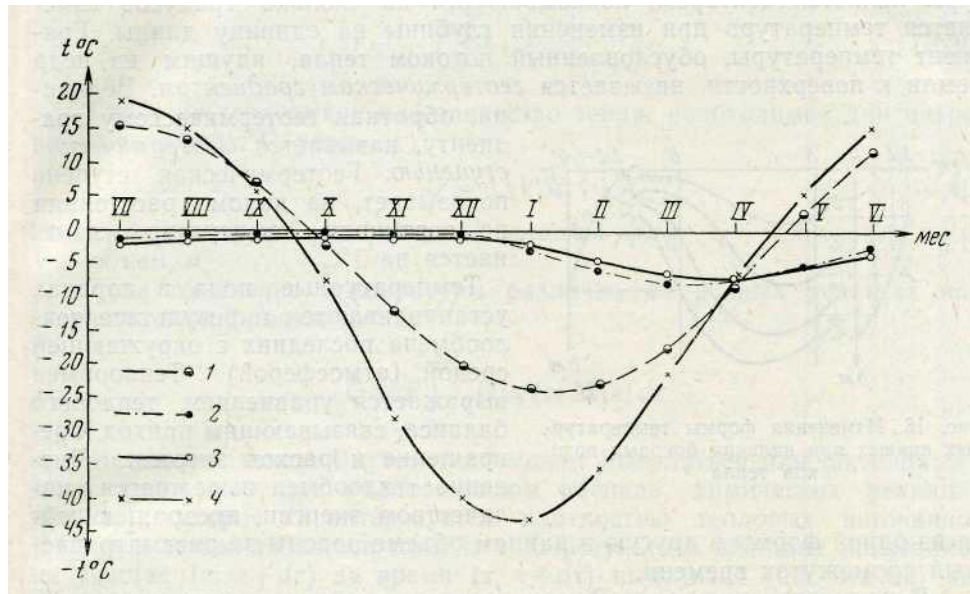
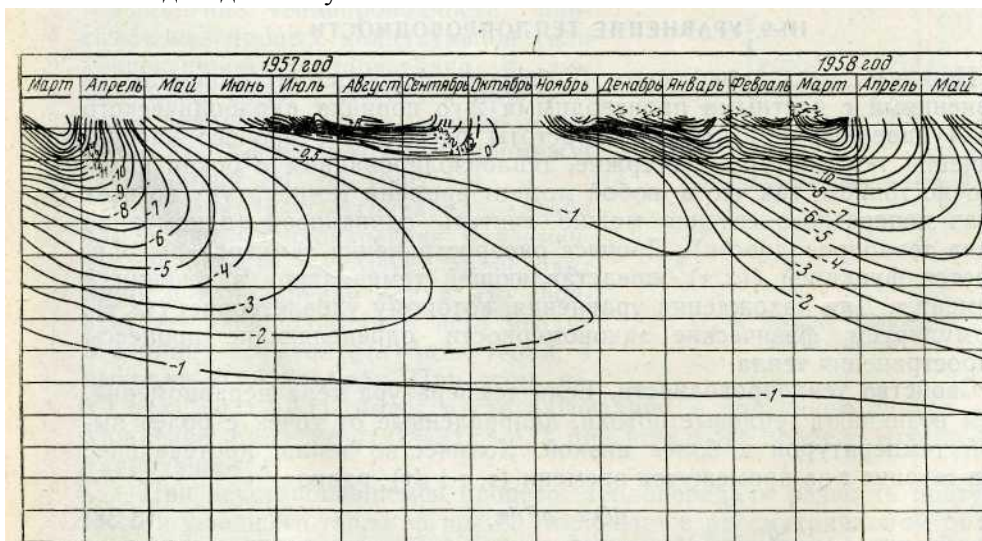


Рис. 14. Кривые изменения температур в зависимости от времени: 1 — на глубине 0,4 м, 2 — на глубине 2 м, 3 — на глубине 2,4 м, 4 — воздуха

поверхностей нужно измерять температуру не менее чем в трех близких друг к другу скважинах, не лежащих на одной прямой.

Окончательный выбор необходимого количества скважин в общем случае определяется конкретными геолого-географическими условиями на каждом данном участке.



в зависимости от времени (термоизоплеты)

Интенсивность изменения температуры в направлении, перпендикулярном изотермическим поверхностям ($-\frac{\partial t}{\partial n}$, где n — нормаль к изопо-

верхности), называется *градиентом температуры*. Градиент температуры является вектором, показывающим на сколько градусов изменится температура при изменении глубины на единицу длины. Градиент температуры, обусловленный потоком тепла, идущим из недр Земли к поверхности, называется *геотермическим градиентом*. Величина, обратная геотермическому градиенту, называется *геотермической ступенью*. Геотермическая ступень показывает, на каком расстоянии по вертикали температура изменится на 1°C .

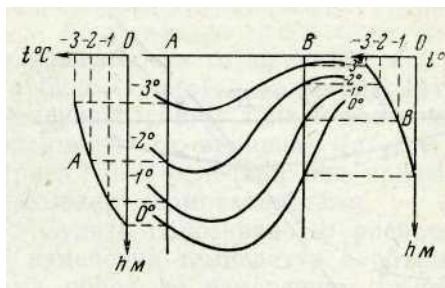


Рис. 16. Изменения формы температурных кривых при наличии боковых потоков тепла

на, обратная геотермическому градиенту, называется *геотермической ступенью*. Геотермическая ступень показывает, на каком расстоянии по вертикали температура изменится на 1°C .

Температурные поля в породах устанавливаются в результате теплообмена последних с окружающей средой (атмосферой). Теплообмен выражается уравнением теплового

баланса, связывающим приход, превращение и расход энергии. Численно теплообмен выражается количеством энергии, превращающейся из одной формы в другую в данном объеме породы за рассматриваемый промежуток времени.

В климатических зонах Земли, где происходят сезонные изменения прихода и расхода энергии, годовой период изменения температур в породах подразделяется на две части: полупериод их нагревания и полупериод их охлаждения. Количество тепла, приходящего в породу за полупериод нагревания и уходящего из нее за полупериод охлаждения, называется *теплооборотом в породе*.

С этими теплооборотах в средних и северных широтах самым тесным образом связаны процессы промерзания и протаивания пород, которые описываются нелинейными уравнениями тепло- и массообмена.

Ш-9. УРАВНЕНИЕ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Процессы теплопроводности (диффузии, фильтрации) описываются уравнениями с частными производными 2-го порядка параболического типа (уравнение Фурье). Для простоты рассмотрим процесс распространения температуры в стержне, теплоизолированном с боков и достаточно тонком, так что в любой момент времени температуру во всех точках поперечного сечения можно считать одинаковой (одномерная задача теплопроводности). Процесс распространения температуры описывается функцией $t(z, x)$, представляющей температуру в сечении z в момент t . Для нахождения уравнения, которому удовлетворяет $t(z, r)$, сформулируем физические закономерности, определяющие процессы распространения тепла.

Свойство теплопроводности. Если температура тела неравномерна, в нем возникают тепловые потоки, направленные от точек с более вы-

сокой температурой к более низкой. Количество тепла, протекающее через сечение z за промежуток времени $(t, t + dt)$, равно

$$dQ = qFdx, \quad (3,38)$$

где $q(z, x) = -X(z) \frac{\partial t}{\partial z}$ — есть плотность теплового потока, равная количеству

тепла, проходящего в единицу времени (час), через единицу площади F , m^2 . Здесь X — коэффициент теплопроводности стержня, зависящий от материала. Знак минус объясняется тем, что теплоток направлен в сторону понижения температуры. Отсюда количество тепла Q ккал, протекающее за промежуток времени (τ_1, τ_2) через сечение z , равно

$$Q = -F \int_{\tau_1}^{\tau_2} \lambda(z) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} d\tau. \quad (3,39)$$

Свойство теплоемкости. Количество тепла, необходимое для нагревания тела на $\Delta t^\circ C_f$ равно

$$Q = c_0 y V \Delta t, \quad (3,40)$$

где c_0 — удельная теплоемкость, ккал/кг-град; y — плотность, кг/м; V — объем, м³.

Если изменение температуры различно на разных участках или стержень неоднороден, то

$$Q = F \int_{z_1}^{z_2} c_0(z) y(z) \Delta t(z) dz.$$

Источники тепла. Внутри тела может выделяться или поглощаться тепло (например, при радиоактивном распаде, химических реакциях

$$Q = F \int_{\tau_1}^{\tau_2} \int_{z_1}^{z_2} w(z, \tau) dz d\tau.$$

и т. д.), которое характеризуется плотностью тепловых источников $w(z, \tau)$ в любой точке z в момент τ . В результате действия источников на участке $(z, z + dz)$ за время $(\tau, \tau + d\tau)$ выделится (поглотится) количество тепла

$$dQ = F w(z, x) dz dx, \text{ или в}$$

интегральной форме на участке (z_1, z_2) за время (τ_1, τ_2)

Уравнение теплопроводности, описывающее процесс кондуктивной (или конвективной) теплопередачи в любой точке тела, получается при подсчете баланса тепла на некотором отрезке (z_1, z_2) за некоторый промежуток времени (τ_1, τ_2) (рис. 17).

Поскольку рассматриваемая задача одномерна, теплопередача в элементарном объеме $\Delta x \Delta y \Delta z$ происходит лишь в направлении оси x . По свойству теплопроводности в него входит в единицу времени $q(x) \Delta y \Delta z$ тепла, а выходит $q(x + \Delta x) \Delta y \Delta z$. При этом, если $q(x) > q(x + \Delta x)$, имеет место нагревание, в противном случае — охлаждение. Если же $q(x) = q(x + \Delta x)$ при всех τ , то процесс является установившимся.

При неустановившемся процессе теплопередачи разность поступившего и ушедшего тепла за время τ приведет в рассматриваемом объеме к нагреванию (охлаждению) его на величину $c \Delta t \Delta x \Delta y \Delta z$. При этом за

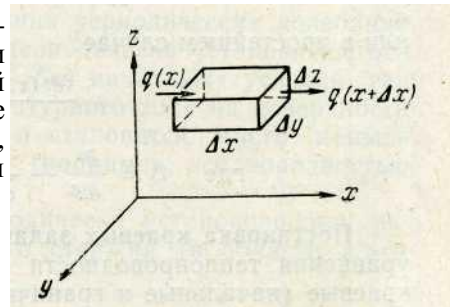


Рис. 17. К выводу уравнения теплопроводности

счет распределенных источников поглощается (выделится) $w(x, y, z, t)$ $Ax Ay Az$: тепла. В результате за время Δt по закону сохранения энергии имеем

$$[q(x) - q(x + \Delta x)] Ay Az \Delta x = c_0 y \Delta t Ay Az \Delta x + w(x, y, z, t) Ay Az \Delta x. \quad (3,41)$$

С помощью теоремы о конечных приращениях выражение в левой части (3,41) можно, учитывая (3,38), преобразовать к виду

$$\frac{d}{dx} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t.$$

$$c_0(x) \gamma(x) \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{d}{dx} \left[\lambda(x) \frac{\partial t}{\partial x} \right] - w(x, \tau). \quad (3,42)$$

В результате, после сокращения на $Ax Ay Az \Delta x$ и перехода к пределу при $\Delta t \rightarrow 0$, получим уравнение Фурье для одномерной задачи теплопроводности

$$c_0(x) \gamma(x) \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{d}{dx} \left[\lambda(x) \frac{\partial t}{\partial x} \right] - w(x, \tau)$$

В случае, когда теплофизические характеристики зависят от температуры, задача описывается квазилинейным уравнением теплопроводности

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda(t, x) \frac{\partial t}{\partial x} \right] = c_0(t, x) \frac{\partial t}{\partial \tau} + w(x, \tau).$$

В частном случае однородной среды, без внутренних источников, (3,42) запишется в наиболее простом виде

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \quad (3,43)$$

λ
 $c_0 \gamma$

$$\frac{dx}{dx^2}$$

где $a^2 = \frac{\lambda}{c_0 \gamma}$ — коэффициент температуропроводности.

Уравнение распространения тепла в пространстве (трехмерная задача) выводится аналогично. При этом

$$c_0 \gamma \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda(x, y, z) \frac{\partial t}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\lambda(x, y, z) \frac{\partial t}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(x, y, z) \frac{\partial t}{\partial z} \right] + w(x, y, z, \tau)$$

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \Delta t + \frac{w}{c_0 \gamma}, \quad (3,44)$$

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} (x, y, z, \tau)$$

$$+ \frac{d}{dx} \left[\lambda(x, y, z) \frac{\partial t}{\partial x} \right] + w(x, y, z, \tau),$$

или в простейшем случае

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} (x, y, z, \tau)$$

$$\text{где } \Delta = \frac{d^2}{dx^2} + \frac{d^2}{dy^2} + \frac{d^2}{dz^2} \text{ — оператор Лапласа.}$$

Постановка краевых задач. Для выделения единственного решения уравнения теплопроводности необходимо к уравнению присоединить краевые (начальные и граничные) условия. Начальное условие состоит в задании значений функции $t(x, y, z)$ в начальный момент t_0 . Граничные условия различаются в зависимости от температурного режима на границах. Рассматривают три типа граничных условий:

$$\tau_0 \leq \tau \leq \tau_1,$$

$$= \psi(\tau).$$

- 1) I рода, когда задана температура на границах, например $u(0, \tau) = \phi(\tau)$, причем $\phi(\tau)$ задается в некотором промежутке $\tau_0 \leq \tau \leq \tau_1$ — то — время исследования процесса;
- 2) II рода, когда на границе задано значение производной $\frac{\partial u}{\partial x}(0, \tau) = \psi(\tau)$.

Это условие имеет место, если задается величина теплотока во времени;

3) III рода, когда задается линейная комбинация функции и производной $\frac{\partial t}{\partial z}(l, \tau) + at(l, \tau) = \varphi(\tau)$. Это условие соответствует теплообмену по закону Ньютона на поверхности тела с окружающей средой, температура которой $\varphi(\tau)$ известна.

Важным частным случаем является теплообмен тела с окружающей средой путем излучения. При этом тепловой поток, получаемый поверхностью, пропорционален разности четвертых степеней абсолютных температур поверхностей, участвующих в теплообмене:

$$\frac{\partial t}{\partial z}(0, \tau) = \sigma\chi [t^4(0, \tau) - t^4(z, \tau)]^1.$$

Здесь σ — постоянная Стефана—Больцмана, χ — постоянная, зависящая от способности тела поглощать лучистую энергию и от взаимного расположения облучаемого и излучающего тела. Граничные условия на разных границах могут быть различных типов, так что число краевых задач велико. Часто используется условие совершенного теплового контакта двух сред (многослойная среда) с неподвижными границами, которое заключается в непрерывности температуры и теплотока

$$\begin{aligned} t(z_i - 0, \tau) &= t(z_i + 0, \tau), \\ \lambda(z_i - 0) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z_i - 0} &= \lambda(z_i + 0) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z_i + 0}. \end{aligned}$$

III-10. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ВОЛНЫ

Задача о распространении температурных волн в грунте без учета фазовых переходов является одним из первых примеров приложения математической теории теплопроводности, развитой Фурье, к изучению явлений природы (Тихонов, Самарский, 1953).

Температура на поверхности грунта носит ярко выраженную периодичность (суточную, годовую или многолетнюю).

Задача о кондуктивном распространении периодических колебаний температуры в грунте, т. е. определение периодически установившегося температурного режима является задачей без начальных условий, так как при многократном повторении температурного хода на поверхности влияние начальной температуры падает и становится много меньше других факторов, которыми пренебрегают (например, неоднородностью грунта).

Рассмотрим решение задачи о периодически установившемся режиме для однородного полуграниченного стержня (в области $z > 0$)

$$t(0, \tau) = t_0 + A \cos \omega\tau. \quad (3,45)$$

Здесь t_0 — средняя температура за период колебаний, $\omega = \frac{2\pi}{T}$ — частота, A — амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта, T — период. При этом, исходя из физического смысла, предполагается, что

¹ Здесь и ниже рассматривается одномерная задача. В случае многомерной — в условиях на границе вводится вместо $\frac{\partial t}{\partial z}$ частная производная по нормали $\frac{\partial t}{\partial n}$.

при условии, что на поверхности задано

функция $t(z, \tau)$ при $z \geq 0$ всюду ограничена. Напишем граничное условие в более общей форме

$$t(0, \tau) = t_0 + Ae^{i\omega\tau}. \quad (3,46)$$

Из линейности рассматриваемой задачи следует, что действительная и мнимая части некоторого комплексного решения уравнения теплопроводности удовлетворяет каждая в отдельности тому же уравнению. Отсюда если будет найдено решение уравнения теплопроводности, удовлетворяющее (3,46), то его действительная часть удовлетворяет условию (3,45), а мнимая — условию

$$t(0, \tau) = t_0 + A \sin \omega\tau. \quad (3,47)$$

Решение задачи

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \quad z > 0, \quad (3,48)$$

при условии (3,46) будем искать в виде

$$t(0, \tau) = t_0 + Ae^{\alpha z + \beta \tau}, \quad (3,49)$$

где α и β — комплексные постоянные, которые необходимо найти. Подставляя (3,49) в (3,48) и (3,46), получим $\beta = a^2 \alpha^2$ и $\beta = i\omega$. Отсюда

$$\alpha = \pm \sqrt{\frac{\beta}{a^2}} = \pm \sqrt{\frac{\omega}{a^2}} \sqrt{i} = \sqrt{\frac{\omega}{a^2}} \frac{1+i}{\sqrt{2}} = \pm \left[\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} + i \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} \right].$$

В результате искомое решение согласно (3,49) примет вид

$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{\pm \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z + i \left(\pm \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z + \omega\tau \right)}. \quad (3,50)$$

Действительная часть этого решения

$$t(z, t) = t_0 + Ae^{\pm \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \cos \left(\pm \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z + \omega\tau \right)$$

удовлетворяет уравнению теплопроводности, а также граничному условию (3,45), а мнимая — (3,47). Однако, только функция, соответствующая знаку минус, удовлетворяет требованию ограниченности, так как в противном случае при возрастании z температура неограниченно растет.

Таким образом, решение поставленной задачи при условии (3,45) имеет вид

$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \cos \left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z \right),$$

а при условии (3,47)

$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \sin \left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z \right).$$

Аналогично решается поставленная задача в случае ограниченного стержня, когда на нижней границе задается постоянная температура. При этом решение имеет более сложный вид. Если граничная функция

представляет собой комбинацию гармоник разных частот или амплитуд, решение в силу линейности задачи получается суперпозицией решений, соответствующих отдельным гармоникам. Точно так же в случае, когда в среде задается постоянный градиент температуры, например геотермический градиент g град/м, решение задачи получается в виде

$$t(z, \tau) = t_0 + gz + Ae^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\tau - \frac{z}{2} \sqrt{\frac{CT}{\pi \lambda}} \right), \quad (3,51)$$

где $C = C_0 \gamma$ — объемная теплоемкость грунта на единицу объема.

На основании полученного решения Фурье вывел следующие зависимости для процесса распространения температурных волн в грунте.

При периодических колебаниях температуры на поверхности в течение длительного промежутка времени, в грунте устанавливаются также колебания температуры с тем же периодом, причем:

1) амплитуда колебаний экспоненциально убывает с глубиной

$$A(z) = Ae^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z} \quad (\text{первый закон Фурье}); \quad (3,52)$$

2) температурные колебания в грунте происходят со сдвигом фаз, пропорциональным глубине

$$\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{CT}{\pi \lambda}} z \quad (\text{второй закон Фурье}); \quad (3,53)$$

3) глубина проникновения температуры в грунт зависит от периода колебаний на поверхности. Для температурных колебаний с периодами T_1 и T_2 глубины Z_1 и Z_2 , на которых происходит одинаковое относительное изменение температуры, связаны соотношением

$$\frac{z_2}{z_1} = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}} \quad (\text{третий закон Фурье}). \quad (3,54)$$

Этот закон позволяет найти глубину проникновения колебаний с одинаковой амплитудой в зависимости от «периода».

Из приведенного решения уравнения теплопроводности при периодических колебаниях температуры на поверхности земли вытекает еще ряд закономерностей, имеющих существенное значение в мерзлотоведении.

Из (3,52) следует, что

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{A_\xi}, \quad (3,55)$$

где ξ — мощность слоя грунта, на поверхности которого амплитуда колебания температур равна A_0 и на его подошве некоторой $A_\xi = A(\xi)$.

В случае годовых колебаний температур при $A_\xi = \varepsilon$, где ε — точность измерения (обычно $\varepsilon = 0,1^\circ\text{C}$), когда можно принять, что колебания практически полностью затухают, ξ будет *глубиной распространения годовых колебаний температур*. Из (3,55) следует, что глубина нулевых годовых амплитуд увеличивается с возрастанием A_0 , λ и T и уменьшается с ростом C .

Выражение (3,52), описывающее затухание амплитуд с глубиной, позволяет определить годовые теплообороты в слое грунта мощностью s . Из (3,40) следует, что при годовых периодических колебаниях темпе-

температура в слое грунта мощностью g | изменяется в пределах от минимальной до максимальной, или на удвоенную величину амплитуды колебаний (рис. 16). Отсюда следует, что в слое мощностью E - теплообороты за полуцикл Q_0 равны:

$$Q_0 = 2CA_{cp} \xi. \quad (3,58)$$

$$Q_0 = 2 \int CA(z) dz. \quad (3,56)$$

Используя (3,52), окончательно получим

$$Q_0 = 2(A - A_0) J_1 / \lambda C. \quad (3,57)$$

Вводя понятие средней амплитуды A_{cp} для слоя мощностью g , с помощью (3,56) выражение для Q_0 можно записать в виде:

Отсюда, используя выражение для g с помощью (3,55), получим

$$K = \lambda / \Gamma. \quad (3,59)$$

При определении годовых теплооборотов принималось, что температуры за год на каждой глубине в рассматриваемом слое мощностью g | изменяются на удвоенную величину колебаний температур $2\Delta t$, т. е. по огибающим, изображенным на рис. 18. Очевидно, что огибающие

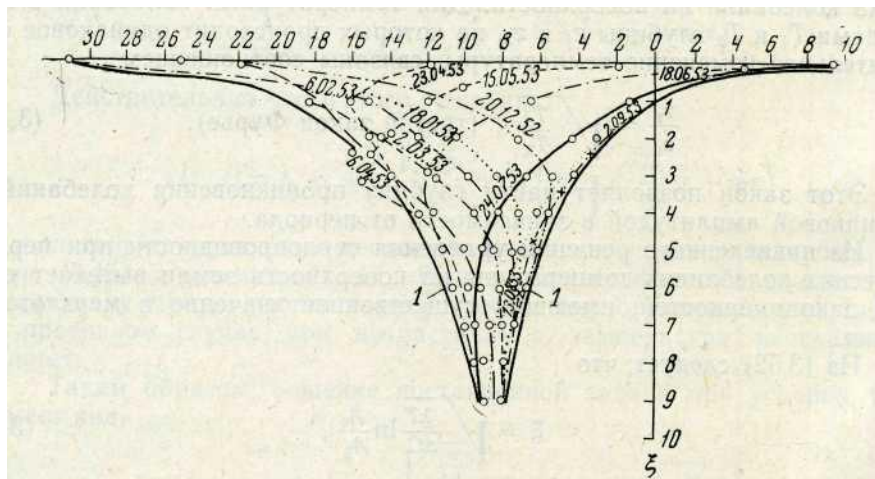


Рис. 18. Огибающие (1) конкретных температурных кривых

представляют собой фиктивные кривые, поскольку максимальные и минимальные температуры достигают разных глубин одновременно. В силу этого теплообороты по огибающим являются существенно завышенными по сравнению с теплооборотами, проходящими через поверхность в почву Q_n -

Для определения последних воспользуемся формулой (3,51), 'выражающей закон изменения температуры во времени в любой точке рассматриваемого слоя |. Теплообороты, проходящие через поверхность

этого слоя, в течение любого промежутка времени (τ_1, τ_2) представляют собой интеграл от величины теплоточков на поверхности этого слоя

$$Q_{\Pi} = \int_{\tau_1}^{\tau_2} q(0, \tau) d\tau. \quad (3,60)$$

При периодических колебаниях за один полупериод отмечается приход тепла в почву, за другой — расход. При этом теплоточки меняют знак. В годовом балансе при периодически установившемся режиме приход равен расходу.

Найдем выражение для градиента температур на поверхности в любой момент времени. Для этого, дифференцируя (3,51) по глубине и подставляя $z = 0$, получим без учета геометрического градиента

$$\left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=0} = - \sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} A_0 \left(\cos \frac{2\pi}{T} \tau + \sin \frac{2\pi}{T} \tau \right). \quad (3,61)$$

Отсюда легко найти момент инверсии знака градиента (теплотока) на поверхности почвы.

Приравнявая (3,61) нулю, получим для граничных условий (3,47) два момента инверсии знака теплоточков за годовой цикл:

$$\tau_1 = \frac{3}{8} T \quad \text{и} \quad \tau_2 = \frac{7}{8} T,$$

в случае (3,45) аналогично имеем

$$\tau_1 = \frac{1}{8} T \quad \text{и} \quad \tau_2 = \frac{5}{8} T. \quad (3,62)$$

Таким образом, приходная (расходная) части теплоточков за полный цикл согласно (3,60), (3,62), (3,38) и (3,61) будут равны

$$Q_{\Pi} = \sqrt{2} (A_0 - A_{\xi}) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}. \quad (3,63)$$

Сравнивая полученное выражение для теплооборотов по огибающим Q_0 с проходящими через поверхность Q_{Π} видно, что Q_0 больше действительных теплооборотов Q_{Π} в $\sqrt{2}$ раз.

Величина теплооборотов за произвольный промежуток времени получается аналогично, с помощью (3,60) при соответствующей подстановке пределов интегрирования.

С помощью A_{cp} можно получить выражение для теплооборотов через поверхность почвы для слоя ξ , аналогичное (3,58):

$$Q_{\Pi} = \sqrt{2} A_{cp} C \xi. \quad (3,64)$$

Изложенная теория справедлива при распространении тепла в сухом однородном грунте, без учета фазовых переходов превращения воды.

III-11. ВРЕМЯ УСТАНОВЛЕНИЯ СТАЦИОНАРНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПРИ СТУПЕНЧАТОМ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ

Д. В. Редозубов (1946) предложил приближенный метод, позволяющий связать температурное поле в толще многолетнемерзлых горных пород со ступенчатым (скачком) изменением граничных условий на

поверхности. Рассматривается одномерная задача для однородного полупространства $z > 0$. Принимается, что к моменту рассмотрения ($\tau = 0$) распределение температур по глубине есть известная функция координат $t(z, 0) = \varphi(z)$, причем нижняя граница мерзлой толщи находится на глубине $Я$, т. е. $t(H, 0) = 0$.

Рассматривается многолетнемерзлая толща в интервале глубин от h (глубина нулевых годовых амплитуд) до $Я$ (мощностью $Я - h$). В тот же момент на поверхности мгновенно устанавливается и в дальнейшем сохраняется постоянная температура t_1 . По физическому смыслу через некоторое время $\tau_{ст}$ (стационарное время), зависящее от точности измерения, установится новое стационарное состояние. К этому времени распределение температуры будет иметь вид, близкий к прямой (отклонение не будет превышать заданной точности). Решение ищется при предположении, что в течение стационарного времени положение нижней границы мерзлоты неизменно. Указанная предпосылка существенна, так как при этом задача становится линейной и допускает суперпозицию решений. С точки зрения Д. В. Редозубова, некоторым обоснованием этого предположения является то, что при большой мощности льдистых многолетнемерзлых грунтов нижняя граница мерзлоты под влиянием потока тепла из недр земли сдвигается незначительно.

Краевые условия в рассматриваемом случае имеют вид:

$$\left. \begin{aligned} t(h, \tau) &\equiv t_1, \\ t(H, \tau) &\equiv 0, \\ t(z, 0) &= \varphi(z), \end{aligned} \right\} \left\{ \begin{aligned} \tau &\geq 0, \\ h < z < H. \end{aligned} \right. \quad (3,65)$$

Если обозначить мощность мерзлой толщи $H - h$ через L , то общее решение имеет вид

$$t(z, \tau) = -\frac{t_1}{L}(L - z) + \frac{2}{L} \sum_{n=0}^{\infty} e^{-\frac{a^2 \pi^2 n^2}{L^2} \tau} \sin \frac{n \pi z}{L} \int_0^L \left[\varphi(s) - \frac{t_1}{L}(L - z) \right] \times$$

$$\sin \frac{n \pi s}{L} ds.$$

Разность, стоящая под знаком интеграла, есть разность между начальным и конечным стационарным распределением.

Найдем $\tau_{ст}$ в случае, когда разность между ними постоянна и равна t_0 , т. е. в результате скачкообразного изменения температуры на поверхности происходит равномерное нагревание всей толщи мерзлоты на $t_0^\circ\text{C}$. Тогда, так как

$$\int_0^L \sin \frac{n \pi s}{L} ds = \frac{L}{n \pi} [-(-1)^n + 1] = \begin{cases} \frac{2L}{n \pi} & \text{при } n = 2m + 1, \\ 0 & \text{при } n = 2m; \end{cases}$$

где $m = 1, 2, 3, \dots$,
имеем

$$t(z, \tau) = -\frac{t_1}{L}(L - z) + \frac{4 t_0}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{e^{-\frac{a^2 \pi^2 (2m+1)^2}{L^2} \tau}}{\sin \frac{2m+1}{L} \pi z}.$$

$$\tau=0 \quad 2\tau+1$$

Очевидно, что на время установления стационарного процесса влияет лишь второй член, который будет наибольшим при $z = \dots$ (вдали от

границ время установления стационарного состояния максимально).

$$t\left(\frac{L}{\tau}\right) = \frac{4t_0}{\pi} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{(-1)^m e^{-\frac{L^2}{2m+1}}}{2m+1} - \frac{t_1}{2}.$$

Тогда

$$a^2 \tau^2 (2\pi - H)^2$$

2 .

Очевидно, что при $T = T_{ст}$ влияние рассматриваемого члена должно быть в пределах точности измерений. Так как члены ряда с возрастанием m резко уменьшаются по модулю, достаточно ограничиться первым членом ; $n = 0$.

Тогда при точности измерения Δ , имеем

$$\Delta = \frac{4t_0}{\pi} e^{-\frac{a^2 \pi^2 \tau_{ст}}{L^2}},$$

откуда

$$\tau_{ст} = -\frac{L^2}{a^2 \pi^2} \ln \frac{\Delta \pi}{4 t_0}. \quad (3,66)$$

Как следует из полученного результата, стационарное время пропорционально квадрату мощности многолетнемерзлых горных пород и обратно пропорционально их температуропроводности.

Допущения, принятые при выводе формулы (3,66) (неизменность нижней границы мерзлой толщи при протаивании и промерзании, противоречащее с этим предположение о равномерном охлаждении или нагревании всей толщи ($\lambda_0 = \text{const}$), а также неучет времени, необходимого для установления температурных условий на глубине нулевых годовых амплитуд в связи со скачкообразным изменением температуры на поверхности), свидетельствуют о некорректности полученного решения, грубости формулы (3,66) и о необходимости дополнительного анализа возможности применения этой формулы в каждом конкретном случае. В результате время установления нового стационарного распределения температуры в многолетнемерзлой толще при данных условиях по формуле (3,66) получается заниженным в несколько раз. В силу этого указанная формула имеет смысл только для оценки минимального вероятного времени, необходимого для достижения нового стационарного состояния.

III-12. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНФИГУРАЦИИ МЕРЗЛОГО МАССИВА И ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ В НЕМ С ПОМОЩЬЮ РЕШЕНИЯ СТАЦИОНАРНОЙ ЗАДАЧИ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Конфигурация мерзлого массива и его термический режим находятся в определенной закономерной связи с условиями теплообмена на поверхности и геотермическим потоком тепла. Основная трудность решения данной задачи, особенно в многомерном случае, как указывалось выше, состоит в существенной нестационарности температурного поля, в первую очередь в слое сезонного промерзания и оттаивания. Вместе с тем в связи с многолетними колебаниями температур, распространяющимися значительно глубже, температурное поле ниже слоя годовых колебаний также нестационарно и изменяется на любой глубине за любой отрезок времени. Однако амплитуда многолетних колебаний температур значительно меньше амплитуды годовых колебаний. С целью упрощения задачи Д. В. Редозубов предположил, что ниже слоя нулевых годовых амплитуд температурное поле практически стационарно.

Исходя из этого, Д. В. Редозубов (1959) предложил простой метод «терморазведки на мерзлоту», опирающийся на решение задачи Дирихле (первая краевая задача), т. е. решение стационарной задачи теплопроводности при граничных условиях I рода. Указанный метод позволяет приближенно вычислить конфигурацию многолетнемерзлого массива и температурное поле в нем по неглубоким скважинам и известной температуре на достаточно большой глубине (или известной геотермической ступени в данном районе). Учет геотермического градиента производится, как и в параграфе (III-10), по принципу суперпозиции, так как задача в такой постановке линейна.

Исключение слоя с резко нестационарным температурным полем приводит к необходимости введения ограничивающей поверхности, где задается распределение температур, неизменное во времени (но зависящее от координат в случае двух- и трехмерной задачи). Ограничивающая поверхность выбирается в зависимости от рельефа поверхности. Наиболее простым случаем формы ограничивающей поверхности является плоскость, например, равнинные тундровые пространства, а в двухмерной задаче — прямая, ограничивающая полуплоскость.

$$\frac{\partial^2 t(x, z)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t(x, z)}{\partial z^2} = 0 \quad (3,67)$$

В последнем случае стационарное температурное поле для однородной полуплоскости $-\infty < x < \infty$, $z = 0$ определяется решением уравнения Лапласа:

$$2) \quad \Delta \varphi(x, z)$$

при условии

$$t(x, 0) = \varphi(x) \quad (3,68)$$

где $z = 0$ — уравнение ограничивающей поверхности, $\varphi(x)$ — заданное распределение температур на ней.

Как известно, решением указанной задачи является интеграл Пуассона

$$t(x, z) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\varphi(s) ds}{(s-x)^2 + z^2} \quad (3,69)$$

В случае учета геотермического потока тепла, согласно сказанному выше,

$$t(x, z) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\varphi(s) ds}{(s-x)^2 + z^2}$$

Вместо геотермической ступени можно задавать температуру на глубине h , которая должна быть значительно больше глубины распространения отрицательной температуры. Правильнее принимать $t(x, h)$ по

данным глубоким скважин в данном районе, причем практически она мало зависит от формы рельефа и условий на ограничивающей поверхности.

В результате задача сводится к решению уравнения (3,53) для полосы, ограниченной линиями $z = 0$ и $z = h$ (рис. 19, а), на которых заданы температуры $\varphi(x)$ и $\gamma(x)$, где

$$u(x, h) = \varphi(x). \quad (3,70)$$

Последняя задача решается с помощью конформного преобразования в комплексной области.

Сначала конформно отображают полосу шириной h в полосу шириной π с помощью преобразования $\omega = p + iq = \frac{\pi}{h}(x + iz)$, а затем в

полуплоскость $r = \alpha + i\beta = e^\omega = e^{\frac{\pi}{h}(x + iz)}$ с положительным значением β .

Соотношение между исходным и окончательным контурами устанавливается по формулам

$$\alpha = e^{\frac{\pi}{h}x} \cos \frac{\pi}{h}z, \quad \beta = e^{\frac{\pi}{h}x} \sin \frac{\pi}{h}z. \quad (3,71)$$

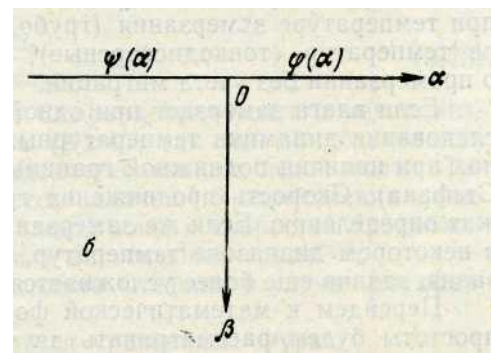
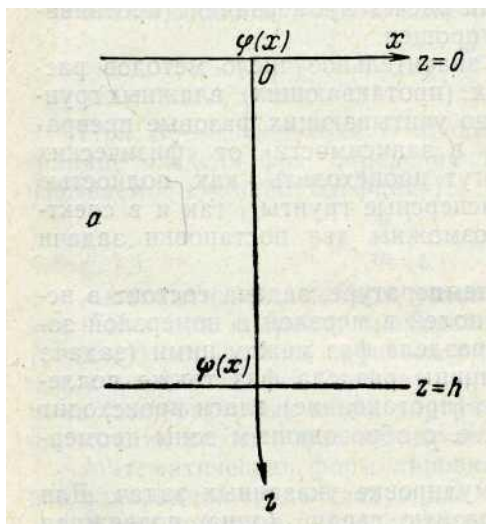
Как легко видеть из (3,71), границы исходной полосы при этом перейдут в действительную ось плоскости r (рис. 19, б), причем линия $z=0$ перейдет в $\beta=0, \alpha>0$, а линия $z=h$ — в $\beta=0, \alpha<0$.

В результате в области r решением поставленной задачи будет согласно (3,69)

$$t(\alpha, \beta) = \frac{\beta}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mu(s) ds}{(s - \alpha)^2 + \beta^2}, \quad (3,72)$$

где $\mu(\alpha)$ есть изображение функции $\varphi(x)$ и $\psi(z)$ после преобразования на соответствующих интервалах оси α . Найдя $t(\alpha, \beta)$ по заданным значениям α, β и заменив α и β по формулам (3,71), получим формулу для расчета исходного стационарного температурного поля в координатах X, Z .

В случае, когда $\varphi(x)$ описывается на разных участках различными формулами, по формулам (3,71)



необходимо найти новые интервалы

И

Рис. 19. К решению задач Дирихле: а) для слоя мощностью h в координатах x, z ; б) для полуплоскости в координатах α, β

этих участков после отображения в (г) и разбить (3,72) на сумму соответствующих интегралов. Интегрирование (3,72) производится без труда и однотипно для всех участков с аналогичным видом $\mu(\alpha)$.

Расчет пространственного температурного поля производится аналогично, но значительно более громоздко.

К числу недостатков предложенной Д. В. Редозубовым схемы относится неучет неоднородности среды и внутренних источников тепла, а также выбор температуры на нижней границе. Кроме того, абстрагирование, связанное с принятой стационарной схемой, не учитывает многолетнего изменения климата, в результате чего «терморазвед-

ка на мерзлоту» может лишь ориентировочно указать расположение нижней границы мерзлых пород без учета динамики ее во времени (аградации или деградации мерзлоты).

III-13. ФОРМУЛИРОВКА ЗАДАЧИ О ПРОМЕРЗАНИИ И ПРОТАИВАНИИ ПОРОД

Промерзание (протаивание) влажного грунта является сложным термодинамическим процессом, протекающим в неоднородной капиллярно-пористой среде. Задача о протекании этого процесса является одной из наиболее сложных задач математической физики. Основной трудностью решения указанной задачи является необходимость учета изменения агрегатного состояния и теплофизических характеристик среды, в результате чего задача становится нелинейной. Кроме того, при промерзании и протаивании одновременно с изменением температурного поля имеет место массоперенос, вызванный перемещением влаги.

Расчет такого единого процесса динамики температурного и влажностного полей при промерзании (протаивании) крайне сложен. В значительном числе случаев, когда при промерзании отсутствует интенсивное морозное пучение, связанное с массопереносом, для практических целей можно ограничить расчет процесса промерзания влажного грунта расчетом его теплового режима с учетом фазовых переходов воды. Таким образом, в первом приближении расчет промерзания (протаивания) грунта может быть значительно упрощен.

Для подобных задач существует значительное число методов расчета теплового режима промерзающих (протаивающих) влажных грунтов без учета миграции в них влаги, но учитывающих фазовые превращения последней. В силу того, что в зависимости от физических свойств грунта фазовые переходы могут происходить как полностью при температуре замерзания (грубодисперсные грунты), так и в спектре температур (тонкодисперсные), возможны две постановки задачи о промерзании без учета миграции.

Если влага замерзает при одной температуре, задача состоит в исследовании динамики температурных полей в мерзлой и немерзлой зонах при наличии подвижной границы раздела фаз между ними (задача Стефана). Скорость продвижения границы раздела фаз также подлежит определению. Если же замерзание (протаивание) влаги происходит в некотором диапазоне температур, т. е. с образованием зоны промерзания, задача еще более усложняется.

Перейдем к математической формулировке указанных задач. Для простоты будем рассматривать двухфазную среду (одна подвижная граница раздела).

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ О ПРОМЕРЗАНИИ (ПРОТАИВАНИИ) ОДНОРОДНОГО ГРУНТА С ОБРАЗОВАНИЕМ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА ФАЗ (ЗАДАЧА СТЕФАНА)

При переходе температуры грунта через критическое значение происходит скачкообразное изменение физического состояния грунта. На поверхности, где происходят фазовые переходы (подвижная граница раздела фаз) все время сохраняется температура плавления (затвердевания), которая без ограничения общности может быть принята равной нулю.

Принимается/что при движении границы раздела происходит полностью выделение теплоты фазовых превращений $Q < \dots$. В каждой из двух

зон (верхняя ограничена плоскостью $z = 0$, нижняя — снизу плоскостью $z = l$) искомые функции распределения температур в обеих зонах $t_i(z, \tau)$, $i=1, 2$, удовлетворяют уравнению Фурье, причем начальные распределения $t_i(z, 0)$, $i = 1, 2$, заданы. Кроме того, задаются граничные условия в виде распределения температур во времени на обеих границах:

$$t_1(0, \tau) = \Phi_1(\tau), \quad t_2(l, \tau) = \Phi_2(\tau).$$

Граничные условия могут быть также II и III родов.

Теплофизические характеристики в обеих зонах — теплопроводность λ , температуропроводность a^2 , влажность w и плотность ρ — постоянны и заданы. При переходе через границу раздела теплофизические константы изменяются скачкообразно. Изменением плотности теплопроводящей среды пренебрегают, процессы конвекции и лучеиспускания не рассматриваются.

$$\left(\lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial z} \Big|_{\xi} - \lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z} \Big|_{\xi + \Delta \xi} \right) \Delta \tau = Q_{\Phi} \Delta \xi.$$

$$\lambda \frac{\partial t_1}{\partial z} \Big|_{\xi} - \lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z} \Big|_{\xi} = \rho \cdot \xi'. \quad (3.73)$$

В одномерном случае границей раздела фаз является плоскость $z = \xi(\tau)$. За время $(\tau, \tau + \Delta \tau)$ граница переместится на $\Delta \xi$. При этом замерзает (если $\Delta \xi > 0$) или оттаивает (если $\Delta \xi < 0$) грунт массой $\rho \Delta \xi$ и выделится (ЗФА^E) тепла, где $Q = \rho \cdot \xi'$ (ρ — удельная теплота фазовых превращений, ккал/кг).

Для выполнения теплового баланса это количество тепла должно равняться разности количеств тепла, прошедших через границу раздела в моменты τ и $\tau + \Delta \tau$.

Таким образом, должно выполняться равенство

При $\Delta \tau \rightarrow 0$, переходя к пределу, получим условие на подвижной границе раздела фаз, определяющее скорость ее продвижения (так называемое «условие Стефана»):

$$\lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial z} \Big|_{\xi} - \lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z} \Big|_{\xi} = \rho \cdot \xi'.$$

Любопытным свойством условия Стефана является его инвариантность как при процессе промерзания ($\xi' > 0$), так и при оттаивании ($\xi' < 0$). Направление процесса определяется знаком левой части. Таким образом, задача Стефана является задачей об определении динамики температурных полей внутри каждой зоны и скоростей продвижения границ раздела фаз между ними в многофазной среде.

Математическая формулировка задачи Стефана в случае двухфазной однородной среды следующая.

В каждой зоне процесс описывается уравнением Фурье:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_1^2 \frac{\partial^2 t_1(z, \tau)}{\partial z^2} && \text{для } 0 < z < \xi(\tau), \\ \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_2^2 \frac{\partial^2 t_2(z, \tau)}{\partial z^2} && \text{для } \xi(\tau) < z < l, \end{aligned} \right\} \quad (3,74)$$

с краевыми условиями (в случае первой краевой задачи)

$$\left. \begin{aligned} t_1(0, \tau) &= \Phi_1(\tau), \\ t_1(z, 0) &= \varphi_1(z) && \text{при } 0 < z < \xi(0), \\ t_2(l, \tau) &= \Phi_2(\tau), \\ t_2(z, 0) &= \varphi_2(z) && \text{при } \xi(0) < z < l, \end{aligned} \right\} \quad (3,75)$$

причем $\xi(0) = \xi_0 > 0$.

На подвижной границе раздела фаз $z = \xi(\tau)$ выполняются условия

$$t_1[\xi(\tau), \tau] = t_2[\xi(\tau), \tau] \equiv t_0 = 0,$$

$$\lambda_1 \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} - \lambda_2 \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} = Q_\Phi \xi'(\tau). \quad (3,76)$$

Индексы 1 и 2 относятся соответственно к твердой и жидкой фазам. Здесь a_i^2 , $i=1, 2$, — температуропроводность каждой зоны; l — глубина, где задается нижнее граничное условие. При расчетах сезонного промерзания или протаивания за l принимают обычно глубину нулевых годовых амплитуд.

В такой постановке задача относится к классу нелинейных в смысле условий на подвижной границе раздела фаз (Стефан, 1889). Действительно, так как первое из условий (3,76) выполняется независимо от τ , то полный дифференциал $t_1[\xi(\tau), \tau]$ по τ также равен нулю.

Рассматривая для простоты случай, когда $t_2(z, \tau) \equiv 0$, получим

$$\frac{\partial t_1}{\partial \tau} \Big|_{z=\xi(\tau)} + \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi(\tau)} \frac{d\xi}{d\tau} = 0.$$

Отсюда, используя условие Стефана (3,59), получим нелинейное соотношение на границе раздела

$$\frac{\partial t_1}{\partial \tau} \Big|_{z=\xi(\tau)} - \frac{\lambda}{Q} \left(\frac{\partial t_1}{\partial z} \right)^2 \Big|_{z=\xi(\tau)} = 0.$$

Решение этой задачи будет рассмотрено ниже.

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ О ПРОМЕРЗАНИИ И ПРОТАИВАНИИ ПОРОД В СПЕКТРЕ ТЕМПЕРАТУР (С ОБРАЗОВАНИЕМ ЗОНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ)

В реальных грунтах свободная влага замерзает при 0°C , а связанная — в некотором диапазоне отрицательных температур согласно кривой льдистости (см. рис. 43).

В результате образуется зона промерзания, в которой наряду с незамерзшей при данной температуре водой имеются и кристаллы льда. Границей раздела этой зоны с тальми породами является нулевая изотерма, т. е. подвижная граница раздела фаз. В зоне промерзания происходит непрерывное выделение тепла фазовых переходов в количестве, пропорциональном тангенсу угла наклона кривой льдовыделения $i(t)$ к оси температур и скорости охлаждения. Таким образом, в зоне промерзания имеются непрерывно распределенные источники тепла

$$w(\tau) = \rho \frac{\partial i(t)}{\partial \tau} = \rho \frac{di(t)}{dt} \cdot \frac{\partial t}{\partial \tau}$$

(вывод формулы приведен в книге В. С. Лукьянова, М. Д. Головки, 1957).

Аналогично обстоит дело и при оттаивании.

Вместе с тем на границе раздела фаз, где температура всегда постоянна и равна температуре начала фазовых переходов, происходят фазовые превращения свободной воды, подобно описанному ранее в параграфе 111-13, п. 1. Если полная влажность грунта w_n , то количество свободной воды равно $w_n - w_n(0)$, где $w_n(t)$ — незамерзшая влага при температуре L .

Таким образом, в случае промерзания (протаивания) грунта в спектре температур, теплофизические характеристики в обеих зонах при переходе через границу раздела фаз также меняются скачкообраз-

но. Однако в промерзающей (протаивающей) зоне в данном случае теплофизические характеристики существенно зависят от температуры.

В результате, в случае промерзания (протаивания) грунта в спектре температур, задача становится существенно нелинейной в отличие от рассматриваемого в п. 1 случая, нелинейность которого определялась условием на подвижной границе раздела фаз.

Для случая промерзания грунта в спектре температур математическая формулировка задачи имеет вид

$$C_1(t_1) \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_1(t_1) \frac{\partial t_1}{\partial z} \right] + w(\tau), \quad 0 < z < \xi(\tau)$$

$$\frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial z} = a_2^2 \frac{\partial^2 t_2}{\partial z^2}, \quad \xi(\tau) < z < l.$$

На подвижной границе раздела

$$t_i[\xi(\tau), \tau] \equiv 0, \quad \lambda_1(0) \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} - \lambda_2 \frac{\partial t_2(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} = Q_0 \xi'. \quad (3,79)$$

Здесь $\lambda_1(0)$ — теплопроводность грунта в промерзающей зоне при температуре 0°C и влажности $w_n(0)$, Q_0 — теплота фазовых переходов свободной воды

$$\langle l(x) \rangle \quad (3,77)$$

(3,78)

$$Q_0 = \gamma \rho [w_n - w_n(0)],$$

$C_i(t)$ — объемная теплоемкость в промерзающей зоне, зависящая от температуры. Краевые условия аналогичны рассмотренным в пара-

$$C_{\text{эф}_1}(t) \frac{\partial t_1(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_1(t) \frac{\partial t_1}{\partial z} \right], \quad 0 < z < \xi(\tau),$$

где

$$C_{\text{эф}_1} = C_1(t_1) - \gamma \frac{d i(t_1)}{d t_1}.$$

В результате (3,77) и (3,78) можно объединить в одно уравнение:

$$C_{\text{эф}}(t) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_{\text{эф}}(t) \frac{\partial t}{\partial z} \right], \quad 0 < z < l,$$

$$\text{где } C_{\text{эф}}(t) = \begin{cases} C_{\text{эф}_1}(t), & t < 0, \\ C_2, & t > 0, \end{cases}$$

$$\lambda_{\text{эф}}(t) = \begin{cases} \lambda_1(t), & t < 0, \\ \lambda_2, & t > 0. \end{cases}$$

При этом (3,79) перепишется в виде

$$t[\xi(\tau), \tau] \equiv 0, \quad \lambda_1(0) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)} - \lambda_2 \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau) \pm 0} = Q_0 \xi'.$$

графе III-13, п. 1.

Уравнение (3,79) можно записать более компактно, введя понятие эффективной теплоемкости промерзающего грунта $C_{\text{эф}_r}(t)$. Используя выражение для $w(r)$, уравнение (3,77) можно переписать в виде

Здесь верхний знак относится к случаю промерзания, а нижний — к протаиванию.

III-14. КРАТКИЙ ОБЗОР ЧАСТНЫХ РЕШЕНИЙ ЗАДАЧИ СТЕФАНА

Первая попытка решения задачи теплопроводности с учетом выделения теплоты фазовых переходов на подвижной границе раздела фаз была осуществлена Ляме и Клапейроном (1831). Ими рассматривалась задача об остывании первоначально расплавленного однородного шара при нулевой температуре на поверхности применительно к решению вопроса о затвердевании Земли. Впервые расчет глубины промерзания грунта был осуществлен Заальшютцом (1862), который получил простейшую формулу в случае нулевой начальной температуры грунта. В дальнейшем указанная формула получила известность как «формула Стефана» (см. ниже).

Огромный вклад в решение задачи, получившей в дальнейшем его имя, внес австрийский математик Стефан (1889). Он доказал, что условие на подвижной границе раздела фаз относит задачу к классу нелинейных. Кроме того, им рассмотрена задача о тепловом взаимодействии воды и льда. Ему же приписывают строгое решение автомодельной задачи для полуограниченной однородной среды при постоянной, в общем случае отличной от нуля начальной температуре грунта, часто называемой «классической задачей Стефана».

В дальнейшем, исходя из практических нужд, интенсивное развитие получили приближенные методы решения задачи Стефана. Существенную роль сыграл здесь первый метод Л. С. Лейбензона (1931), примененный им для решения задачи о времени остывания нефтепровода. Он был использован в дальнейшем С. С. Ковнером (1936) при расчете времени промерзания шара, И. А. Чарным (1940) к расчету замораживания грунта вокруг скважины, а также М. М. Крыловым (1934) и др.

Большое значение с точки зрения использования на практике имеет формула, предложенная В. С. Лукьяновым и номографированная М. Д. Головки (1955), в которой учтены теплообороты за счет теплоемкости в мерзлой зоне и утепление поверхности грунта с помощью изоляции.

В последнее время предложены формулы расчета глубин промерзания и теплооборотов при периодических колебаниях температуры на поверхности грунта (Кудрявцев, Меламед, 1963, 1965). Помимо этого, предложен ряд приближенных формул, не получивших широкого применения.

Огромное влияние на развитие вопроса о решении теоретических и практических задач, связанных с промерзанием и протаиванием грунта, оказали аналоговые вычислительные машины, из которых необходимо отметить гидроинтегратор системы В. С. Лукьянова.

В настоящее время широкое развитие получило решение задачи Стефана в общем виде при произвольных краевых условиях: Л. И. Рубинштейн (1947); В. Г. Меламед (1957); С. Л. Каменомостская (1958); Б. М. Будак (1964). Кроме того, предложены методы решения частных задач в случае промерзания в диапазоне температур (Меламед, 1963). Однако в связи со сложностью численного решения с помощью этих алгоритмов возможно лишь при применении электронных вычислительных машин.

III-15. ТОЧНОЕ РЕШЕНИЕ КЛАССИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ СТЕФАНА

Классической задачей Стефана называют автомодельный случай, когда рассматривается однородный полубесконечный стержень, начальная температура которого постоянна.

Температура на поверхности в начальный момент мгновенно становится постоянной, отличной по знаку от начального распределения. При этом появляется подвижная граница раздела фаз, скорость движения которой, а также температурные поля в обеих зонах подлежат определению.

Задача (Тихонов, Самарский, 1953) сводится к решению уравнений

$$t_2 \leq 0, \quad t_1 > 0,$$

Решение задачи ищется в виде

$$t_1(z, \tau) = A_1 + B_1 \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{a_1^2 \tau}}\right),$$

$$t_2(z, \tau) = A_2 + B_2 \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{a_2^2 \tau}}\right),$$

где $A_i, B_i, i = 1, 2$, — неизвестные постоянные,

$$\operatorname{erf} z = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-s^2} ds \quad \text{— интеграл ошибок.}$$

Очевидно, что при таком выборе функции $t_i(z, \tau), i = 1, 2$, удовлетворяют уравнению Фурье. Подставляя $t_i(z, \tau), i = 1, 2$, в (3,80), имеем

$$A_1 = t_1, \quad A_2 + B_2 = 0, \quad (3,81)$$

а из первого из условий (3,76)

$$A_1 + B_1 \operatorname{erf}\left(\frac{\xi(\tau)}{2\sqrt{a_1^2 \tau}}\right) = 0, \quad A_2 + B_2 \operatorname{erf}\left(\frac{\xi(\tau)}{2\sqrt{a_2^2 \tau}}\right) = 0. \quad (3,82)$$

(3,74) при краевых условиях

$$t_x(0, \tau) = t_x = \text{const},$$

$$t_2(0, \tau) = U(z, 0) = U - \text{const}, \quad I(0) = 0, \quad (3,80)$$

а также при условиях на подвижной границе (3,76).

В случае промерзания $\dot{\xi} < 0, \dot{\xi}^2 > 0$, в случае оттаивания $\dot{\xi} > 0, \dot{\xi}^2 < 0$.

Последние условия выполняются тождественно при всех τ , что возможно лишь при условии

$$A_2 = \frac{t_2 \operatorname{erf}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_2^2 \tau}}\right)}{1 - \operatorname{erf}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_2^2 \tau}}\right)},$$

$$B_1 = -\frac{t_1}{\operatorname{erf}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_1^2 \tau}}\right)},$$

$$B_2 = \frac{t_2}{1 - \operatorname{erf}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_2^2 \tau}}\right)}.$$

$$\xi(\tau) = p/\tau, \quad (3,83)$$

где p — некоторая постоянная. Условие (3,83) определяет закон движения границы раздела фаз.

Подставляя (3,83) в (3,82) и решая (3,81) и (3,82), получим выражения для A_2 и B_2 ($i = 1, 2$), через p :

, P

Для определения β воспользуемся условием Стефана (3,73). Дифференцируя $t_i(z, \tau)$ по z при $z = \xi(\tau) = \beta \sqrt{\tau}$ и используя выражения для $A_i, B_i, i = 1, 2$, получим, сокращая на $\frac{1}{\sqrt{\tau}}$,

$$\lambda_1 \frac{t_1 e^{-\frac{\beta^2}{4a_1^2}}}{\sqrt{a_1^2} \operatorname{erf}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_1^2}}\right)} + \lambda_2 \frac{t_2 e^{-\frac{\beta^2}{4a_2^2}}}{\sqrt{a_2^2} \left[1 - \operatorname{erf}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_2^2}}\right)\right]} = -Q_\Phi \beta \frac{\sqrt{\pi}}{2}. \quad (3,84)$$

Решение этого трансцендентного уравнения и дает значение β . Наличие решения у этого уравнения при различных знаках t_1 и t_2 следует из того, что при изменении β от 0 до ∞ , левая часть уравнения изменяется от $+\infty$ до $\pm\infty$, а правая — от 0 до $+\infty$ (верхний знак соответствует случаю промерзания, когда $t_1 < 0$, нижний — протаиванию). Нахождение β легко осуществить методом подбора.

В частном случае, когда $t_2 = 0$ (в нижней зоне температура равна температуре фазовых переходов), величина β определяется из условия

$$\frac{1}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{e^{-p^2}}{p \operatorname{erf}(p)} = -D,$$

где

$$p = \frac{\beta}{2\sqrt{a_1^2}}, \quad D = \frac{Q_\Phi a_1^2}{\lambda_1 t_1}.$$

В случае промерзания $D < 0$. Нахождение β в этом случае легко осуществляется графически, путем построения при $p > 0$ функции

$$\varphi(p) = \frac{1}{\pi} \cdot \frac{e^{-p^2}}{p}$$

у — $p \operatorname{erf}(p)$ в

зависимости от величины постоянной D .

III-16. ФОРМУЛА СТЕФАНА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО И МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ (ПРОТАИВАНИЯ) ПОРОД

В связи с тем что численное решение трансцендентного уравнения (3,84) представляет некоторые трудности, для грубых ориентировочных расчетов часто применяется так называемая формула Стефана (впервые, как указывалось выше, выведенная Заалынютцом).

Рассматривается, как и раньше, полуограниченная однородная

t
 $\xi(\tau)$

среда, причем принимается, что начальное распределение температур по глубине постоянно и равно температуре фазовых переходов ($t(0) = t_0$). В начальный момент на поверхности мгновенно задается и в дальнейшем поддерживается постоянная температура t_1 (рис. 20). При промерзании $t_1 < 0$ и среда в начальный момент находится в жидкой фазе, при оттаивании — наоборот.

В целях максимального упрощения принимается, что распределение температур в верхней зоне подчиняется прямолинейному закону. Отсюда следует, что в любой точке ее (в том числе и на границе раздела фаз со стороны верхней зоны) теплоток равен $X_1 \frac{dt}{dx}$, где

$\xi(\tau)$ — глубина промерзания (протаивания) в произвольный момент времени τ .

Предположение, что в нижней зоне температура постоянна и равна 0°C приводит к тому, что теплотокот снизу к границе раздела фаз равен 0. Тогда условие Стефана (3,62) примет вид

$$\mp \lambda_1 \frac{t}{\xi} = Q_\phi \xi'$$

Знак минус относится к случаю промерзания, знак плюс — к протаиванию. Отсюда, интегрируя по τ от 0 до τ (при этом ξ изменяется от 0 до $\xi(\tau)$), получим

$$\pm \lambda_1 t_1 \tau = \frac{1}{2} Q_\phi \xi^2(\tau), \quad \text{или} \quad \xi(\tau) = \alpha \sqrt{\tau},$$

где

$$\alpha = \sqrt{\frac{e\lambda_1 |t_1|}{Q_\phi}}. \quad (3,85)$$

Иначе (3,85) можно переписать в виде

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_1 \Omega}{Q_\phi}}, \quad \text{где} \quad \Omega = \tau |t_1| \text{ — сумма тепло- или морозоградусочасов.}$$

Очевидно, что при практических расчетах, когда $t_2 \neq 0$, полученные по формуле (3,85) результаты будут значительно завышены. Тем не менее, в силу исключительной простоты формулы (3,85), на практике она часто используется при прикидочных расчетах даже в случае переменной температуры на поверхности. Для этого необходимо лишь определить по эюре сезонных температур величину Q . Как указывают В. С. Лукьянов и М. Д. Головки, расчеты по (3,85) можно несколько уточнить, если имеются данные о глубине промерзания (протаивания) за определенный год на конкретной площадке, оголенной от снежного покрова. Тогда, если на указанный год известны $J_2 = Q_1$ и $g^{-1} \lambda_1$, используя (3,85), на любой другой год, когда $Q = Q_2$, соответствующая глубина промерзания (протаивания) на той же площадке может быть найдена в виде

$$\xi_2 = \xi_1 \sqrt{\frac{\Omega_2}{\Omega_1}}.$$

III-17. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИН СЕЗОННОГО И МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ (ПРОТАИВАНИЯ) ПОРОД ПО МЕТОДУ Л. С. ЛЕЙБЕНЗОНА

Идея метода, основанного на вариационных принципах, заключается в том, что распределение температур в обеих зонах задается в наиболее простом виде, чем облегчается интегрирование задачи, но при условии, что оно удовлетворяет крайним условиям. Затем с помощью условия (3,62) находится закон изменения $\xi(\tau)$.

Применительно к задаче Стефана рассматриваемый метод особенно эффективен. Это связано с тем, что теплообороты, идущие на фазовые переходы, значительно превышают неточности в теплооборотах, возникающих при искажении температурного поля внутри зон. Функции распределения температур в обеих зонах выбираются так, чтобы условие Стефана интегрировалось в явном виде.

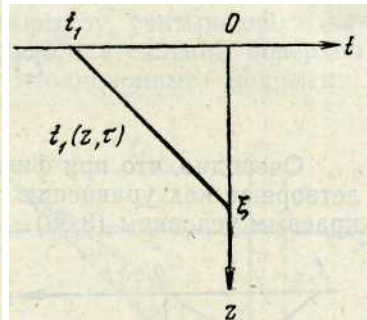


Рис. 20. К выводу формулы Стефана

Рассмотрим приближенное решение классической задачи Стефана методом Лейбензона. Распределение температур в обеих зонах (рис.21) принимается следующим ($t_0=0$):

$$t_1(z, \tau) = t_1 \left(1 - \frac{z}{\xi}\right),$$

$$t_2(z, \tau) = t_2 \operatorname{erf} \frac{z - \xi}{2 \sqrt{a_2^2 \tau}}.$$

Очевидно, что при фиксированном τ функции $t_i(z, \tau)$, $i=1, 2$, удовлетворяют как уравнению теплопроводности, так и соответствующим крайевым условиям (3,80).

Очевидно также, что

$$\left. \frac{\partial t_1}{\partial z} \right|_{z=\xi} = -\frac{t_1}{\xi},$$

$$\left. \frac{\partial t_2}{\partial z} \right|_{z=\xi} = \frac{t_2}{\sqrt{\pi a_2^2 \tau}}.$$

В результате условие Стефана в этом случае примет вид

$$\left(-\lambda_1 \frac{t_1}{\xi} - t_2 \sqrt{\frac{\lambda_2 C_2}{\pi}} \right) = 0. \xi' \quad (3.86)$$

$\xi(0) = 0$ является

$$\xi(\tau) = \beta \sqrt{\tau}, \quad (3.87)$$

где $\beta = \text{const}$ есть положительный (по физическому смыслу) корень

Путем простой проверки видно, что решением уравнения (3,72) при условии квадратного уравнения, к которому сводится (3,86) при подстановке (3,87)

$$-\frac{\lambda_1 t_1}{\beta} - t_2 \sqrt{\frac{\lambda_2 C_2}{\pi}} = \frac{1}{2} Q_\Phi \beta.$$

В результате, учитывая знаки U и U при промерзании и протаивании, имеем

$$\beta = \sqrt{-\frac{2\lambda_1 t_1}{Q_\Phi} + \frac{t_2^2 \lambda_2 C_2}{t Q_\Phi}} - \frac{t_2}{Q_\Phi} \sqrt{\frac{\lambda_2 C_2}{\pi}}. \quad (3.88)$$

Как и следовало ожидать, в частном случае при $t_2=0$, получим формулу Стефана (3,85). При $t_2 \neq 0$ величина β , определяемая (3,88), заведомо меньше α , определяемой (3,85). Это, очевидно, согласуется с физической картиной, так как при $t_2 \neq 0$ движение границы раздела затрудняется потоком тепла из нижней зоны, зависящим от величины t_2 .

**Ш-18. ФОРМУЛА В. С. ЛУКЬЯНОВА И М. Д. ГОЛОВКО ДЛЯ
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ
(ПРОТАИВАНИЯ) ПОРОД**

Существенным недостатком рассмотренных выше приближенных формул является неучет теплоемкости в верхней мерзлой зоне. В. С. Лукьянов предложил приближенную формулу, учитывающую как указанный фактор, так и наличие произвольного утепления поверхности грунта (снежный покров и различные изоляционные покрытия). Постановка задачи в этом случае отличается от рассмотренных выше тем, что нижняя зона отбрасывается, а ее влияние заменяется теплотокном q снизу к границе раздела. Теплоизоляция по!верхности грунта заменяется введением термического сопротивления изоляции (без учета теплоемкости).

При этом как величина q , так и термическое сопротивление изоляции принимаются постоянными в течение рассматриваемого промежутка времени, равными осредненным значениям (рис. 22). Кроме того, учитывается коэффициент теплоотдачи с поверхности a , также принимаемый постоянным, равным 20 ккал/м²-час-град. В связи с этим в расчете используется

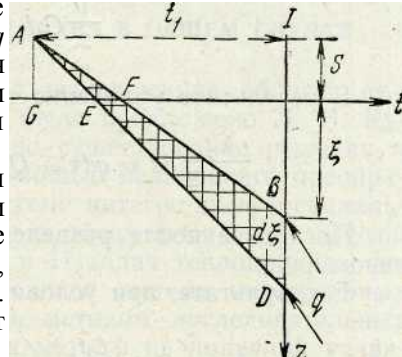


Рис. 22. К выводу формулы В. С. Лукьянова и М. Д. Головки

толщина слоя грунта S ж, термическое сопротивление которого равно сумме термических сопротивлений -слоя изоляции и теплоотдачи с поверхности. Распределение температур в мерзлой зоне принимается пря-

$$\lambda_1 \frac{t_1}{S + \xi} d\tau.$$

За это же время к фронту промерзания из нижних слоев поступит $q d\tau$ тепла, а при замерзании слоя мощностью $d\xi$ освободится $Q_\phi d\xi$ тепла. Кроме того, при охлаждении промерзшего слоя освободится тепло, равное изменению его теплосодержания.

Это тепло, связанное с перемещением температурной прямой за время $d\tau$, количественно равно $C_1 dh$, где C_1 — теплоемкость мерзлого грунта, dh — площадь, заштрихованная на рис. 22.

Для определения dh необходимо из площади ABD , равной $1/2 t_1 d\xi$, вычесть площадь AEF (охлаждение изоляционного слоя). Последняя определяется из подобия треугольников AGE и ADI , а также AGF и ABI ,

$$\text{отсюда} \quad \frac{GE}{AI} = \frac{AG}{DI}, \quad \frac{GF}{AI} = \frac{AG}{BI},$$

$$\text{т. е.} \quad GE = \frac{t_1 S}{S + \xi + d\xi}, \quad GF = \frac{t_1 S}{S + \xi},$$

молинейным.

Рассмотрим уравнение теплового баланса на подвижной границе раздела фаз $z = \xi(\tau)$. За время $\Delta\tau$ от границы раздела к поверхности отводится количество тепла, равное

и площадь AEF с точностью до бесконечно малых 2-го порядка равна

$$\frac{1}{2} t_1 S^2 d\xi$$

(S + Б) Таким образом.

$$dh = \frac{1}{2} t_1 \left[1 - \frac{S^2}{(S + \xi)^2} \right] d\xi,$$

а изменение теплосодержания верхнего слоя равно

$$\frac{1}{2} C_1 t_1 \left[1 - \frac{S^2}{(S + \xi)^2} \right] d\xi.$$

В результате уравнение теплового баланса примет вид

$$\frac{\lambda_1 t}{S + \xi} d\tau = \frac{1}{2} C_1 t_1 \left[1 - \frac{S^2}{(S + \xi)^2} \right] d\xi$$

$$= \text{одн.} - Q d\xi - \frac{1}{2} C_1 t_1 \left[1 - \frac{S^2}{(S + \xi)^2} \right] d\xi$$

Последнее после разделения переменных легко интегрируется в явном виде.

В результате, при условии $g(0) = 0$ имеем

$$\tau = \left(Q + \frac{C_1 t_1}{2} \right) \left(\frac{\lambda_1 t_1}{q^2} \ln \frac{\lambda_1 t_1 - qS}{\lambda_1 t_1 - q(S + \xi)} - \frac{\xi}{q} \right) - \frac{C_1 S^2}{2 \lambda_1} \ln \frac{(S + \xi)(\lambda_1 t_1 - qS)}{S[\lambda_1 t_1 - q(S + \xi)]} \quad (3,89)$$

$$\tau = Q \left(\frac{\lambda_1 t_1}{q^2} \ln \frac{\lambda_1 t_1}{\lambda_1 t_1 - q\xi} - \frac{\xi}{q} \right),$$

В частных случаях, когда некоторые из параметров равны нулю, формула (3,89) сводится к известным формулам. Так, если $S = C_1 = 0$, из формулы (3,89) получаем выражение которое было предложено М. М. Крыловым.

Если, кроме того, $\lambda = 0$, то, применяя правило Лопиталья, получаем формулу Стефана (3,85).

В связи с трудностями численного решения (3,89), представляющего собой трансцендентное уравнение, М. Д. Головки разработал сетчатую номограмму, позволяющую легко находить решение с достаточной для практики точностью. Обычно в расчетах по формуле В. С. Лукьянова при назначении усредненного за период теплопотока из нижележащих слоев к границе раздела используют карту изолиний, составленную авторами на основании обработки многолетних данных по большей части территории СССР. Более точное значение q может быть получено в результате обработки данных расчета термического режима грунта (в частности, на гидроинтеграторе) за период фазовых переходов. С этой целью по значениям тангенсов углов, касательных к температурным кривым к нижней зоне на границе раздела, строится

М. Д. Головки разработал сетчатую номограмму, позволяющую легко находить решение с достаточной для практики точностью. Обычно в расчетах по формуле В. С. Лукьянова при назначении усредненного за период теплопотока из нижележащих слоев к границе раздела используют карту изолиний, составленную авторами на основании обработки многолетних данных по большей части территории СССР. Более точное значение q может быть получено в результате обработки данных расчета термического режима грунта (в частности, на гидроинтеграторе) за период фазовых переходов. С этой целью по значениям тангенсов углов, касательных к температурным кривым к нижней зоне на границе раздела, строится

М. Д. Головки (1957) подробно разработана методика проведения расчетов по рассматриваемой формуле.

В двух случаях: 1) для однородной среды при переменных условиях на границах промерзшего слоя (t, s и $q = \text{const}$) и 2) при пере-

менных по глубине теплофизических характеристиках среды, но постоянных T , δ и q — предлагается приближенный метод решения задачи. При этом соответствующие переменные параметры аппроксимируются с помощью ступенчатой функции. Однако в этих случаях расчет значительно усложняется.

При всей ценности формулы В. С. Лукьянова и М. Д. Головки, для инженерных расчетов некоторая неопределенность при назначении q и a является существенным недостатком.

Ш-19. О ТОЧНОМ РЕШЕНИИ ЗАДАЧИ СТЕФАНА В ОБЩЕМ СЛУЧАЕ

Точное решение задачи Стефана для ограниченной области при произвольных краевых условиях впервые было предложено Л. И. Рубинштейном (1947), причем было доказано существование решения и единственность его. В первой работе с помощью нелинейного преобразования координат задача сводится к системе интегро-дифференциальных уравнений для градиента температур в обеих фазах. В другой работе с помощью функций Грина для I и II задач теплопроводности и свойств потенциала двойного слоя выводится система интегральных уравнений, которую предлагается решать методом последовательных приближений. В связи со сложностью эти методы не получили развития.

Строгое решение задачи Стефана, доведенное до числа с любой наперед заданной степенью точности, было предложено В. Г. Меламедом (1957) путем сведения системы уравнений частных производных (3,60—3,62) к бесконечной системе обыкновенных дифференциальных уравнений.

Доказано, что решение ее может быть получено предельным переходом из решения укороченной системы и что оно единственно. Тем самым при численном интегрировании одним из методов численного анализа решение задачи Стефана может быть получено с любой степенью точности. Аналогичное рассмотрение проведено в случае второй краевой задачи (1959). В дальнейшем указанный метод был распространен на многофазный случай (n границ раздела фаз) и дал возможность впервые провести расчет задачи Стефана за полный цикл. Обычно расчет за полный цикл включает в себя случай двухфазной среды (от начала промерзания или протаивания до момента инверсии знака температуры на поверхности), затем трехфазной (появление новой фазы с поверхности) и при слиянии обеих подвижных границ — однофазной, описываемой уравнением Фурье.

При этом возможен случай и большего числа фаз, когда образуются «перелетки». Переход от одного случая к другому описан в работе В. А. Кудрявцева, В. Г. Меламеда (1960).

Помимо этого, по предложенному В. Г. Меламедом методу легко определяются теплообороты за цикл на различных глубинах, что позволило выявить и численно определить так называемую «температурную сдвигку», т. е. изменение средней температуры грунта в связи с различием теплофизических характеристик грунта в талом и мерзлом состояниях.

Указанный алгоритм точного решения задачи Стефана за любой промежуток времени легко реализуется с помощью электронных вычислительных машин (ЭВМ), используя имеющиеся стандартные программы решения системы обыкновенных дифференциальных уравнений.

**III-20. ПРИБЛИЖЕННЫЕ ФОРМУЛЫ В. А. КУДРЯВЦЕВА ДЛЯ
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛООБОРОТОВ И ГЛУБИН СЕЗОННОГО И
МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ (ПРОТАИВАНИЯ) ПОРОД**

■ „ 1. ФОРМУЛЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛООБОРОТОВ И ГЛУБИН
СЕЗОННОПРОМЕРЗАЮЩЕГО И СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Приведенные решения задачи Стефана дают возможность осветить многие вопросы мерзлотоведения. Однако применение этих решений преследует цели получения только количественных характеристик процесса промерзания (протаивания), в частности, изменение их глубин во времени.

Все приведенные решения не вскрывают связи теплофизической стороны промерзания пород с геолого-географической природой этого явления. Поскольку в природной обстановке изменение температуры на поверхности земли носит периодический характер, дальше (гл. VII) будет показано, что увязка этих двух сторон явления возможна только через *основные классификационные признаки*, т. е. через *годовую амплитуду температур на поверхности грунта, среднюю годовую температуру на подошве слоя сезонного промерзания и протаивания, состав и влажность грунта*.

В силу этого для вскрытия общих и частных закономерностей формирования сезонного и многолетнего промерзания (протаивания) горных пород необходимо получить такую расчетную формулу, которая позволила бы увязать глубину сезонного или многолетнего промерзания (протаивания) пород с вышеуказанными четырьмя параметрами. Результаты вычисления по этой формуле должны давать близкую сходимость с эталонными методами расчета по точному методу В. Г. Меламеда.

Указанные четыре параметра входят в решение уравнения теплопроводности Фурье для периодических колебаний на поверхности земли, но без учета фазовых переходов воды при промерзании грунта (3,51). Воспользуемся этим решением, добавив в него теплообороты, связанные с фазовыми переходами воды. В этом случае теплообороты

$$Q_0 = Q_c + Q_w,$$

$$Q_w = zQ_\phi.$$

по огибающим (Q_0) будут равны:

где Q_c — теплообороты, связанные с теплоемкостью грунта; Q_w — теплообороты, связанные с фазовыми переходами воды в грунте при его промерзании (протаивании). Для слоя мощностью z

Отсюда общие теплообороты по огибающим для слоя сезонного промерзания (протаивания) мощностью z с учетом (3.58) имеют вид

$$Q_0 = (24pC + Q_\phi)S. \quad (3,90)$$

Целесообразно записать это выражение в следующем виде:

$$Q_0 = 2tA_1C, \quad (3,91)$$

где A_1 — приведенная средняя амплитуда для слоя, включающая в себя и теплоту фазовых переходов воды.

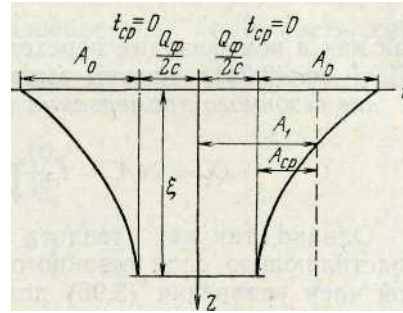
Приравнивания (3,90) и (3,91), получим



$$A = A\Phi + \wedge. \quad (3,92)$$

$$\frac{Q}{2c}$$

Соотношение между A_1 и L_{cp} представлено на рис. 23. Выражение (3,92) определяет эффективную амплитуду, включающую в себя дополнительный член $-\ast-$, представляющий условное изменение амплитуды в связи с фазовыми переходами воды в слое промерзания (протаивания).



Рассмотрим сначала случай (а), когда теплофизические характеристики грунта в мерзлом и талом состояниях равны. При этом средняя годовая температура на поверхности (t_{cv}) равна средней на подошве сезоннопро-мерзающего (сезоннопротаивающего) слоя. Случай (б), когда теплофизические характеристики в мерзлом и талом состояниях различны, ори котором средняя годовая температура на поверхности отличается от средней годовой температуры на подошве слоя промерзания (протаивания), на величину так называемой «температурной сдвижки», будет рассмотрен ниже.

Рис. 23. Соотношение A_1 и A_{cp}

а. Случай равных теплофизических характеристик пород в талом и мерзлом состояниях

$$A_1 = \frac{A_0 - t_{cp}}{\ln \frac{A_0 + \frac{Q_{\phi}}{2C}}{t_{cp} + \frac{Q_{\phi}}{2C}}}$$

Для определения величины A_1 в слое λ воспользуемся формулой (3,59), но согласно рис. 23 введем вместо A_0 выражение $L_0 + \dots$

вместо t_{cp} — выражение $t_0 + \dots$. Тогда имеем откуда с помощью (3,92) получаем

$$A_{cp} = \frac{A_0 - t_{cp}}{\ln \frac{A_0 + \frac{Q_{\phi}}{2C}}{t_0 + \frac{Q_{\phi}}{2C}}} \cdot \frac{Q_{\phi}}{2C} \quad (3,93)$$

Эти формулы являются расчетными для определения A_2 и L_{cp} при учете фазовых переходов воды.

Одновременно с этим необходимо указать, что согласно зависимости (3,57) теплообороты грунта по огибающим с учетом фазовых переходов для всего слоя колебания температур запишутся в следующем виде:

$$Q = 2 \left(A_0 + \frac{Q_{\phi}}{2C} \right) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} \quad (3,94)$$

Теплообороты для слоя мощностью z , подстилающего слой сезонного промерзания (протаивания) ξ , равны

$$Q_z = 2 t_{cp} \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}, \quad (3,95)$$

так как в нем фазовые переходы не происходят. В результате, вычитая (3,95) из (3,94), получим выражение для теплооборотов по огибающим в слое сезонного промерзания (протаивания)

$$Q_{\xi} = 2(A_0 - t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{Q_{\phi}}{2C} \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}. \quad (3,96)$$

Однако, так как теплота льдообразования не проходит в толщу, подстилающую слой сезонного промерзания или протаивания, то второй член уравнения (3,96) должен быть взят с некоторым коэффициентом $m < 1$. Величина этого коэффициента определяется из соотношения

$$\xi (2 A_{cp} C + m Q_{\phi}) + m Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} = \xi (2 A_{cp} C + Q_{\phi}),$$

откуда
$$m = \frac{\xi}{\xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}. \quad (3,97)$$

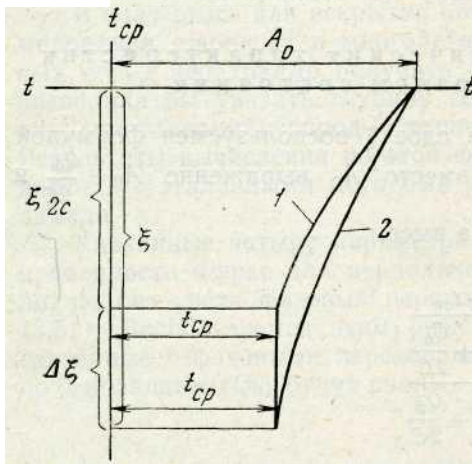


Рис. 24. К определению величин ξ_{2c} и $\Delta\xi$: 1 — огибающая температур при промерзании на глубину ξ_{2c} , 2 — огибающая температур при промерзании на глубину ξ

+ 1 / ^
nC

Но это значение m будет справедливым только в том случае, если теплоты кристаллизации льда будут эквивалентны теплооборотам, идущим за счет теплоемкости. В действительности это не так. Теплота льдообразования участвует в нагревании и охлаждении почвы вышележащих слоев и «застревает» полностью на каждой данной глубине, не проникая в нижележащую толщу. В уравнении (3,96) теплообороты по огибающим в слое сезонного промерзания (протаивания) состоят из двух слагаемых. Аналогично этому

глубину сезонного промерзания (протаивания) можно рассматривать так же, как сумму 2 слагаемых (рис. 24), в следующем виде:

$$\xi = \frac{2(A_0 - t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}}{2 A_{cp} C + Q_{\phi}} + m \frac{Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2 A_{cp} C + Q_{\phi}}. \quad (3,98)$$

Первое слагаемое обозначим через ξ_{2c} , второе — через $\Delta\xi$. Выражение ξ_{2c} представляет собой глубину сезонного промерзания (протаивания), обусловленную теплооборотами при теплопередаче за счет теплоемкости и только частично за счет фазовых переходов. Выражение же $\Delta\xi$ всецело связано с теплотами льдообразования. В силу этого в слое

$\xi - \xi_{2c}$ теплообороты, связанные с теплотами льдообразования, в каждой данной точке будут участвовать в нагревании (охлаждении) только вышележащей толщи и не будут проникать глубже. В результате в среднем для всего слоя $\xi - \xi_{2c}$ следует брать только теплообороты, составляющие $\frac{Q_\phi}{2A_{cp}C + Q_\phi}$ от общих теплооборотов, т. е. часть, связанную только с фазовыми переходами воды. Отсюда выражение (3,97) примет следующий вид:

$$m = \frac{\xi_{2c} + \frac{(\xi - \xi_{2c}) Q_\phi}{2A_{cp}C + Q_\phi}}{\xi_{2c} + \frac{(\xi - \xi_{2c}) Q_\phi}{2A_{cp}C + Q_\phi} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}},$$

или окончательно

$$m = \frac{2A_{cp}C\xi_{2c} + \xi Q_\phi}{2A_{cp}C\xi_{2c} + \xi Q_\phi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp}C + Q_\phi)}. \quad (3,99)$$

Отсюда, подставляя (3,99) в (3,98), получим окончательное выражение для определения *глубины сезонного промерзания или протаивания грунта* в виде

$$\xi = \frac{2(A_0 - t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2A_{cp}C\xi_{2c} + \xi Q_\phi) Q_\phi \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp}C\xi_{2c} + Q_\phi\xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp}C + Q_\phi)}}{2A_{cp}C + Q_\phi}. \quad (3,100)$$

Это выражение справедливо для определения как глубин сезонного промерзания, так и сезонного протаивания грунтов, но только в том случае, если теплофизические характеристики грунтов в мерзлом и талом состоянии равны.

Решая полученное квадратное уравнение (3,100) относительно ξ (при этом один корень — отрицательный — отбрасывается), получаем расчетную формулу для определения глубины сезонного промерзания (протаивания) для случая равенства теплофизических характеристик мерзлого и талого грунтов в более удобном для практического применения виде

$$\xi = \frac{-B + \sqrt{B^2 + 4DE}}{2D},$$

где $D = \alpha Q_\phi, \quad B = \alpha\gamma + \alpha^2\sigma - \beta Q_\phi - Q_\phi^2\sigma,$

$$E = \gamma\beta + \alpha\beta\sigma + \gamma\sigma Q_\phi,$$

где $\alpha = 2A_{cp}C + Q_\phi, \quad \beta = 2(A_0 - t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}},$

$$\gamma = 2A_{cp}C\xi_{2c}, \quad \sigma = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}.$$

По полученной формуле (3,100) были произведены расчеты глубины сезонного промерзания (протаивания) при различных влажностях, амплитудах колебания и средних годовых температурах на поверхности грунта. При тех же условиях, для оценки точности предлагаемой формулы, величины глубин сезонного промерзания (протаивания) грунтов были определены на электронной вычислительной машине «Стрела» ВЦ МГУ по методу, предложенному В. Г. Меламедом.

Очевидно, что при влажности грунта, равной нулю, рассматриваемая формула представляет собой точное решение (сводится к 3,55). Поэтому целесообразно сравнивать глубины сезонного промерзания (протаивания), полученные по формуле (3,100) с решением, принимаемым за эталонное лишь при значительной величине влажности грунта (порядка $w_e = 20\%$). Кроме того, проводились расчеты в некоторых точках при промежуточных значениях влажности (до 10%), а также при крайних значениях амплитуд температур на поверхности земли: $L = 24^\circ$ (близкие к максимальным) и $L_0 = 7,5^\circ$ (близкие к минимальным). Среднегодовые температуры на поверхности грунта t_n также выбирались в широком диапазоне (от близких к амплитуде на поверхности до близких к нулю).

Результаты расчетов глубины сезонного промерзания при указанных условиях по приведенной формуле и на «Стреле» представлены в таблице 3 (для случая $w = 20\%$). Там же приведены теплофизические характеристики рассматриваемого грунта.

Таблица 3

Сравнение глубин сезонного промерзания, рассчитанных по формуле (3,100) с эталонным решением

L, °C	L ₀ , °C	κ	С	Глубина сезонного промерзания	
				на «Стреле»	по формуле (3,100)
				по расчету м	
24	12	1,07	23 680	1,043	1,094
24	7	1,07	23 680	1,543	1,628
24	3	1,07	23 680	1,997	2,111
7,5	3	1,07	23 680	0,807	0,863
24	12	1,07	11840	1,321	1,305
24	7	1,07	11840	1,935	2,029
7,5	3	1,00	40 000	0,634	0,659

Как следует из сопоставления этих результатов, предлагаемая формула дает величину глубины сезонного промерзания (протаивания) с вполне достаточной для практических расчетов точностью. Максимальная относительная ошибка в довольно большом диапазоне влажностей и амплитуд не превышает 5%. Как и следовало ожидать, при понижении влажности расхождение уменьшается.

Из формулы (3,100) определяется и формула теплооборотов, проходящих через поверхность почвы за половину года, с учетом фазовых переходов воды в грунтах при их промерзании (протаивании).

Для этого заметим, что в формуле (3,100) числитель правой части представляет собой теплообороты по огибающим для слоя годовых колебаний температур с учетом фазовых переходов. Поэтому аналогично

(3,57) и (3,64) для получения искомой формулы достаточно коэффициент 2 у первого слагаемого заменить на $\sqrt{2}$.

В результате формула для определения теплооборотов через поверхность для слоя сезонного промерзания грунтов запишется в следующем виде:

$$Q = \sqrt{2} (A_0 - t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_{\phi})}. \quad (3,101)$$

В талых грунтах, подстилающих слой сезонного промерзания, годовые теплообороты, проходящие через поверхность (Q), согласно (3,64) равны

$$Q = \sqrt{2} t_{cp} \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}. \quad (3,102)$$

Суммируя (3,101) и (3,102), получим выражение для теплооборотов в слое годовых колебаний температур с учетом фазовых переходов воды при сезонном промерзании, в следующем виде:

$$Q = \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2c} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_{\phi})}. \quad (3,103)$$

Контрольные расчеты теплооборотов по данной формуле и на электронной вычислительной машине «Стрела» по методу В. Г. Меламеда дали хорошую сходимость. Результаты расчетов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Сравнение теплооборотов, рассчитанных по формуле (3,103) с эталонным методом

A ₀ , °C	t, °C	λ, ккал/м·час·град	C, ккал/м ³ ·град	Теплообороты Q, рассчитанные	
				на «Стреле»*	по формуле (3,103)
24	18	1,07	23 680	+ 47 672 - 45 548	49 949
24	12	1,07	23 680	+ 56 998 - 55 770	57 400
24	7	1,07	23 680	+ 61 767 - 62 386	62 670
24	3	1,07	23 680	+ 62 836 - 64 499	65 974
7,5	3	1,07	23 680	+ 26 432 - 24 868	26 906
7,5	3	1,00	40 000	+ 33 520 - 36 018	31352

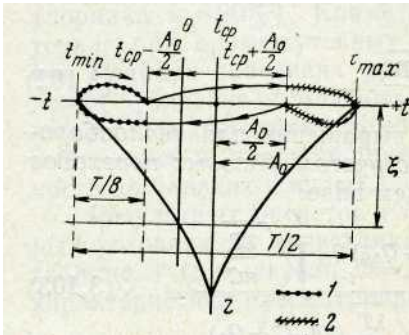
* На «Стреле» рассчитывалась отдельно приходная (с плюсом) и расходная (с минусом) части теплооборотов за год.

Расчеты сделаны для крайних значений амплитуд (максимальной и минимальной) в диапазоне температур (от 18 до 3°) и при двух влажностях (20 и 35%).



б. Случай различных теплофизических характеристик пород в талом и мерзлом состоянии

Если теплофизические характеристики мерзлого и талого грунта различны, то при периодических колебаниях температуры на его поверхности, в слое сезонного промерзания (протаивания) отмечается *температурная сдвигка*. Природа этой сдвигки объясняется тем, что теплообороты, связанные с фазовыми переходами воды в грунте, и частично теплообороты, идущие за счет теплоемкости при температурах разного знака, протекают при различных теплофизических характеристиках мерзлого и талого грунтов. Это явление может быть записано следующим образом:



$$Q_{w_2} = \frac{\sqrt{\lambda_T}}{\sqrt{\lambda_M}} Q_{\phi} \xi,$$

$$Q_i > I$$

и согласно (3,57) и (3,64)

зовыми переходами воды в грунте в период его промерзания, Q_w — то же в период его оттаивания, X_m и I_M —

Рис. 25. Схема годового хода теплооборотов через поверхность грунта при различных его характеристиках в мерзлом (λ_M) и талом (λ_T) состоянии: 1 — в мерзлом грунте, 2 — в талом грунте

где Q_{i0} — теплообороты, связанные с фазовыми переходами соответственно коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунтов. Таким образом, за счет фазовых переходов воды в зимнее

время

года отдача тепла будет превышать приход тепла в летнее время на величину

$$\Delta Q = Q_{w_1} - Q_{w_2} = Q_{\phi} \xi \left(1 - \frac{\sqrt{\lambda_T}}{\sqrt{\lambda_M}} \right). \quad (3,104)$$

Теплообороты, идущие за счет теплоемкости, будут совершаться по схеме (рис. 25). Здесь согласно III-10 показано, что смена знака теплооборотов происходит при $\frac{T}{8}$ и $\frac{5}{8} T$ в точках с температурами $t_{cp} - \frac{A_0}{2}$ и $t_{cp} + \frac{A_0}{2}$. Очевидно, что на приведенной схеме при разных теплопроводностях λ_M и λ_T совершается половина всех полугодовых теплооборотов. На рисунке 25 ход теплооборотов при λ_M показан сплошной линией с кружочками (от температуры $t_{cp} - \frac{A_0}{2}$ через t_{min} до $t_{cp} - \frac{A_0}{2}$, где происходит смена знака теплооборотов). Очевидно, это будет справедливо только при $t_{cp} < \frac{A_0}{2}$. При $A \geq t_{cp} \geq \frac{A}{2}$ количество теплооборотов, идущих за счет теплоемкости при отрицательных температурах, будет уменьшаться от половины годовых (при $t_{cp} = \frac{A}{2}$) до нуля (при

$t_{cp}=A_0$). В дополнение к этому следует сказать, что при наличии фазовых переходов воды количество теплооборотов, идущих за счет теплоемкости, сокращается. Это легко видеть, приравняв выражение (3,90) для теплооборотов, идущих через поверхность и (3,103), откуда

$$Q_n = \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2 A_{cp} C + Q_{\phi})} =$$

$$= (n A_{cp} C + Q_{\phi}) \xi, \quad (3,105)$$

где $n < \sqrt{2}$.

При $Q_{\phi}=0$ коэффициент n равен $\sqrt{2}$, при $Q_{\phi} \neq 0$, с увеличением влажности, значение n уменьшается. Это связано с тем, что теплообороты, идущие на фазовые переходы в нижних слоях, проходя вышележащие слои, участвуют в их нагревании и таким образом сокращают

теплообороты за счет теплоемкости (и для n в (3,105)). Важно учесть, что этот процесс идет только при отрицательных температурах. Поэтому, для того чтобы учесть теплообороты, идущие при отрицательных температурах за счет теплоемкости (а не в связи с фазовыми переходами), необходимо из общих теплооборотов вычесть теплообороты, обусловленные фазовыми переходами воды, а также идущие при одинаковых теплопроводностях (приход и расход при λ_m или при λ_T).

$$Q_c = Q_n - Q_{\phi} \xi - \frac{1}{2} n A_{cp} C \xi K, \quad (3,106)$$

где Q_c — теплообороты, идущие за счет теплоемкости при различных теплопроводностях (приход при λ_m , расход при λ_T или наоборот), K — коэффициент, значение которого изменяется от 1 до 2. При $t_{cp} < \frac{A_0}{2}$ $K=1$, при $A_0 > t_{cp} > \frac{A_0}{2}$ K изменяется от 1 (при $t_{cp} = \frac{A_0}{2}$) до 2 (при $t_{cp} = A_0$). Изменение K может быть принято по линейному закону.

Таким образом, за счет неравенства теплопроводностей (λ_m и λ_T) расход тепла в зимнее время будет превышать приход тепла летом согласно (3,106) на

$$\Delta Q = Q_c + Q_{\phi} = Q_n - \frac{1}{2} \sqrt{2} A_{cp} C \xi K, \quad (3,107)$$

$$\Delta Q = \left[\sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{(2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2 A_{cp} C + Q_{\phi}))} - \frac{1}{2} n A_{cp} C \xi K \right] \times \left(1 - \frac{\sqrt{\lambda_T}}{\sqrt{\lambda_m}} \right). \quad (3,108)$$

В виде формулы запишется это следующим образом: или,

подставив (3,105) в (3,107), окончательно получим

Температурная сдвигка. Полученное в (3,108) превышение (ΔQ)

пературы на подошве слоя сезонного промерзания и протаивания Δt по сравнению с $t_{ср}$ на поверхности грунта, величина которой связана с ΔQ следующим образом:

$$\Delta Q = \frac{\Delta t}{\xi} \tau \cdot \lambda_{пр}, \quad (3,109)$$

где τ — время (год в час), $\lambda_{пр}$ — приведенная теплопроводность. В первом приближении $\lambda_{пр}$ может быть определена следующим образом:

$$\lambda_{пр} = \frac{\lambda_{т}(A_0 + t_{ср}) + \lambda_{м}(A_0 - t_{ср})}{2A_0}. \quad (3,110)$$

Приравнявая (3,108) к (3,109) и решив полученное выражение относительно температурной сдвигки Δt , окончательно получим¹:

$$\Delta t = \frac{\xi}{\tau \lambda_{пр}} \left(1 - \frac{\sqrt{\lambda_{т}}}{\sqrt{\lambda_{м}}} \right) \left[\sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{ср} C \xi_{2с} + Q_{ф} \xi) Q_{ф} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{ср} C \xi_{2с} + Q_{ф} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{ср} C + Q_{ф})} - \frac{1}{2} n A_{ср} C \xi K \right]. \quad (3,111)$$

Имея формулу для расчета температурной сдвигки Δt , можно перасхода над приходом тепла приведет к сдвигке средней годовой температуры к рассмотрению метода расчета глубин сезонного промерзания и протаивания при различных теплофизических характеристиках талого и мерзлого грунтов. В этом случае в формулу (3,100) следует вместо $t_{ср}$ подставлять $t_{ср} - \Delta t$, вместо $A_{ср}$ подставлять

$$A_{ср} = \frac{A_0 - t_{ср} + \Delta t}{A_0 + \frac{Q_{ф}}{2C}} - \frac{Q_{ф}}{2C} \ln \frac{A_0 + \frac{Q_{ф}}{2C}}{t_{ср} - \Delta t + \frac{Q_{ф}}{2C}} \quad (3,112)$$

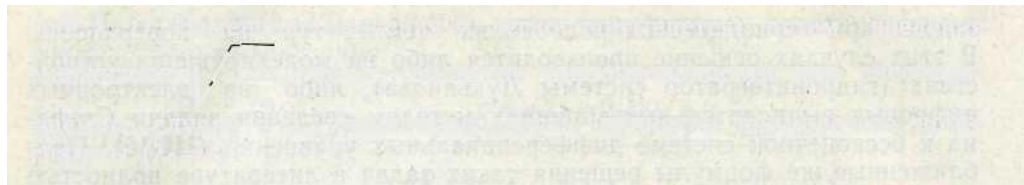
и $\lambda_{пр}$ — вместо λ .

Таким образом, общий вид формулы для расчета глубины как сезонного промерзания, так и сезонного протаивания при неравных теплопроводностях один и тот же. Разница заключается только в конкретных значениях Δt , $A_{ср}$ и $\lambda_{пр}$.

Расчеты глубин сезонного промерзания (протаивания) по формуле (3,100) при $\lambda_{м} \neq \lambda_{т}$ проверялись расчетом для аналогичных условий на электронной вычислительной машине «Стрела». Результаты сравнения приведены в табл. 5.

Приведенные данные показывают, что формулы дают хорошую сходимость с методом В. Г. Меламеда. Для удобства пользования формулами (3,100), (3,103) и (3,111) составлены и опубликованы номограммы В. А. Кудрявцева и В. Г. Меламеда (1966). Номограммы составлены для диапазона значений A_0 , $t_{ср}$ и $Q_{ф}$ и определенных значе-

¹ Для практических расчетов с достаточной точностью можно принять $n = \sqrt{2}$.



ний Я, С. Изменение значения λ_k легко учитывается путем введения множителя $1/A_0$, где Я — значение теплопроводности для рассчитываемого случая и X — теплопроводность, принятая при расчете номограммы ($Y_0=1$).

Таблица 5
Расчет глубин сезонного промерзания (протаивания) по формуле (3,100) и на «Стреле»

$t_0, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{ср}}, ^\circ\text{C}$	$Q_{\text{Ф}}, \text{ккал/м}^2$	$\lambda_{\text{М}}, \text{л/м-час-град}$	$\lambda_{\text{Т}}, \text{л/м-час-град}$	$\xi, \text{м}$				Изменение глубины промерзания (м)
					на «Стреле»	по формуле (3,111)	на «Стреле»	по формуле (3,100)	
7,5	1,5	11840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69					
	3,0	11840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69	0,70	0,394 0,439	0,843	1,161 0,879	0,004
	5,0	11 840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69	0,30	0,202 0,219	0,46	0,627 0,501	0,002
24,0	3,0	11 840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69		1,600 1,792		2,922 2,200	
	7,0	11840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69	2,08	1,275 1,414	1,63	2,109 1,677	0,006
	12,0	11840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69	1,28	0,878 0,959	1,11	1,334 1,114	0,0037
	18,0	11 840 23 680	1,07 1,07	0,69 0,69		0,422 0,448		0,603 0,527	

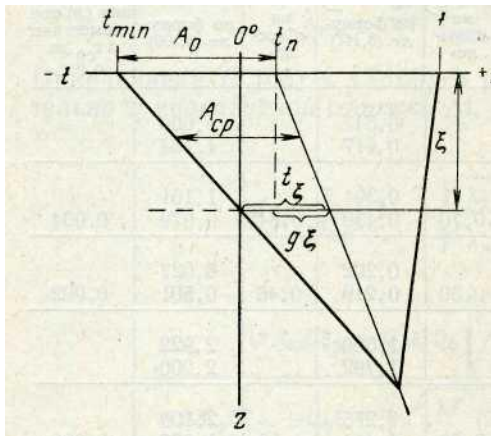
2. ПРИБЛИЖЕННЫЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ РАСЧЕТА ТЕПЛОБОРОТОВ И ГЛУБИН ПРИ МНОГОЛЕТНЕМ ПРОМЕРЗАНИИ ПОРОД

Многолетнее промерзание и протаивание горных пород принципиально не должно отличаться от сезонного промерзания и протаивания грунтов. Различие заключается в длительности периода колебаний температур на поверхности земли и необходимости учета влияния геотермического градиента. Однако, несмотря на отсутствие принципиальных отличий между сезонным и многолетним промерзанием (протаиванием), вопросы расчета глубин сезонного и многолетнего промерзания и протаивания разработаны неодинаково.

Для расчетов глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов существует значительное количество самых разнообразных формул. В случае многолетнего промерзания (протаивания) горных пород дело обстоит иначе. При стационарных температурных условиях на поверхности земли расчеты многолетнего промерзания (протаивания) осуществляются по формуле Стефана. В случае кусочно-постоянных температурных условий на поверхности земли в первом приближении может быть использована формула Д. В. Редозубова (1959). Решение задачи о многолетнем промерзании (протаивании) при таких граничных условиях в природной обстановке применимо в очень редких случаях и не дает возможности решить наиболее типичные, часто встречающиеся

задачи при периодических колебаниях температур на поверхности. В этих случаях решение производится либо на моделирующих устройствах (гидроинтегратор системы Лукьянова), либо на электронных цифровых вычислительных машинах методом сведения задачи Стефана к бесконечной системе дифференциальных уравнений (111-16). Приближенные же формулы решения таких задач в литературе полностью отсутствуют.

Используемые в настоящее время методы расчета задачи Стефана не позволяют вскрыть общие закономерности формирования многолетнемерзлых толщ в зависимости от геолого-географических условий.



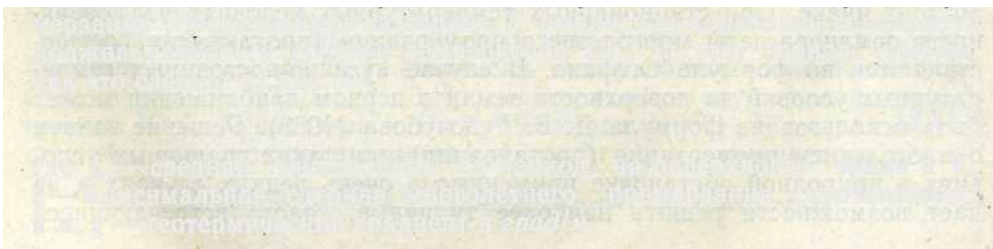
Для определения этим путем закономерностей влияния литологического состава, теплофизических характеристик, влажности, температурных условий на поверхности, геотермического градиента и других факторов, влияющих на процесс многолетнего промерзания и протаивания, необходимо проведение большого количества массовых расчетов на вычислительных машинах с последующей обработкой результатов, что требует больших затрат сил и времени. Самым существенным недостатком машинных методов

Рис. 26. К выводу формулы глубины расчета является их малая доступность многолетнего промерзания широкому кругу исследователей. К этому следует добавить, что необходимость расчета глубин

многолетнего промерзания (протаивания) часто возникает в полевой обстановке при производстве полевой съемки, где необходимо путем прикидочных расчетов определить мощность многолетнего промерзания (протаивания) пород в зависимости от данных конкретных условий.

Все это приводит к необходимости разработки достаточно простых приближенных формул расчета глубин многолетнего промерзания и протаивания пород в зависимости от конкретных геолого-географических условий. Ниже приводится приближенная формула, отвечающая указанным выше требованиям. В основу этой формулы положена схема расчета глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов, приведенная выше (Ш1-20, п. 1,а). В случае многолетнего промерзания (протаивания) пород в формуле сезонного промерзания (протаивания) (3,100) необходимо изменить длину периода колебаний температур на поверхности, а также учесть влияние геотермического градиента. Изменение длины периода колебаний не приводит к изменению вида формулы, подставляется лишь новое значение этой величины в часах.

Учет геотермического градиента производится следующим образом.



На подошве многолетнемерзлой толщи, при максимальной глубине промерзания (протаивания) за период Γ , амплитуда колебаний температур должна равняться средней температуре (t^{\wedge}) за этот период. Причем, как это следует из рис. 26,

$$t^{\wedge} \Gamma + g l, \quad (3,113)$$

где t_n — средняя температура за период на (поверхности земли в °С, g — максимальная глубина многолетнего промерзания (протаивания). в м, g — геотермический градиент в град/м.

Подставляя (3,113) в (3,100), «получим формулу расчета глубин многолетнего промерзания:

$$\xi_{\text{мн}} = \frac{(A_0 - t_{\text{п}} - g\xi) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2A_{\text{ср}}C\xi_{2c} + Q_{\text{ф}}\xi)Q_{\text{ф}} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{\text{ср}}C\xi_{2c} + Q_{\text{ф}}\xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}(2A_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}})}}{2A_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}}}, \quad (3,114)$$

где $\xi_{2c} = \frac{2(A - t_{\text{п}} - g\xi) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}}}$.

При многолетнем промерзании (протаивании) в отличие от сезонного определение величины $L_{\text{ср}}$ может быть значительно упрощено в связи со спрямлением огибающих. Таким образом, с достаточной степенью точности в рассматриваемом случае можно принять

$$A_{\text{ср}} = \frac{1}{2}(A + t + g\xi). \quad (3,115)$$

Подставляя (3,115) в (3,114), в результате преобразований получаем формулу расчета глубин многолетнего промерзания в более удобном виде

$$\xi = \xi_{2c} + \frac{(A_{\text{ср}}\xi_{2c} + \alpha\xi)\alpha\beta}{[A_{\text{ср}}\xi_{2c} + \alpha + \beta(A_{\text{ср}} + \alpha)](A_{\text{ср}} + \alpha)}, \quad (3,116)$$

где $\alpha = \frac{Q_{\text{ф}}}{2C}$, $\beta = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}$.

Уравнение (3,116) представляет собой уравнение 4-го порядка относительно ξ . Решение его может быть легко получено как решение трансцендентного уравнения путем подбора величины ξ до тех пор, пока правая и левая части (3,116) не будут равны с заданной точностью.

По этой формуле были произведены расчеты глубин многолетнего промерзания при $T=100\,000$ лет для различных значений A , t , $Q_{\text{ф}}$, λ и g . Одновременно были произведены контрольные расчеты задачи Стефана для тех же значений указанных параметров на электронной вычислительной машине «Стрела».

Результаты расчетов приведены в табл. 6, из которой следует, что предложенная формула дает значение глубин промерзания с достаточ-

Таблица 6
Сравнение глубин многолетнего промерзания, рассчитанных по формуле (3,Ш) и на «Стреле»

$A_0, \text{ }^\circ\text{C}$	$t_{\text{п}}, \text{ }^\circ\text{C}$	$\lambda, \text{ ккал/м}\cdot\text{час}\cdot\text{град}$	$Q_{\text{ф}}, \text{ ккал/м}^2$	$g, \text{ град/м}$	$\xi, \text{ м}$	
					на «Стреле»	по формуле (3,116)
6	0	1,07	11 840	0,03	156	146,5
6	4	0,69	23 680	0,0	113	117
6	4	0,69	11 840	0,0	147	146
6	4	0,69	11 840	0,01	92	85
6	0	0,69	23 680	0,03	138	127
6	2	0,69	23 680	0,03	94	85,7
6	4	0,69	23 680	0,03	47	43,5

ной точностью (расхождение не превышает 8%). Как следует из табл. 6, при увеличении разности амплитуд температур на поверхности и на подошве многолетнемерзлой толщи расхождение несколько увеличивается. В связи с этим при малых амплитудах колебания температур на поверхности земли (до 2—3°C) расхождения будут еще меньше.

Формула (3,114) может быть использована и для определения многолетних за цикл колебаний (период T) теплооборотов.

Аналогично (3,100) числитель этой формулы представляет собой теплообороты но огибающим. Изменив коэффициент при первом слагаемом 2 на $\sqrt{2}$, получим теплообороты, идущие через поверхность земли для слоя многолетнего промерзания (протаивания):

$$Q_{п\bar{\xi}} = \sqrt{2} (A_0 - t_n - g\xi) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi \xi}) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi \xi} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2 A_{cp} C + Q_{\phi})} \quad (3,117)$$

В слое талых пород, подстилающих многолетнемерзлую толщу, теплообороты за период T равны

$$Q_{пз} = \sqrt{2} (t_n + g\xi) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} \quad (3,118)$$

Суммируя (3,117) и (3,118), окончательно получим

$$Q = Q_{п\bar{\xi}} + Q_{пз} = \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi \xi}) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2 A_{cp} C \xi_{2c} + Q_{\phi \xi} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2 A_{cp} C + Q_{\phi})} \quad (3,119)$$

Таблица 7

Сравнение теплооборотов при многолетнем промерзании, рассчитанных по формуле (3,119) и на «Стреле»

			$A_0, \text{ }^\circ\text{C}$	$\partial/\text{м}$	$Q, \text{ ккал}$	
δ	t_n	ξ			на «Стреле»	по форм (3,119)
6	0	1,07	11840	0,03	+ 4 580 954 - 4 743 890	4 542 196
6	4	0,69	23 680	0,0	+ 4 626 261 - 5 145 351	4 744 074
6	0	0,69	23 680	0,03	+ 5 143 872 - 4 902 315	4 901248
6	2	0,69	23 680	0,03	+ 4 193 281 - 4 617 494	4 228 484
6	4	0,69	23 680	0,03	+ 3 111 815 - 3 782 218	3 477 867

Формула (3,119) проверялась путем проведения параллельных расчетов по ней и на электронной вычислительной машине «Стрела». Результаты этих расчетов приведены в табл. 7.

Как видно из табл. 7, расхождение не превышает точности расчета на «Стреле». Для облегчения расчетов по формулам (3,116) и (3,119) составлены номограммы по тому же принципу, что и полученные для сезонного промерзания грунтов.

111-21. ТЕПЛООБОРОТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Выше теплообороты выражались теплотокками, проходящими через поверхность породы за полупериод нагревания или за полупериод охлаждения в зависимости от средних температур на поверхности (t_n), амплитуд годовых температурных колебаний (A_0) и других факторов (3,103).

В научном и практическом отношении важно иметь также соотношение между эффективным излучением поверхности (E), температурным режимом почв (T) и теплооборотами в породах (A).

Связь между температурой поверхности и эффективным излучением выражается формулой (Будыко, 1956)

$$E = \sigma s T^4 (0,4 - 0,06 \sqrt{e}) (1 - cn^2) + 4 \sigma s T^3 (T_{гр} - T),$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана = $8,14 \cdot 10^{-11}$, s — излучательная способность поверхности по сравнению с абсолютно черным телом в долях единицы (0,85—1,0), T — абсолютная температура излучающей поверхности, $T_{гр}$ — абсолютная температура грунта, e — абсолютная влажность воздуха, n — облачность в долях единицы, c — коэффициент изменения облачности по широте.

Пренебрегая вторым членом приведенного уравнения вследствие его относительной малости и выражая E из уравнения радиационно-теплового баланса (3,33), имеем

$$T = \sqrt[4]{\frac{Q_n - LM - p - A}{(1 - cn^2)(0,4 - 0,06 \sqrt{e}) \sigma s}}, \quad (3,120)$$

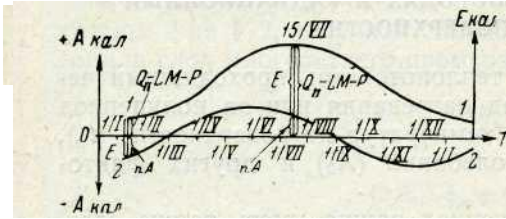
где T выражает температуру излучающей поверхности за некоторый промежуток времени — сутки, декаду, полугодие, и все составляющие радиационно-теплового баланса

$$(Q_n = (Q + q)(1 - \alpha), \quad LM, p, A)$$

определены за тот же промежуток времени. Если использовать уравнение (3,120) для определения среднегодовой температуры излучающей поверхности, то в этом случае величина теплооборотов в почве (A) за год будет равна нулю (при стационарном процессе). Отсюда можно было бы думать, что теплообороты в почве не имеют никакого отношения к формированию температуры почв и пород. В действительности

ной (T_{\max}) и минимальной (T_{\min}) температуры излучающей поверхности. Если принять, что среднегодовая температура поверхности $T_{\text{ср(год)}} = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}$, то для определения $T_{\text{ср(год)}}$ необходимо знать экстремальные температуры поверхности. Из уравнения (3,120) следует, что T_{\max} будет равна тому же выражению (3,120) при условии

подстановки составляющих теплового баланса, полученных в соответствующую декаду. В этом случае декадное значение теплооборотов в породе (A) должно подставляться соны подставляться значения состав-, а значение A должно приниматься



и ходе изменения теплооборотов на значения A относительно $Q_{пл}-LM-p$ на полтора месяца ($1/8$ периода). знаком минус (рис. 27). При опре-

В соответствии с этим при расчете T_{max} и T_{min} необходимо брать величину A с коэффициентом

$$n = \frac{\sqrt{2}}{2} = 0,7.$$

Рис. 27. Годовой ход изменения составляющей радиационно-теплового баланса земной (поверхности: 1—1 поглощенная радиация за вычетом величин испарения и турбулентного теплообмена; 2—2 теплообороты в почве (L)

При расчете экстремальных значений T все составляющие уравнения (3,120), за исключением L , могут быть взяты из справочников (за вторую декаду июля и за вторую декаду января). Величина A может быть определена путем расчета теплооборота за полугодие по формуле (3,103). Далее, разделив полугодовой теплооборот на 18 (числа декад в полугодии), получим среднегодовые, декадные значения теплооборотов. Учитывая, что изменение теплооборотов идет по синусоиде, можно получить максимальное декадное значение теплооборота за полугодие:

$$A_{max(дек)} = \frac{3}{2} A_{cp(дек)}.$$

Беря полусумму экстремальных значений T , получим значение среднегодовой температуры $T_{cp(год)}$ излучающей поверхности:

$$T_{cp(год)} = \frac{1}{2\sqrt[4]{\sigma_s}} \left(\sqrt[4]{\frac{Q_{плл} - LM_{лл} - p_{лл} - 0,7A_{лл}}{(1 - cn_{лл}^2)(0,4 - 0,06\sqrt{e_{лл}})}} + \sqrt[4]{\frac{Q_{плз} - LM_{зз} - p_{зз} + 0,7A_{зз}}{(1 - cn_{зз}^2)(0,4 - 0,06\sqrt{e_{зз}})}} \right). \quad (3,121)$$

Значок «л» означает экстремальные декадные значения величин в летний, а значок «з» — соответственно в зимний период.

Если правая часть уравнения (3,121) равна или меньше $273^\circ K$, то в данном случае могут формироваться и существовать многолетнемерзлые породы. Следовательно, термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых пород выражается неравенством:

$$\frac{1}{2\sqrt[4]{\sigma_s}} \left(\sqrt[4]{\frac{Q_{плл} - LM_{лл} - p_{лл} - 0,7A_{лл}}{(1 - cn_{лл}^2)(0,4 - 0,06\sqrt{e_{лл}})}} + \sqrt[4]{\frac{Q_{плз} - LM_{зз} - p_{зз} + 0,7A_{зз}}{(1 - cn_{зз}^2)(0,4 - 0,06\sqrt{e_{зз}})}} \right) \leq 273,1^\circ K. \quad (3,122)$$

Это условие справедливо при равных теплофизических характеристиках грунтов в мерзлом и талом состоянии ($\lambda_m = \lambda_t$), а также при постоянстве характера излучающей поверхности в течение года. При $\lambda_m \neq \lambda_t$ и при наличии снежного покрова условие существования многолетнемерзлых пород запишется в следующем виде:

$$T_{cp} + \Delta S - \Delta T + \Delta F \leq 273,1^\circ\text{K}, \quad (3,123)$$

где ΔS — отепляющее влияние снежного покрова в $^\circ\text{K}$, ΔT — температурная сдвигка в слое сезонного промерзания при $\lambda_m \neq \lambda_t$ в $^\circ\text{K}$, ΔF — отепляющее влияние инфильтрующихся в грунт атмосферных осадков в $^\circ\text{K}$.

Приведенные выражения (3,122), (3,123) показывают, что в формировании температурного режима поверхности почв и грунтов принимают участие не только составляющие радиационно-теплового баланса и их соотношения, но и тепловые процессы, протекающие в самих грунтах (теплообороты, температурная сдвигка, фазовые переходы воды при замерзании), а также и поверхностные покровы (снег). Таким образом, термодинамические условия существования и образования многолетнемерзлых толщ определяются не только географическими, но* и геологическими и гидрогеологическими условиями.

Представляет особый интерес рассмотрение следующего частного случая. Для отдельных районов в полупериод охлаждения количество солнечной энергии сокращается настолько, что конвективный теплообмен имеет отрицательное значение, так как температура излучающей поверхности ниже температуры воздуха. Поэтому затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен имеют разные знаки и в отдельных случаях могут компенсировать друг друга. В силу этого уравнение (3,33) принимает вид $E - Q_n = R = A$, где R — сумма отрицательных значений радиационного баланса за полупериод охлаждения.

Для ряда метеостанций были получены средние многолетние данные по радиационному балансу поверхности, а также вычислены годовые теплообороты в почвах и грунтах. Сравнение сумм отрицательных значений радиационного баланса и теплооборотов почвы доказывает, что равенство $A = R$ имеет место для многих пунктов (табл. 8).

Таблица 8

Сравнение сумм отрицательных значений радиационного баланса за год по данным метеостанций с отрицательными годовыми теплооборотами, рассчитанными по формуле (3,103)

Метеостанция	Период осреднения данных наблюдений, годы	Отрицательный радиационный баланс $\Sigma (-R)$, ккал/м ² ·год	Отрицательный годовой теплооборот в грунтах $Q_{гр}$, ккал/м ² ·год
г. Ленинград	1953—1959	20 000	17 000
г. Москва	1958—1964	25 760	26 000
Северо-Енисейский р-н ¹	многолетний	40 900	41 300
г. Алдан	»	33 000	37 800
Пос. Перевоз (Бодайбинского р-на)	1957—1962	43 000	48 000
Витим	многолетний	32 000	39 000
Исиль		40 000	42 000
г. Якутск	1957—1963	32 600	39 500
г. Чита.....	1958—1959	35 000	41 000

Данные экспедиции Геологического ф-та МГУ.

Приравнивая теплообороты в грунте из выражений (3,103) и равенства $A=R$, получаем расчетную формулу, связывающую отрицательный радиационный баланс¹ и глубину сезонного промерзания ξ

$$\xi = \frac{R - \sqrt{2} t \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}}{m A_{\text{ср}} C + Q_{\phi}} \quad (3,124)$$

Для общего случая, когда $A = LM + P - R$, глубина сезонного промерзания будет определяться формулой

$$\xi = \frac{LM + P - R - \sqrt{2} t \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}}{m A_{\text{ср}} C + Q_{\phi}}$$

В таблице 9 приведены глубины сезонного промерзания пород, рассчитанные по формуле (3,124) и полученные измерениями на площадке Московской метеорологической обсерватории МГУ. Сравнение приводимых данных указывает на высокую точность расчетного метода для метеорологических условий средней полосы европейской части СССР.

Таким образом, связь радиационно-теплого баланса земной поверхности с теплооборотами в породах может быть использована также и для расчета глубин сезонного промерзания и сезонного протаивания пород.

В заключение следует сказать, что рассмотренная выше связь процессов промерзания и протаивания горных пород и теплооборотов в них с радиационно-тепловым балансом поверхности земли свидетельствует о влиянии геологических факторов на процессы формирования температурного режима и тепловые процессы в верхних слоях литосферы. В силу этого значение указанной закономерности выходит далеко за пределы области мерзлотоведения и свидетельствует о необходимости учета процессов осадконакопления, денудации, неотектонических движений, а также гидрогеологических особенностей (влагооборот, формирование и циркуляция подземных вод) при рассмотрении геотермических условий литосферы и теплового развития Земли в целом.

Сравнение глубин сезонного промерзания, вычисленных по формуле (3,124)

Период, год	Мощность снега z , м	Среднегодовая температура, °С			Годовая амплитуда температур, °С		
		воздуха t	на поверхности почвы $t_{\text{п}}$	на подошве слоя сез. промерзания $t_{\text{пп}}$	воздуха A	на поверхности почвы $A_{\text{п}}$	средняя для слоя сез. промерзания $A_{\text{ср}}$
1958/59	0,34	5,1	7,5	7,1	12,8	10,4	8,8
1959/60	0,41	3,7	7,8	7,4	14,8	10,7	9,1
1960/61	0,18	6,1	7,8	7,5	12,5	10*8	9,2
1961/62	0,34	5,1	8,1	7,7	13,5	10,5	9,1
1962/63	0,35	3,4	7,8	7,4	19,4	15,0	11,2
1963/64	0,22	4,9	7,9	7,5	15,2	12,2	9,8

¹ При расчетах сумма отрицательных значений радиационного баланса берется без знака.

Помимо указанных общих выводов, рассмотренные уравнения могут использоваться при радиационно- и водно-тепловой мелиорации грунтов и территорий (подробнее этот вопрос рассмотрен в гл. XII); при реконструкции палеогеографических и палеоклиматических условий в отдельных регионах, а также на их основе можно разрабатывать методы радиационно-геотермической разведки территории. Возможны и другие применения установленных соотношений.

111-22. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ О ПРОМЕРЗАНИИ И ПРОТАИВАНИИ ПОРОД В СПЕКТРЕ ТЕМПЕРАТУР

Рассмотренная в III—13,1 постановка задачи Стефана, описывающая динамику температурного поля при наличии подвижных границ раздела фаз, справедлива лишь для квазиоднородных тел, где предположение об одной критической температуре замерзания воды оправданно. Однако в тонкодисперсных грунтах, как указывалось ранее, помимо описанного дискретного выделения теплоты фазовых переходов свободной воды, необходимо учесть непрерывно происходящие фазовые переходы связанной воды в спектре отрицательных температур. При этом задача, описываемая системой (3,77) — (3,79), резко усложняется и становится существенно нелинейной в связи с зависимостью теплофизических характеристик от искомой температуры.

А. Г. Колесников (1952) в частном случае, когда вся вода в грунте связана, при крайних условиях типа (3,80) свел задачу к нелинейному обыкновенному дифференциальному уравнению 2-го порядка. При этом задача значительно упрощается, так как исключаются как условие (3,79), так и скачкообразное изменение характеристик среды в разных фазах. Алгоритм решения этого уравнения предложен не был. Однако и в общей постановке (3,77) — (3,79) при условиях (3,80) может быть получено решение (Меламед, 1963) с любой наперед заданной степенью точности, причем доказано существование и единственность решения. Полученный алгоритм реализуется не только на электронных, но и на аналоговых вычислительных машинах непрерывного действия типа ИПТ-5. Последнее обстоятельство существенно в связи с тем, что кривая незамерзшей воды (или, что то же, $C_3\phi(\cdot)$, а также $k(t)$) задается в табличном виде в результате лабораторных определений. Применение указанных моделей эффективно в связи с большой наглядностью и простотой постановки и решения задач, описываемых нелинейными обыкновенными дифференциальными уравнениями до 16 порядка.

Таблица 9
с натурными (данные Московской метеорологической обсерватории МГУ)

Влажность почвы w , %	Кол-во тепла, идущее на фазовые переходы воды при промерзании $\frac{Q_{\phi}}{\text{ккал}} \cdot \frac{1}{\text{м}^3}$	Объемная теплоемкость мерзлой породы $C_{об}$, $\frac{\text{ккал}}{\text{м}^3 \cdot \text{град}}$	Отрицательный радиационный баланс R , $\frac{\text{ккал}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$	Теплооборот в слое годовых колебаний температуры ниже подошвы слоя сез. промерзания $\sqrt{2} t_{пп} \sqrt{\frac{\lambda T C_{об}}{\pi}}$, $\frac{\text{ккал}}{\text{м}^2 \cdot \text{год}}$	Глубина сезонного промерзания ξ , м	
					по формуле (3,124)	по наблюдениям
40	33 840	750	28 600	11 700	0,40	0,38
40	33 840	750	25 270	12 200	0,30	0,33
45	39 480	800	15 060	12 000	0,06	0,08
35	27 400	670	26 680	12 690	0,35	0,36
45	39 480	750	39 470	12 200	0,53	0,51
35	27 400	670	29 500	12 360	0,47	0,54

Введем замену $t = \Phi(y)$, где $y = z \sqrt{\tau}$, тогда (3,77) и (3,78) примут соответственно вид

$$\Phi'' + [\ln \lambda(\Phi)]' (\Phi')^2 + \frac{1}{2\lambda(\Phi)} C_{\text{эф}}(\Phi) \Phi' y = 0, \quad \Phi < 0, \quad (3,125)$$

$$\Phi'' + -^{\wedge} \Phi' \# - 0, \quad \Phi > 0.$$

Краевые условия (3,80) при этом преобразуются к виду

$$\Phi(0) = t_1, \quad \Phi(\infty) = t_2.$$

Будем искать функцию $\xi(\tau)$ в виде $g(\tau) = a/\tau$, где $a > 0$ — искомая постоянная. Введем обозначение $y = y(\Phi)$ — функция, обратная искомой $\Phi(y)$. В этих обозначениях $a = y(b)$.

Из условий (3,79) при этом будем иметь

$$t(a \sqrt{\tau}, \tau) = \Phi(a) = 0, \quad (3,126)$$

$$\lambda_{\text{эф}}(0-0) \Phi'(a \mp 0) - \lambda_{\tau} \Phi'(a \pm 0) = \frac{1}{2} Q_0 a. \quad (3,127)$$

Таким образом, рассматриваемая задача сводится к краевой задаче при $z > 0$ для двух обыкновенных дифференциальных уравнений 2-го порядка (3,125), решения которых сопрягаются при $t = 0$ с помощью условий (3,126) и (3,127).

Рассматриваемая задача, описываемая (3,125) — (3,127), является нелинейной предельной (в смысле условия на ∞) краевой задачей, для численного интегрирования которой необходимо исследовать поведение интегральных линий.

Перепишем (3,125) в виде

$$\Phi'' + a(\Phi)(\Phi')^2 + b(\Phi)\Phi' y = 0$$

$$\text{или } y''(\Phi) = a(\Phi)y' + b(\Phi)(y')^2 y, \quad (3,128)$$

$$\text{где } a(\Phi) = \begin{cases} \frac{\lambda'(\Phi)}{\lambda(\Phi)}, & \Phi < 0, \\ 0, & \Phi > 0, \end{cases} \quad b(\Phi) = \begin{cases} \frac{1}{2} \frac{C(\Phi)}{\lambda(\Phi)}, & \Phi < 0, \\ \frac{1}{2} \frac{C_{\tau}}{\lambda_{\tau}}, & \Phi > 0, \end{cases}$$

причем $b(\Phi) > 0$. Для большинства грунтов $a(\Phi) < 0$ в силу $\lambda'(\Phi) < 0$, так как при понижении температуры теплопроводность за счет увеличения количества льда в грунте повышается. Однако в некоторых грунтах картина обратная, и $a(\Phi) > 0$. Для определенности рассмотрим случай промерзания.

Очевидно, что при $\Phi > 0$ уравнение (3,125) интегрируется в явном виде $\Phi'(y) = \Phi'[\alpha + 0] e^{-m^2(y^2 - \alpha^2)}$,

$$\Phi(y) = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \Phi'[\alpha + 0] e^{m^2 y^2 / 2} [\operatorname{erf}(my) - \operatorname{erf}(m\alpha)], \quad (3,129)$$

$$\text{где } m = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{C_{\tau}}{\lambda_{\tau}}} > 0.$$

Отсюда при $y \rightarrow 0$ из второго уравнения (3,129) следует

$$B = \Phi' [a + 0] e^{m^2 y^2} [1 - \operatorname{erf}(m a)]. \quad (3,130)$$

Из (3,130) и (3,127) легко определяется градиент на границе раздела в промерзающей зоне, т. е.

$$y'(0-0) = \frac{\lambda(0-0)}{\frac{2 B m \lambda \tau}{\pi} \cdot \frac{e^{-m^2 a^2}}{1 - \operatorname{erf} m a} + \frac{1}{2} Q \cdot a}. \quad (3,131)$$

$$\frac{z}{\sqrt{\tau}}$$

В результате исследования интегральных кривых (3,128) доказано, что рассматриваемую задачу можно численно интегрировать методом проб следующим образом. Задаваясь величиной a , определяем из (3,127) $y'(0-0)$ и интегрируем (3,128) «назад» от $\Phi = 0$ до $\Phi = \frac{1}{2}$. В зависимости от полученного при этом $y(t)$ знака увеличиваем (при $y(t) < 0$) или уменьшаем $a = y(0)$ и т. д. Нижней оценкой величины $y(0)$ является $y(0) = 0$.

Предложенным способом интересующее нас решение может быть вычислено с любой степенью точности. Это следует из того, что если отрезок $0 < y < y(0)$ на прямой $\Phi = 0$ разбить на достаточно мелкие интервалы и из концов этих интервалов провести «назад» интегральные кривые уравнения (3,128) до пересечения с осью Φ , то полученный на

ней отрезок $t \in (C\Phi, C\theta)$ также разобьется на достаточно мелкие интервалы. В противном случае это противоречило бы теореме о непрерывной зависимости решения задачи Коши на конечном отрезке.

Найдя в результате решения $y(t) = \Phi(y)$ и значение a с заданной степенью точности, легко определить обратную функцию $t(z, x) = \Phi(y)$ при $t < 0$. При $t > 0$, зная a , величина $t(z, t)$ находится в явном виде из (3,125).

В настоящее время решение задачи о промерзании (протаивании) пористых тел в диапазоне температур при произвольных краевых условиях затруднительно. В связи с этим существенное значение приобретает решение описанной задачи, так как оно позволяет определить некоторые закономерности влияния учета кривой льдистости на процесс промерзания (протаивания) и на их основе прокорректировать результаты расчетов классической задачи Стефана.

Для определения влияния кривой льдовыделения на ход промерзания (протаивания) необходимо проводить серию расчетов при различных условиях на поверхности t_1 и начальных температурах среды t_2 как с учетом кривой льдовыделения, так и в постановке Стефана. В последнем случае, как и обычно при расчетах по формуле Стефана (3,84), принимается, что если на поверхности задается температура $t_1 < 0$, то количество теплоты фазовых переходов при любых $t < 0$ соответствует кривой льдовыделения при температуре t .

Учет влияния кривой льдовыделения на глубину промерзания оценивается путем сравнения полученных в обоих рассматриваемых случаях соответствующих величин a , которые определяют положение нулевой изотермы во времени.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

В случае фазовых переходов в спектре температур процесс промерзания идет более интенсивно, чем при обычной постановке Стефана,

причем максимальное расхождение имеет место при нулевой начальной температуре среды, постепенно уменьшаясь при ее увеличении.

Для объяснения этого факта достаточно рассмотреть расположение интегральных кривых $\Phi = \Phi(y)$ в обоих рассматриваемых случаях (Меламед, 1963). Независимо от знака $\lambda'(\Phi)$ имеем $\Phi''(y) < 0$, то есть интегральные кривые (3,128) имеют выпуклость вверх. При рассмотрении интегральных кривых в постановке Стефана положение аналогично предыдущему, так как в обеих зонах имеют место уравнения типа (3,125).

Допустим теперь, что величина α , а следовательно, и глубина промерзания при учете кривой льдовыделения будет не большей, чем при постановке Стефана. Тогда суммарное количество теплоты фазовых переходов в первом случае окажется заниженным в зависимости от кривой льдовыделения по сравнению со случаем Стефана. Следовательно, при этом соответствующее значение α должно быть заведомо большим, чем при постановке Стефана, что противоречит принятому предположению.

Повышение температуры среды t_2 приводит при заданной температуре на поверхности t_1 к уменьшению величины α и, следовательно, кривизны соответствующих температурных кривых $\Phi = \Phi(y)$. При неограниченном увеличении температуры в талой зоне ($B \rightarrow \infty$) скорость промерзания $\alpha \rightarrow 0$.

Очевидно, что для кривых льдовыделения в грунтах типа песка, где фазовые переходы происходят в узком диапазоне температур, указанный эффект выражен слабее, чем в случае суглинка, и, как показывают расчеты, им можно пренебречь. В случае же, когда фазовые превращения воды происходят в диапазоне температур (грунты типа суглинка), при проведении расчетов в постановке Стефана глубина промерзания будет значительно заниженной, особенно при средних температурах среды, близких к 0.

Оценка величины поправки к глубинам промерзания, полученным в постановке Стефана, зависит от соотношения указанных краевых условий и кривой льдовыделения данного грунта.

Протаивание с учетом кривой льдистости в отличие от промерзания идет менее интенсивно, чем в постановке Стефана. При $\alpha = 0$ расхождение, очевидно, отсутствует. При понижении t_1 оно растет, достигая максимума при достаточно низких температурах среды, в зависимости от формы кривой незамерзшей воды и скорости выхода ее на асимптоту. Это объясняется тем, что протаивание в спектре температур приводит к фазовым переходам во всей промерзшей зоне.

Влияние кривой льдовыделения на ход протаивания может быть существенным даже для грунтов типа песка. Отличительным свойством протаивания в спектре температур является значительное искажение температурного поля в сторону понижения температур по сравнению с задачей Стефана.

Картина еще более усложняется тем, что, как показали расчеты, при фазовых переходах в спектре температур большое значение имеет количество свободной воды в грунтах, то есть естественная влажность w_n . Возрастание количества свободной воды уменьшает расхождение в ходе промерзания и протаивания. Однако если для грубодисперсных грунтов влияние кривой льдовыделения существенно лишь при малых величинах свободной влаги (до 5%), то для тонко дисперсных оно сказывается до 20%.

Помимо этого, существенным является и наклон кривой льдовыделения на участке основных фазовых переходов. Наибольшее влияние

на ход промерзания (протаивания) оказывают кривые льдистости, имеющие на указанном участке наклон, близкий к —.

4

Из вышесказанного следует, что расчеты задачи по обычной схеме Стефана могут привести к значительным ошибкам (до 30%). Чтобы избежать этого, для конкретного грунта можно предложить метод, позволяющий тем не менее получить решение с помощью классической задачи Стефана. Это достигается путем использования вместо натурной кривой фазовых переходов некоторой эффективной. Последняя определяется из условия интегрального квадратичного аппроксимирования кривой решений данной задачи в спектре температур для разных граничных условий с помощью соответствующих расчетов задачи Стефана. Решение такой вариационной задачи легко может быть получено на электронных вычислительных машинах. В дальнейшем, используя найденную эффективную кривую льдовыделения для нахождения Q_0 , соответствующего конкретным граничным условиям, решение задачи производится по формуле (3,84).

Заметим, что при промерзании эффективные кривые фазовых переходов располагаются выше натуральных, форма их отличается незначительно, причем они быстрее выходят на асимптоту.

В заключение следует добавить, что в дальнейшем желательно получить решение этой задачи для периодических колебаний температуры на поверхности. Это тем более важно, что в естественных условиях процесс промерзания сменяется процессом протаивания. Такая последовательность, согласно указанным закономерностям промерзания и протаивания в спектре температур, приведет к увеличению расхождения по сравнению с решением задачи Стефана.

111-23. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ О ТЕПЛО- И МАССООБМЕНЕ ПРИ ПРОМЕРЗАНИИ И ПРОТАИВАНИИ ВЛАЖНОГО ГРУНТА

Исследование динамики температурного поля в тонкодисперсных средах при наличии фазовых переходов представляет значительные трудности. Это связано с необходимостью одновременно с кондуктивным теплообменом рассматривать процесс маюсопереноса в грунтах, который, перераспределяя влажность, может существенно влиять на ход промерзания. Одним из наиболее важных вопросов тепло- и массообмена является учет миграции влаги к фронту льдовыделения при промерзании грунта. Сложность решения его заключается в том, что процессы промерзания и миграции влаги находятся в очень тесной взаимосвязи.

В связи с этим единственный возможный путь исследования заключается в совместном решении системы уравнений, описывающих тепло- и маюсоперенос. Отдельные попытки (Пузаков, 1960; Золотарь, 1958; Фельдман, 1964)¹ исследовать рассматриваемую задачу путем решения только задачи о динамике влажностного поля при заданном ходе промерзания поэтому представляют собой сугубо приближенные решения этой задачи.

Процесс миграции влаги в промерзающих грунтах выражается известным уравнением переноса влаги (Лыков, 1952), описывающим

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \tau}{\partial z} + k \delta \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \varepsilon \frac{\partial \tau}{\partial t}, \quad (3,132)$$

массообмен в капиллярно-пористых средах

$$dw = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{dw}{dt} \right) dz$$

¹ По книге: «Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов». М., «Наука», 1964.

где $w(z, \tau)$ — влагосодержание, k — коэффициент потенциалопроводности, b — термоградиентный коэффициент, s — критерий фазового перехода. Члены в скобках отражают соответственно законы переноса влаги под влиянием градиента влажности и температуры. Все коэффициенты переноса вещества зависят от влажности и температуры, поэтому уравнение нелинейно. Второй член правой части представляет собой интенсивность испарения или конденсации пара при фазовых превращениях мигрирующей воды.

Дополнительной трудностью при решении является то, что с физической точки зрения процесс миграции влаги в настоящее время изучен крайне недостаточно. Наибольшее развитие на основе теории переноса в капиллярно-пористых средах получила потенциальная теория пленочного механизма движения влаги в жидкой фазе. Согласно этой гипотезе на фронте льдовыделения (со стороны талой зоны, т. е. при температуре $0^\circ + 0$) образуется градиент влаги, приводящий к возникновению градиента потенциала пленочной воды. Как показано в ряде работ (Мартынов, 1959; Фельдман, 1964), в случае промерзания тонкодисперсных грунтов движение воды за счет гравитационных сил, перенос влаги под влиянием градиента температур, испарение и конденсация практически не играют существенной роли.

Процесс миграции в зоне фазовых переходов (в мерзлой зоне) в настоящее время по существу изучен крайне мало. Однако при рассмотрении сезонного промерзания (протаивания), ввиду незначительной длительности процесса, миграцией в мерзлой зоне можно пренебречь без существенного искажения задачи.

Однако помимо этих достаточно обоснованных допущений при рассмотрении задачи промерзания с учетом миграции всеми авторами принимаются также другие предположения, значительно упрощающие рассмотрение и получение численного решения задачи. Но эти допущения физически совершенно не оправданы. Как правило, принимается, что коэффициент потенциалопроводности $k(w)$, а также теплофизические характеристики грунтов в талой и промерзающей зонах не зависят от влажности w , что не соответствует действительности¹. Кроме того, повсеместно принимается, что фазовые переходы происходят целиком на границе раздела фаз, а теплофизические характеристики в обеих зонах (для однородного в литологическом отношении грунта) постоянны и изменяются скачкообразно при переходе через границу раздела. Как указывалось выше, при определенных условиях (Лукьянов и Головкин, 1957) это может быть принято при расчетах промерзания (протаивания) без миграции влаги. Однако последняя существенна именно в тонкодисперсных грунтах, где фазовые переходы связанной воды значительны и происходят в спектре отрицательных температур согласно кривой льдовыделения. В описываемой ниже постановке задачи указанные предположения, как резко ограничительные, не используются.

В результате при приведенных выше условиях уравнение массопереноса (3,132) при промерзании может быть сведено к нелинейному уравнению, описывающему изменение влажности в области положительных температур:

$$\frac{\partial w}{\partial \tau} = k(w) \frac{\partial w}{\partial z}, \quad \xi(\tau) < z$$

$$\xi(\tau) < L, \quad (3,133)$$

где $z = l(x)$ — положение границы раздела фаз во времени, $z = L$ — нижняя граница влажностного поля.

¹ Здесь и ниже имеется в виду объемная влажность, т. е. отношение объема воды к объему влажного грунта в единице объема.

Сначала рассмотрим случай, когда уже имеется начальный слой промерзания мощностью $\xi(0) > 0$ (как образовался этот слой будет рассмотрено ниже). Предполагается известным $w(z, 0) = f(z)$, $0 \leq z \leq L$. При $z=L$ может быть задано или равенство нулю градиента влажности (в закрытой системе, когда отсутствует влагообмен при $z \geq L$), или условие постоянства влажности (открытая система). Верхние граничные условия для уравнения (3,133), а также условия теплообмена при $z=\xi(\tau)$ будут рассмотрены ниже. Одновременно с этим процесс кондуктивной теплопередачи в талой и промерзающей зонах при учете кривой льдовыделения описывается следующей системой:

$$\text{при } t < 0, \quad C_{\text{эф}}(t, w) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_{\text{эф}}(t, w) \frac{\partial t}{\partial z} \right], \quad (3,134)$$

$$0 < z < \xi(\tau),$$

$$\text{при } t > 0, \quad C_2(w) \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_2(w) \frac{\partial t}{\partial z} \right], \quad \xi(\tau) < z < l, \quad (3,135)$$

при условиях¹

$$t(0, \tau) = \Phi_1(\tau), \quad t_2(l, \tau) = \Phi_2(\tau), \quad t(z, 0) = \varphi(z),$$

$$0 < z < l, \quad t[\xi(\tau), \tau] = 0.$$

Здесь $t(z, \tau)$ — температура, $C_{\text{эф}}(t, w)$, $\lambda_{\text{эф}}(t, w)$ — соответственно эффективная теплоемкость и теплопроводность в промерзающей зоне с учетом кривой льдовыделения, $C_2(w)$, $\lambda_2(w)$ — теплоемкость и теплопроводность в талой зоне. Для удобства можно принять $l=L$. В отличие от обычной «кондуктивной» постановки задачи Стефана теплофизические характеристики здесь существенно зависят от влажности, перераспределяющейся в обеих зонах при миграции (в мерзлой зоне — в виде льда). При этом жидкая фаза в мерзлой зоне определяется кривой льдовыделения.

В рассматриваемом случае условие Стефана на подвижной границе раздела фаз $z=\xi(\tau)$ существенно изменится, в связи с притоком воды к фронту промерзания за счет миграции. На границе раздела свободная вода превращается в лед, поэтому при $z=\xi(\tau) - 0$ количество незамерзшей воды всегда постоянно и равно $w_n(0-0)$, где $w_n(t)$ — количество незамерзшей воды при температуре t , определяемое по кривой льдовыделения. Поскольку для миграции влаги необходимо наличие свободной воды в талом грунте, то, очевидно, что при промерзании с учетом миграции всегда имеет место

$$w[\xi(\tau) + 0, \tau] > w_n(0-0).$$

Вопрос о поведении влажности на границе раздела со стороны талой зоны $w[\xi(\tau) + 0, \tau]$ в рассматриваемой задаче исследован недостаточно. Однако имеющийся экспериментальный материал (иузаков, 1Уои) указывает на то, что в случае монотонного промерзания грунта без образования ледяных прослоек, эта величина в пределах точности экспериментов практически постоянна и близка к влажности нижнего предела пластичности грунта. Очевидно, что $w[\xi(\tau) + 0, \tau]$ связана с так называемой критической влажностью w_1 , характерной для данного грунта, т. е. такой влажностью грунта, ниже значения которой в талой зоне движение влаги практически не происходит. Существенно важным

¹ Граничные условия могут быть также второго или третьего рода.

является то, что $w_1 > w_n(0-0)$. По В. О. Орлову (1962), критическая влажность превышает влажность предела раскатывания на 2—3%.

Таким образом, при монотонном движении фронта льдовыведения в качестве верхнего граничного условия для (3,133) может быть принято

$$w|_{\xi(\tau)+0, \tau] \equiv w_1 > 0. \quad (3,136)$$

Как будет показано ниже, условие (3,136) отнюдь не является обязательным для данной постановки задачи. Есть основания предполагать, что влажность на границе раздела со стороны талой зоны зависит от ряда факторов, в частности от начальной влажности и скорости промерзания.

При этом все рассуждения, равно как и алгоритм численного решения на ЭВМ, сохраняются. Практически это приведет к незначительному усложнению при программировании. Однако в настоящее время нет

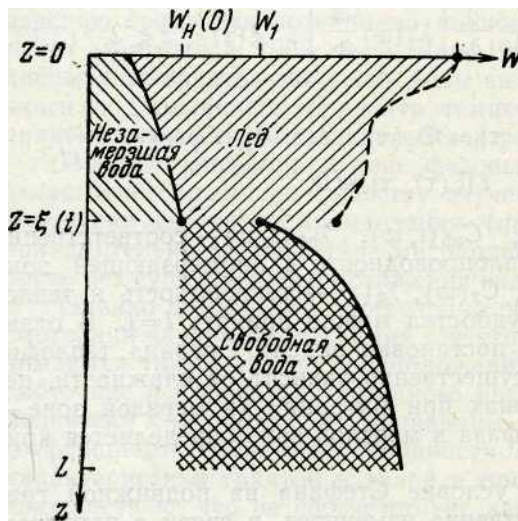


Рис. 28. Распределение влажности в жидкой фазе в мерзлой и талой зонах в зависимости от глубины при монотонном промерзании грунта

методов, позволяющих определить указанную функцию, которая должна быть задана в качестве граничного условия для уравнения (3,133) вместо (3,136). Условие (3,136) имеет место лишь при монотонном промерзании грунта. Схематически распределение влажности в жидкой фазе в обеих зонах по глубине при монотонном промерзании грунта представлено на рис. 28. На границе раздела имеет место скачок влажности между w_x и $w_n(0-0)$. Вода в этом интервале влажности, будучи свободной, но вместе с тем неподвижной, замерзает при продвижении границы раздела так же, как и в случае обычной постановки задачи Стефана.

Составляя уравнение теплового баланса для элементарного объема, легко получить условие, замыкающее данную задачу при монотонном промерзании и определяющее скорость продвижения фронта льдовыведения аналогично условию Стефана.

ной постановке задачи Стефана, перемещается со скоростью $\xi'(\tau)$. При этом из (3,136) следует, что в единицу времени выделяется количество тепла $A(\tau)$, равное κ :

$$A(\tau) = \kappa \rho [w_1 - w_n(0-0)] \xi'(\tau).$$

В то же время, в связи с миграцией влаги к границе раздела согласно (3,133) при условии (3,136) поступает и замерзает $k(w_1) \frac{\partial w}{\partial z}$ воды. При этом аналогично выделится количество тепла $B(\tau)$:

$$B(\tau) = \kappa \rho k(w_1) \left. \frac{\partial w}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0}.$$

Здесь ρ — удельный вес воды, κ — удельная теплота льдовыведения.

При монотонном промерзании граница раздела фаз, как и в обыч-

Легко видеть, что перенос тепла мигрирующей влагой к фронту льдовыделения за счет теплоемкости есть бесконечно малая высшего порядка по сравнению с $A(\tau)$ и $B(\tau)$. Для выполнения теплового баланса сумма $A(\tau) + B(\tau)$ должна равняться разности количеств тепла, прошедших через границу раздела

$$D(\tau) = \lambda_1(0 - 0, \omega_1) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)-0} - \lambda_2(\omega_1) \frac{\partial t_2}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)+0}.$$

В результате получаем условие, аналогичное условию Стефана, определяющее динамику границы раздела фаз при монотонном промерзании с учетом миграции

$$D(\tau) - B(\tau) = A(\tau),$$

т. е.

$$\begin{aligned} \lambda_1(0 - 0, \omega_1) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)-0} - \lambda_2(\omega_1) \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)+0} - \kappa \rho k(\omega_1) \frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)+0} = \\ = \kappa \rho [\omega_1 - \omega_n(0 - 0)] \xi'(\tau). \end{aligned} \quad (3,137)$$

Условие (3,137), играющее решающую роль в динамике промерзания при наличии миграции влаги, принципиально отличается от аналогичного условия в «кондуктивной» задаче Стефана членом $B(\tau)$.

Продвижение границы раздела фаз в процессе промерзания приводит согласно (3,133) при условии (3,136) к изменению градиента влаги у фронта промерзания и, следовательно, величины $B(\tau)$. Это в свою очередь влияет согласно условию (3,137) на ход промерзания. При этом увеличение $B(\tau)$ приводит (при неизменном $D(\tau)$, определяемом температурным полем), к уменьшению скорости промерзания $\xi'(\tau)$ и наоборот.

Таким образом, при промерзании грунта с учетом миграции имеет место тесная взаимосвязь температурного и влажностного полей, характеризующаяся уравнением (3,137). Это исключает независимое рассмотрение задачи о динамике температурного поля и динамике влажности при монотонном промерзании. Кроме того, из (3,137) следует, что количество фазовых переходов неподвижной влаги в задаче с учетом миграции значительно меньше, чем в обычной постановке Стефана.

Таким образом, для монотонного промерзания грунта при наличии миграции необходимо и достаточно выполнение в течение некоторого промежутка времени следующих условий:

1) $\omega(z, \tau) > \omega_1, \xi(\tau) < z < l$ (необходимое условие для миграции влаги вообще),

2) $D(\tau) > 0$ (необходимое условие для промерзания вообще), а также на основании (3,137):

$$3) F(\tau) = D(\tau) - B(\tau) > 0 \quad (3,138)$$

(условие для монотонного промерзания).

При выполнении этих условий рассматриваемый процесс описывается полученной системой нелинейных уравнений (3,133) — (3,135) при условиях (3,136), (3,137). Последовательность решения следующая. Из (3,137) следует монотонность перемещения границы раздела фаз в глубь талой зоны (образование прослоек льда исключается усло-

находится $\omega(z, \tau), \xi(\tau) < z < l$ и, в частности, $\frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)+0}$, т. е. $B(\tau)$. После этого из (3,134), (3,137) определяется $t(z, \tau), 0 < z < l$, т. е. $D(\tau)$,

93
 вием (3,138)). При этом имеет место условие (3,136), откуда из (3,133)

и согласно (3,137) находится $\xi(\tau) > 0$. Далее, при выполнении указанных условия, процесс решения повторяется.

При численном интегрировании системы (3,133) — (3,137) одновременно легко определяется изменение льдистости в мерзлой зоне за счет миграции влаги к фронту льдовыделения. Последнее используется в (3,134), а также, как будет показано ниже, при рассмотрении процесса протаивания. Действительно, поскольку приходящая в единицу времени в связи с миграцией влага распределяется в слое грунта мощностью $\xi'(\tau)$, то относительное увеличение льдистости в этом слое равно

$$g(\tau) = \frac{k(\omega_1) \left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0}}{\xi'(\tau)}. \quad (3,139)$$

Таким образом, общее содержание влаги (лед+вода) в любой точке мерзлой зоны будет равно $g(\tau) + \omega_1$. Количество льда в мерзлой зоне определится, если из полученной величины вычесть $\omega_n(t)$.

Численное решение системы (3,133) — (3,137) на ЭВМ может быть получено путем их аппроксимации неявной (для устойчивости) конечно-разностной схемой. В качестве апробированного алгоритма решения может быть использован метод, предложенный Б. М. Будаком, А. В. Успенским и исследованный Ф. П. Васильевым (1965). В процессе счета значения прироста льдистости в мерзлой зоне в связи с миграцией должны храниться в памяти машины, так как при расчете протаивания этой зоны снизу, как будет показано ниже, они используются.

Выдавая через определенные промежутки времени подсчитанные значения $t(z, \tau)$, $\omega(z, \tau)$, $0 < z < l$, $\xi(\tau)$ и $\xi'(\tau)$, можно легко определить динамику температурного и влажностного полей во времени в случае монотонного промерзания при наличии миграции влаги к фронту льдовыделения.

Как следует из вышесказанного, в процессе рассмотренного монотонного промерзания грунта при наличии миграции, несмотря на выполнение необходимых условий для

согласно (3,136) величина $\left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0} > 0$, условие (3,138) может быть нарушено. Это возможно в следующих двух случаях. Если в течение некоторого промежутка времени температурные условия таковы, что разность теплоточков на границе раздела $D(\tau) \gg 0$, то нарушение (3,138) может произойти как в закрытой, так и по давню в открытой системе в связи с увеличением притока влаги к фронту промерзания $B(\tau)$. Последнее связано с быстрым продвижением фронта промерзания, когда промерзания и миграции $\left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0}$ вообще может неограниченно возрастать.

В связи с этим при некотором $\tau > \tau_1$ может получиться

$$F(\tau) = 0, \quad (3,140)$$

причем

$$F'(\tau_1) < 0. \quad (3,141)$$

При этом при τ , близких к τ_1 , происходит увеличение влажности (льдистости) участков, непосредственно примыкающих к фронту промерзания. Скорость промерзания уменьшается и при $\tau = \tau_1$ промерзание талого грунта согласно (3,137) прекратится вообще.

Аналогичная картина будет иметь место также при уменьшении $D(\tau)$ в результате изменения поверхностных условий.

Физически условие (3,140) согласно (3,137) означает, что при $\tau = \tau_1$ отвод тепла от границы раздела $D(\tau)$ достаточен лишь для того, чтобы проморозить приходящую в связи с (3,136) влагу. Если не рассматривать механическую сторону вопроса, то для удобства рассмотрения можно принять, что мигрирующая влага, замерзая, образует прослойку льда и «вспучивает» мерзлую зону. При этом фронт промерзания в координатах, связанных с талым грунтом, неподвижен. Размеры же мерзлой зоны будут соответственно увеличиваться.

Таким образом, при выполнении необходимых условий промерзания и миграции вообще, условия (3,140) и (3,141) при выполнении (3,136) являются необходимыми для начала льдообразования при $\tau > \tau_1$.

Однако из физических соображений выполнение при $\tau > \tau_1$ условия (3,140) является вместе с тем и достаточным условием для непрерывного образования прослоек льда. При этом условие (3,136) не выполняется. Действительно, как показывают многочисленные эксперименты, при $D(\tau) > 0$ существование слоя воды вблизи границы раздела исключено. Однако если бы условие (3,136) продолжало иметь место при $\tau > \tau_1$, то по (3,141) было бы $F(\tau) < 0$, где $B(\tau)$ определяется согласно (3,136). В этом случае к границе раздела будет приходить большее количество воды, чем при данном $D(\tau)$ может промерзнуть. В связи с этим при $\tau > \tau_1$ условие (3,136) не имеет места, и $\omega[\xi(\tau) + 0, \tau]$ должно изменяться так, чтобы приток влаги при данном $D(\tau)$ мог полностью превратиться в лед.

Таким образом, если $D(\tau) > 0$ при $\tau > \tau_1$, тогда как неравенство (3,138) при условии (3,136) не выполняется, то для уравнения (3,133) должно иметь место граничное условие, обеспечивающее саморегулирование при $\tau > \tau_1$ притока влаги к фронту промерзания $z = \xi(\tau)$ согласно (3,140). Это будет продолжаться до тех пор, пока при некотором $\tau_2 > \tau_1$ не будет $D(\tau) \leq 0$ (при этом промерзание вообще прекратится или начнется протаивание снизу), или при выполнении (3,138) при условии (3,136) не начнется вновь монотонное промерзание.

В результате образование ледяных прослоек происходит только в том случае, если $D(\tau) > 0$, а условие (3,138) при условии (3,136) не выполняется. При этом рассматриваемая задача описывается системой (3,133) — (3,135), но для (3,133) при $z = \xi(\tau)$ имеет место граничное условие второго рода, определяемое из (3,140):

$$k(\omega) \left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0} = \frac{1}{\kappa \rho} D(\tau). \quad (3,142)$$

Отсюда при $\tau > \tau_1$ в случае достаточной увлажненности грунта при $z > \xi(\tau)$, как градиент влаги, так и влажность при $z = \xi(\tau) + 0$ будут изменяться в зависимости от величины $D(\tau)$, причем $\omega[\xi(\tau) + 0, \tau] \geq \omega_1$. При этом уменьшение $D(\tau)$ до нуля приводит к увеличению $\omega[\xi(\tau) + 0, \tau]$ до тех пор, пока вблизи границы раздела распределение влаги не станет безградиентным. При последующем увеличении $D(\tau)$ величина $\omega[\xi(\tau) + 0, \tau]$ вновь уменьшается, при этом $\left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0}$ увеличивается согласно (3,142) до тех пор, пока при некотором $\tau_2 > \tau_1$ не достигнет значения ω_1 . Если при этом $F(\tau_2) > 0$, то при $\tau > \tau_2$ вновь имеет место условие (3,138) при условии (3,136) и начинается монотонное промерзание, описываемое системой (3,133) — (3,137). Аналогично начнется монотонное промерзание и при уменьшении $B(\tau)$ в результате осушения талой зоны вблизи границы раздела.

Мощность образовавшегося при этом прослоя льда (Я) может быть определена согласно (3,140) по формуле

$$H = \frac{\nu}{\kappa\rho} \int_{\tau_1}^{\tau_2} D(s) ds,$$

где ν — коэффициент объемного расширения при переходе воды в лед¹.

Совершенно аналогично описывается процесс начала промерзания грунта с поверхности в момент $\tau = \tau_0$, если $\omega(0, \tau_0) > \omega_1$ ². Действительно в момент инверсии знака температуры на поверхности грунта $D(\tau_0) = B(\tau_0) = 0$, $D'(\tau_0) > 0$. При $\tau > \tau_0$ в связи с ростом $D(\tau)$ величина $\omega(0, \tau)$ сначала уменьшится до ω_1 . При последующем увеличении $D(\tau)$, связанном с понижением температуры на поверхности, а также если в течение этого времени произойдет осушение, т. е. уменьшение $B(\tau)$, начнется промерзание грунта. При этом, как это и имеет место в действительности, образуется прослой льда на поверхности грунта.

Рассмотрим теперь процесс протаивания слоя, при промерзании которого учитывалась миграция воды. Очевидно, что, для того чтобы при $\tau > \tau_3$ происходило снизу протаивание слоя, промерзшего при $\tau < \tau_3$, должны выполняться условия $D(\tau_3) = 0$ и $D(\tau) < 0$ при $\tau > \tau_3$. При $\tau = \tau_3$ на основании рассмотренного выше $\left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0}$, т. е. миграция прекращается, и при $\tau > \tau_3$ перемещение влаги в талой зоне идет за счет диффузии

(без учета гравитации). В этом процессе будет также принимать участие вода, поступающая из протаивающего слоя.

При протаивании продвижение фронта льдовыделения подчиняется обычной задаче Стефана с учетом неравномерного распределения льда- $\xi'(\tau)$ равно

$$m(\tau) = \omega(\tau^*) \rho \xi'(\tau), \quad (3,143)$$

где согласно (3,139)

$$\omega(\tau^*) = g(\tau^*) + \omega_1 - \omega_H(0 - 0);$$

τ^* — момент времени, когда в процессе предшествующего промерзания граница раздела достигла рассматриваемой глубины $\xi(\tau)$, где сейчас ных прослоек и льда-цемента. Это, естественно, повлияет на скорость протаивания промерзшей зоны. Вместе с тем высвобождающаяся при протаивании влага поступает в талую зону.

На основании рассмотренного выше, количество влаги, освобождающееся в единицу времени в процессе протаивания со скоростью происходит протаивание.

Таким образом, в процессе протаивания снизу динамика влажностного поля описывается следующим уравнением, аналогичным (3,133):

$$\frac{\partial \omega}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_1(\omega) \frac{\partial \omega}{\partial z} \right], \quad \xi(\tau) < z < l,$$

где $k_1(\omega)$ при неучете гравитации равно $k(\omega)$.

При этом на подвижной границе раздела имеет место граничное условие второго рода в следующем виде:

$$k_1(\omega) \left. \frac{\partial \omega}{\partial z} \right|_{\xi(\tau)+0} = m(\tau). \quad (3,144)$$

¹ Вообще говоря, объемное расширение при переходе воды в лед имеет место и при монотонном промерзании грунта, но там это явление играет значительно меньшую роль, чем при образовании прослоек льда.

² Обычно к моменту начала промерзания с поверхности принимается («Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов», 1964), что $w(z, t_0) = const > w_1$.

Это условие выражает связь потока влаги на верхней границе талой зоны с количеством воды, освобождающимся в процессе протаивания $m(m)$, определяемым выражением (3,143).

Температурные поля в обеих зонах определяются, как и ранее, системой (3,134) — (3,135). Скорость же продвижения границы раздела при протаивании в отличие от (3,137) будет определяться, согласно сказанному выше, обычным условием Стефана с учетом неравномерной льдистости, выражаемой соотношением (3,143).

Отсюда, согласно (3,143), скорость продвижения границы раздела при протаивании снизу определяется из условий

$$D(\tau) = \kappa m(\tau), \quad \text{или}$$

$$\lambda_1 \left\{ 0 - 0, \omega[\xi(\tau) - 0, \tau] \right\} \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)-0} - \lambda_2 [\omega(\xi(\tau) + 0, \tau)] \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)+0} =$$

$$= \kappa \rho \left[\frac{k(\omega) \frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{\xi(\tau)+0}}{\xi'(\tau)} + \omega_1 - \omega_H(0 - 0) \right] \xi'(\tau).$$

Оттаивание прослоев льда (при этом $m(\tau) = \rho \xi'(\tau)$, $\omega(\tau^*) \equiv 1$) сопровождается соответствующим уменьшением первоначальной мощности мерзлой зоны. Поэтому, как и при образовании прослоев льда, граница раздела в координатах, связанных с талой зоной, неподвижна. Скорость же оттаивания льда характеризует скорость опускания мерзлой зоны как единого целого. При этом, вообще говоря, имеет место изменение структуры грунта в слое протаивания, связанное с увеличением пористости. Однако этот процесс в настоящее время крайне мало изучен и при практических расчетах может быть исключен из рассмотрения.

Совершенно аналогично описывается оттаивание с поверхности прослойка льда, образовавшегося в начале промерзания при наличии миграции. Разница лишь в том, что условие (3,144) будет иметь место при $z = \xi(\tau) - 0$, а при $z = 0$ задается либо условие изоляции, либо поток влаги при инфильтрации.

111-24. ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОННЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ МАШИН К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

Как было показано выше, задачи мерзлотоведения относятся к числу наиболее сложных задач математической физики. Аналитическое решение их в общем случае, доведенное до числа, пока еще не получено. В связи с этим для решения рассматриваемых задач необходимо использование современных вычислительных машин.

Огромную роль в качественном исследовании практических задач, связанных с промерзанием и протаиванием грунта, сыграли аналоговые вычислительные машины (АВМ). В первую очередь здесь необходимо отметить гидроинтеграторы системы В. С. Лукьянова, широко применяемые значительным числом научных и проектных организаций.

Однако применение АВМ имеет и свои отрицательные стороны. К ним относится отсутствие оценки точности получаемого решения.

При решении задач мерзлотоведения любое усложнение по сравнению с задачей Стефана приводит или к огромным трудностям или к невозможности использования АВМ без дополнительных, иногда заведомо искажающих решение допущений. В частности, на современных АВМ решение задачи Стефана с учетом фазовых переходов в спектре темпе-

ратур практически невозможно. Тем более это справедливо по отношению к задачам, учитывающим тепло- и массообмен при промерзании и протаивании влажного грунта.

Указанные обстоятельства ставят вопрос о целесообразности получения решения мерзлотоведческих задач с помощью ЭВМ.

В настоящее время разработан ряд алгоритмов решения задачи Стефана на ЭВМ с заданной степенью точности. Предложенный В. Г. Меламедом метод сведения задачи Стефана к системе обыкновенных дифференциальных уравнений позволяет получить численное ее решение для однородных грунтов. Этот метод прост с точки зрения счета, так как решение осуществляется с помощью стандартных программ решения систем обыкновенных дифференциальных уравнений и без существенной переделки программы позволяет получить решение с любым количеством подвижных границ раздела фаз.

Указанный метод был применен для случая неоднородного грунта (Фрязинов, 1961). Однако, когда теплофизические характеристики грунта существенно зависят от искомой температуры (например, при фазовых переходах в спектре температур или при учете миграции влаги к фронту промерзания), данный метод для этого случая разработать еще не удалось.

В связи с этим в последнее время значительное развитие получает решение задачи Стефана методом конечных разностей (Будак и др., 1965). Перспективность метода конечных разностей (по неявной схеме) заключается в том, что он в принципе единообразно позволяет решать не только одномерную, но и многомерную задачу Стефана с практически любыми нелинейностями. Однако теоретическое обоснование и оценка точности счета, особенно в многомерных задачах, резко усложняется. Кроме того, применение метода конечных разностей затрудняется в случае немонотонного движения границы раздела фаз.

Решение задачи Стефана до момента достижения максимума промерзания (протаивания) или вообще в случае монотонного хода, может быть получено по методу «ловли в узел сетки» (Васильев, 1963). При немонотонном ходе границы раздела применение метода конечных разностей к решению существенно нелинейных задач путем «выпрямления фронта» исследовано в работах Б. М. Будака (1964).

Указанные алгоритмы решения методом конечных разностей позволяют также решить совместно задачу переноса тепла при наличии переноса массы. Последним методом может быть решена, по крайней мере, одномерная задача о промерзании влажных грунтов при наличии миграции влаги к фронту промерзания, когда фазовые переходы происходят в спектре температур. При этом в результате решения могут быть детально исследованы не только динамика температурного и влажностного полей, но и образование и протаивание прослоек льда практически любой мощности.

Наглядной иллюстрацией эффективности использования ЭВМ при исследовании задачи Стефана может служить решение ее методом сведения к системе обыкновенных дифференциальных уравнений. Получение решения конкретной задачи требует минимальной затраты труда, связанного с заменой входных числовых параметров, определяющих теплофизические характеристики грунта, граничные условия, период колебаний и размеры области исследования. При этом решение находится практически для любых граничных условий, которые могут быть заданы в табличном виде. Помимо этого, использование ЭВМ позволяет в процессе решения получить специфическую при исследовании процессов промерзания и протаивания крайне важную информацию.

Так, применение ЭВМ позволяет вычислять величину теплотоков и теплооборотов на различных глубинах, трудно определяемых иными методами, вследствие их крайней динамичности. Помимо самостоятельного значения, нахождение величины теплооборотов привело к возможности численного нахождения температурной сдвижки с помощью теплового баланса внутри и вне сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих слоев. Последнее позволяет не только решать задачу о динамике температурного поля в процессе промерзания и протаивания грунта при произвольной его температуре, но и решить обратную задачу — о прогнозе температуры грунта по глубине в зависимости от конкретных геолого-географических условий.

Огромное значение имеет решение мерзлотоведческих задач на ЭВМ с точки зрения объективной оценки точности и областей применимости приближенных формул.

Еще более эффективна роль ЭВМ при решении различного рода автомодельных задач, в частности задачи Стефана при учете фазовых переходов в спектре температур, которая сводится к нелинейному обыкновенному дифференциальному уравнению со склеенным в критической точке решением.

Как известно, в нелинейных задачах математической физики получение и анализ автомодельных точных решений представляет весьма эффективный метод исследования. Автомодельные решения важны не только как частные решения узких классов задач, но как инструмент для оценки и получения приближенных решений. Роль автомодельных задач в исследовании задачи Стефана вообще трудно переоценить. Достаточно вспомнить решения Стефана, Лейбензона и др. Решение автомодельных задач с учетом фазовых переходов в спектре температур на ЭВМ достигается крайне просто. Оно позволило сделать ряд выводов о влиянии характера кривой льдовыделения, количества свободной воды и т. д. при промерзании и протаивании грунта, а также оценить возможность использования обычной постановки задачи Стефана для различных грунтов при различных условиях.

Применение ЭВМ эффективно также при расчетах температурных полей в задачах с подвижными (по известному закону) граничными условиями. В частности, могут быть решены задачи, учитывающие процессы осадконакопления, денудации, разработки грунта, влияние изменения уровня подземных вод и т. д., в случае отсутствия фазовых переходов, сводящиеся с помощью тепловых потенциалов к системе интегральных уравнений Вольтерра второго рода (Тихонов, 1953).



ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗАМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

IV-1. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Состав и строение мерзлых пород, являясь следствием и отражением происходивших в них процессов, сами влияют на ход и характер современных процессов. Поэтому исследование состава и строения мерзлых пород в связи с превращениями в них энергии позволяет выяснить условия и закономерности их образования и дает возможность прогнозировать направление их дальнейшего развития.

Основной особенностью состава мерзлых пород является присутствие в них льда в качестве порообразующего минерала. Содержание и текстурные формы льда в мерзлой породе могут изменяться в широких пределах в зависимости от генезиса, состава, строения, влажности пород и термодинамических условий. Как правило, в естественных условиях льдистость и сложность текстурных форм повышаются с увеличением дисперсности минеральной части мерзлой породы.

Образование льда и другие процессы в породах происходят при взаимодействии воды с минеральной частью породы. Интенсивность взаимодействия зависит от минералогического состава породы и величины удельной активной поверхности. Влияет также и состав воды, зависящий от ее минерализации.

Чем дисперснее порода и сильнее в ней взаимодействие воды с минеральным скелетом, тем сложнее процессы ее промерзания и протаивания и соответствующие изменения физических свойств. Поэтому, выясняя специфические особенности мерзлых пород, следует остановиться главным образом на дисперсных породах (глинах, суглинках, супесях, песках), имея в виду, что состав и свойства промерзающих монолитных пород изменяются в меньшей степени.

Дисперсные мерзлые породы являются сложными многокомпонентными и многофазными системами, в которых можно выделить следующие составляющие:

- 1) твердую, состоящую из минерального или органоминерального скелета и криогидратных минералов (лед, криогидраты и кристаллогидраты), кристаллизующихся при отрицательной температуре;
- 2) жидкую, представленную незамерзшей при данной температуре и давлении водой и растворенными в ней солями, и
- 3) газообразную (газы и пары воды в дисперсных породах), находящуюся в порах в свободном состоянии, адсорбированную на свободных активных поверхностях и растворенную в воде.

1. СОСТАВ ТВЕРДОЙ, МИНЕРАЛЬНОЙ И ОРГАНИЧЕСКОЙ ЧАСТИ
МЕРЗЛЫХ ПОРОД

При рассмотрении минеральной части мерзлых пород целесообразно выделить четыре группы минералов: 1) первичные нерастворимые в воде; 2) вторичные нерастворимые в воде; 3) вторичные растворимые в воде; 4) органические и органо-минеральные соединения.

В мерзлых породах к этим четырем группам добавляется еще и пятая — лед, криогидраты и кристаллогидраты, кристаллизующиеся при отрицательной температуре.

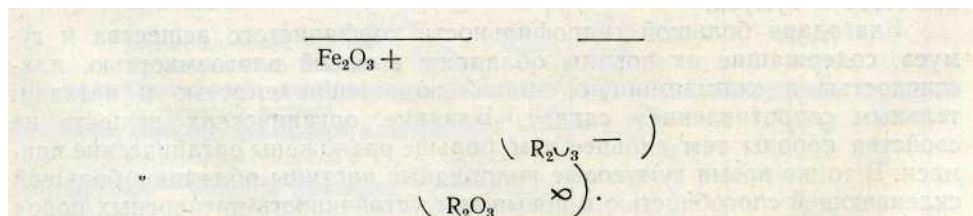
1. *Первичные минералы* представлены кварцем, полевым шпатом, слюдами, роговыми обманками и прочими минералами, слагающими изверженные и метаморфические породы. В рыхлых породах первичные минералы присутствуют в виде различного размера зерен и пластинок, получившихся в результате физического выветривания коренных пород. В силу этого первичные минералы обладают малой активной поверхностью; грунты, состоящие из этих минералов, обладают большой пористостью и влагоемкостью и сравнительно повышенной прочностью.

Минералогический состав фракций влияет на высоту капиллярного поднятия воды. Наибольшей высотой капиллярного поднятия обладают фракции слюды; у фракций других минералов высоты капиллярного поднятия приблизительно равны, увеличиваясь от крупных фракций к мелким.

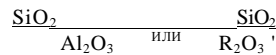
Минералогический состав влияет и на сопротивление сдвигу, причем наибольшее сопротивление оказывают частицы кварца, наименьшее — частицы слюды.

2. *Вторичные нерастворимые глинистые минералы* присутствуют в породах в тонкодисперсном состоянии (размеры от 10—5 до 0,001 мкм). Это обуславливает большую удельную поверхность глинистых пород, под которой понимается суммарная поверхность в 1 г или 1 см³ породы и высокий потенциал свободной поверхностной энергии. Высокий потенциал поверхностной энергии проявляется в различных поверхностных физико-химических явлениях и процессах, электрокинетических к адсорбционных, при коагуляции и пептизации, в обменных реакциях и т. д.

Глинистые минералы представляют собой водные алюмоферри-силикаты, иногда с участием в их решетке К, Mg и др. Тонкие фракции содержат также свободные водные окислы Si, Fe и Al, являющиеся исходными соединениями при синтезе вторичных алюмосиликатов. Химический состав последних характеризуется отношением окислов крем-



ния и полупроцентных окислов алюминия и железа



По величине этого отношения крайними группами являются, с одной стороны, окислы железа и алюминия $I \text{---} \wedge \text{---} Q$

и, с другой — окислы кремния $\left(\frac{\text{SiO}_2}{\text{---}} = c \right)$

По характеру взаимодействия с водой и по другим свойствам выделяют три основные группы глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита и гидрослюд.

Группа каолинита (каолинит, галлуазит, анауксит) обладает прочной, не меняющейся при увлажнении решеткой, меньшей гидрофильностью и большей водопроницаемостью, чем группа монтмориллонита.

В группе монтмориллонита (монтмориллонит, нонтронит, бейделлит) решетка при увлажнении раздвигается вплоть до распада минерала на элементарные кристаллические ячейки, в результате чего удельная поверхность увеличивается. Для решетки монтмориллонита характерна способность замещения одних элементов другими, меньшей валентности: кремния—алюминием, алюминия — железом, магнием или гидратированным водородом (гидроксонием). При этом появляются дополнительные свободные валентности и увеличивается адсорбционная способность активной поверхности.

Повышенная адсорбционная способность минералов группы монтмориллонита в связи с характером ионов в водном растворе обуславливает большую изменчивость их свойств и создает возможность искусственно изменять такие свойства монтмориллонитовых глин, как набухаемость, сжимаемость и т. п.

Третья группа глинистых минералов — группа гидрослюдов или иллита — по свойствам является промежуточной между двумя другими группами.

Кроме трех основных групп вторичных алюмосиликатов в тонкодисперсной части глинистых пород могут присутствовать и окислы кремния, в частности кварц. По инженерно-геологическим свойствам тонкодисперсный кварц приближается к каолиниту, но отличается от него меньшей гидрофильностью.

3. *Вторичные растворимые в воде минералы* представлены в дисперсных породах наиболее часто углекислыми солями кальция и магния, сернокислым кальцием, а также хлористыми и сернокислыми солями натрия.

Легкорастворимые соли натрия обычно находятся только в растворенном виде; среднерастворимый гипс присутствует часто как в породе, так и в растворе; труднорастворимые карбонаты кальция и магния находятся преимущественно в твердом виде. В связи с этим концентрация насыщенных растворов наименьшая у карбонатов кальция и магния и наибольшая у хлоридов и сульфатов натрия. При этом следует учитывать изменение растворимости данной соли в зависимости от присутствия других солей и от других факторов.

4. Кроме минеральной части, в дисперсных мерзлых породах сохраняются *органические вещества*, накапливающиеся в результате жизнедеятельности растений и животных. Подобно солям, они могут слепать значительные слои (например, торфяные массивы) или находиться в виде примесей в песчаных, глинистых и илистых породах. Степень разложения растительных остатков различна — от почти неразложившегося молодого торфа до полностью разложившегося органического вещества — гумуса.

Благодаря большой гидрофильности торфянистого вещества и гумуса, содержащие их породы обладают высокой влагоемкостью, пластичностью и сжимаемостью, низкой водопроницаемостью и незначительным сопротивлением сдвигу. Влияние органических веществ на свойства породы тем сильнее, чем больше разложены органические примеси. В то же время гумусовые коллоидные частицы обладают большой склеивающей способностью и повышают устойчивость дисперсных пород против размывания.

При промерзании пород в них кроме указанных выше групп минералов и органического вещества появляется лед, выступающий в качестве породообразующего минерала, а в ряде случаев образующий номинеральную горную породу.

Льдом называют все твердые модификации воды, независимо от

их кристаллического или аморфного состояния. В настоящее время известны одна аморфная и восемь кристаллических модификаций льда, отличающихся друг от друга строением решетки и физическими свойствами, а кроме того возможен «тяжелый» лед, образующийся при замерзании «тяжелой» воды (D_2O , H_2O^{18} и др.). При обычных давлениях и отрицательных температурах существует лед I или обычная модификация льда, кристаллизующаяся при нормальном давлении и $0^\circ C$, но в тонких слоях воды, адсорбированных на активной поверхности, могут быть сочетания давления и температуры, необходимые для существования льдов V, VI и VII. В. И. Вернадский и другие исследователи высказывали предположение, что адсорбированные слои воды представляют собой лед VII, но структура адсорбированной воды еще недостаточно исследована и остается дискуссионной. Ниже, говоря о льде в мерзлых породах, мы будем иметь в виду лед I.

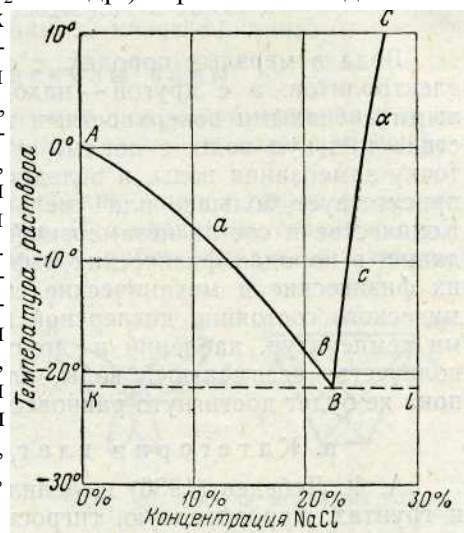


Рис. 29. Диаграмма замерзания раствора NaCl

Кроме льда, низкой температурой плавления обладают некоторые кристаллогидраты, представляющие собой соли, содержащие кристаллизационную воду ($NaCl \cdot 2H_2O$; $MgCl_2 \cdot 12H_2O$; $MgCl_2 \cdot 8H_2O$ и др.). Они также могут при некоторых условиях включаться в состав мерзлых пород в виде твердых компонентов.

Температуры плавления эвтектических смесей некоторых таких солей приведены в табл. 10.

В качестве примера, иллюстрирующего процесс замерзания эвтектических смесей, на рис. 29 представлена диаграмма замерзания вод-

Таблица 10 Температуры плавления некоторых эвтектических смесей

Соль	Содержание соли в водном растворе, весовые %	Температура плавления эвтектич. смеси, $^\circ C$
Алюмо-калиевые квасцы ¹	19,0	-0,47
Хром о-калиевые квасцы ¹	27,0	-0,6 —
Сернокислый натрий ¹	19,7	1,2 — 2,1
Углекислый натрий ¹	18,7	-2,9 —
Азотнокислый калий ¹	36,9	3,9 —
Сернокислый магний.....	22,4	5,5 —
Сернокислый цинк.....	21,6	11,1 —
Хлористый калий.....	29,8	15,8 —
Хлористый аммоний.....		18,5 —
Азотнокислый натрий.....		21,2 —
Хлористый натрий.....		33,6 —
Хлористый магний.....		55,0
Хлористый кальций.....		

Насыщение раствора солями наступает при температуре $20^\circ C$.

1

ного раствора NaCl, где линия *AB* показывает изменение температуры вымерзания воды из недосыщенного раствора NaCl в воде, а линия *BC* — выпадение NaCl из пересыщенного раствора. Линия *D7* ограничивает область замерзания эвтектического раствора NaCl.

2. ВОДА В МЕРЗЛЫХ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ

Вода в мерзлых породах, с одной стороны, является раствором электролитов, а с другой — находится во взаимодействии со свободными активными поверхностями их минерального скелета. Взаимодействие молекул воды с ионами и активными поверхностями понижает точку замерзания воды, и вследствие этого в мерзлых породах обычно присутствует большее или меньшее количество незамерзшей воды. Количество и состав незамерзшей воды определяют характер происходящих в породах физических и физико-химических процессов, а также их физические и механические свойства. При изменениях термодинамического состояния дисперсной породы, характеризуемого изменениями температур, давлений и других термодинамических параметров, количество незамерзшей воды, или жидкой фазы также изменяется* пока не будет достигнуто равновесное состояние.

а. Категории влаги в мерзлых породах

А. Ф. Лебедев (1936) выделил следующие категории воды в почвах и грунтах: парообразную, гигроскопическую, пленочную, гравитационную (капиллярную, подвешенную и падающую), твердую воду (лед) кристаллизационную и, наконец, химически связанную.

Позднее воду в грунтах стали подразделять на свободную, не взаимодействующую с грунтом, и связанную, или испытывающую влияние активной поверхности грунта. Последняя подразделяется на прочно-связанную и рыхло-связанную воду (Приклонский, 1955, Роде, 1952). Эти подразделения являются до некоторой степени условными и не совпадают в классификациях различных авторов. Например, геологи Д. С. Белянкин (1933) и В. И. Вернадский (1934) относят к связанной воде конституционную, кристаллизационную и частично цеолитную воду, а гигроскопическую воду считают свободной, тогда как в классификациях грунтоведов и гидрогеологов последняя считается прочно-связанной.

Для мерзлых пород представляется естественным подразделять содержащуюся в них воду на категории по агрегатному состоянию. В. И. Вернадский (1934) подразделял природные воды на: 1) газообразные воды (пары воды), 2) жидкие воды (растворы) и 3) твердые воды (льды).

И. А. Тютюнов (1955) жидкую фазу воды подразделяет на граничную, приграничную и объемную, причем их соотношение зависит от природы минерального скелета, содержания водорастворимых соединений[^] также от температуры и давления.

Предложены также классификации категорий воды в грунтах, основанные на характере связи воды с минеральным скелетом (Попов, 1941). П. А. Ребиндер различает: 1) химическую связь, 2) физико-химическую связь и 3) физико-механическую связь и соответствующие категории влаги в грунтах.

В последние годы в дисперсных грунтах наряду с положительно связанной водой устанавливается наличие «отрицательно связанной», «развязанной» или растянутой воды (Anderson и Low, 1958; Достовалов, 1967). Эта последняя категория воды со связями, менее интенсив-

ными, чем в свободной воде, также должна приниматься во внимание при классификации разновидностей связанной воды (см. IV-3).

Отсюда видно, что пока не существует единой общепринятой классификации видов влаги в грунтах, что объясняется, по-видимому, недостаточной изученностью характера взаимодействия воды с минеральной частью грунта. Развитие исследований в этом направлении должно дать основания и для единой общепринятой классификации.

б. Строение молекулы воды

Основные процессы развития мерзлых пород — промерзание и протаивание — сопровождаются изменениями структуры воды при ее фазовых переходах.

На структуру воды в дисперсных породах влияют также активные поверхности и растворенные в ней ионы. Исследованию структуры воды и льда посвящено значительное число работ: получены многие важные представления и результаты, но вопрос все еще нельзя считать достаточно выясненным.

Структура воды и льда обусловлена строением молекулы воды. Строение последних, а также D_2 и $HEIO$ исследовалось рядом авторов. В молекуле H_2O ядра H и O образуют равнобедренный треугольник с двумя протонами в основании

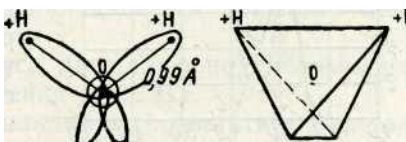


Рис. 30. Модель молекулы воды

(рис. 30). В молекуле водяного пара расстояния $O—H$ и $H—H$ соответственно равны 0,9568 и 1,54 Å, а угол HOH составляет $105^{\circ}3'$ (Herzberg, 1945). Во льду $O—H$ равно 0,99 Å и угол HOH практически равен тетраэдрическому углу $109^{\circ}30'$.

Из десяти электронов, окружающих три ядра в молекуле воды, два движутся вокруг и вблизи ядра O . Состояние остальных восьми электронов можно описать как движение попарно по четырем вытянутым эллиптическим орбитам (рис. 30). Оси двух из них вытянуты вдоль связей $O—H$, а оси двух других лежат в плоскости, перпендикулярной плоскости HOH и проходящей через ядро O . Оси этих четырех орбит направлены к вершинам тетраэдра с центром в центре молекулы воды.

С протонами, находящимися внутри двух орбит, связаны два полюса положительных зарядов в периферической части молекулы. Электроны, движущиеся по двум другим орбитам, образуют уединенные пары, играющие существенную роль во взаимодействии молекул воды. С последними связаны два полюса отрицательных зарядов (Mulliken, 1933, Lennard-Jones, Pople, 1950).

Согласно Бьерруму (Bjerrum, 1951), можно приближенно принять, что электрические заряды молекулы H_2O образуют тетраэдр и отстоят от ядра кислорода на 0,99 Å. Тогда, чтобы такая модель обладала дипольным моментом 1,87 дебая, заряды сосредоточенные в вершинах тетраэдра, должны равняться $\pm 0,171 e$, где e — заряд электрона (рис. 30). Несмотря на приближенность этой модели, она помогает понять многие особенности структуры воды и льда.

в. Тепловое движение молекул и структура воды и льда

Процессы и характер агрегации молекул в структуре льда и воды существенно зависят от их теплового движения и от различных энергетических воздействий или термодинамических условий. В частности, в

талых и мерзлых дисперсных породах молекулы воды, в зависимости от температуры находясь в более или менее интенсивном движении и взаимодействуя между собой, подвергаются различным воздействиям активных поверхностей частиц породы, растворенных в воде ионов, разностей электрических потенциалов, давлений и пр. Сочетание всех этих факторов, их комплексное воздействие обуславливает те или иные устойчивые или равновесные структурные особенности воды и льда при данных термодинамических условиях.

Из всех этих факторов, влияющих на структурные особенности воды и льда, изменения теплового движения являются главными, а само тепловое движение служит как бы «фоном», на котором образуются эти структурные особенности.

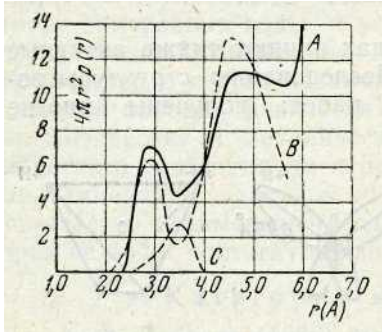


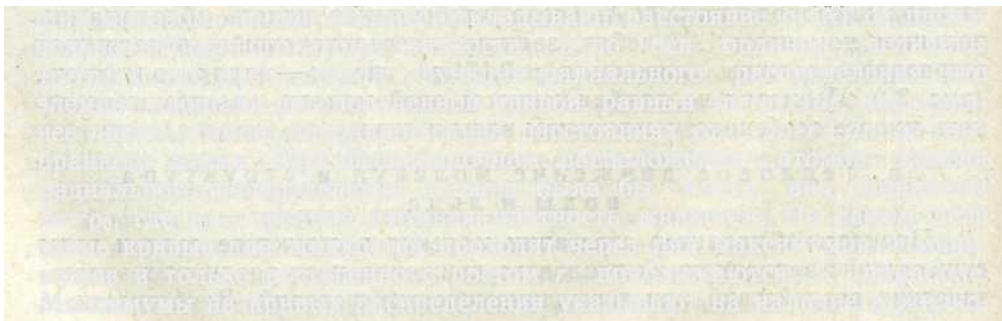
Рис. 31. Сравнение радиального распределения молекул в воде при $1,5^\circ$ (кривая A) с распределением во льду (кривая B). Кривая C представляет разность между A и B или избыток плотности в воде по сравнению со льдом

Согласно современным представлениям, тепловое движение в жидкости состоит из колебаний атомов или молекул около некоторых временных положений равновесия и скачкообразных перемещений из одного положения равновесия в соседнее. Эти скачкообразные перемещения соответствуют самодиффузии частиц жидкости и называются *трансляционным движением* (Френкель, 1945).

Структуры жидкостей и твердых тел выражаются характером распределения в пространстве центров или положений равновесия молекул и атомов, а трансляционное движение приводит к изменениям, нарушениям структуры.

Связь структурных особенностей с характером теплового движения наиболее полно разработана для одноатомных жидкостей, состоящих из одинаковых атомов и не содержащих молекул. Для таких жидкостей предложена теория, позволяющая на основании данных рентгеновского структурного анализа судить об их структуре. Выводы, полученные при исследовании структуры одноатомных жидкостей, переносятся в известной мере и на полиатомные жидкости.

Так как структура жидкостей, в отличие от твердых кристаллических тел, характеризуется только ближней упорядоченностью в расположении частиц, то в настоящее время единственным количественным способом описания их структуры является построение так называемых «кривых радиального распределения атомов» (Самойлов, 1957). Последние (рис. 31) вычисляются по экспериментальным кривым интен-



сивности рассеяния жидкостью рентгеновских лучей и строятся следующим образом: по оси абсцисс откладывают расстояние z (Å) от произвольно выбранного атома жидкости, а по оси ординат — величины $4\pi r^2 \rho(r)$, где $\rho(r)$ — такая функция радиального распределения, что элемент площади под полученной кривой, равный $4\pi r^2 \rho(r) dr$, дает среднее число атомов, находящихся на расстояниях от z до $z + dr$ от выбранного атома. При беспорядочном расположении атомов кривая радиального распределения должна была бы иметь вид параболы $4\pi r^2 \rho_0$, где ρ_0 — средняя атомная плотность жидкости. На самом деле такие кривые для жидкостей проходят через ряд максимумов и минимумов и только постепенно с ростом z приближаются к параболе.]Максимумы на кривых распределения указывают на наличие в жидко-

стях предпочтительных межуатомных расстояний, а их последовательность соответствует последовательности наиболее вероятных или равновесных координационных сфер, определяющих характер ближней упорядоченности расположения атомов в пространстве. Ближняя упорядоченность в жидкостях приводит к представлениям о существовании в них некоторой, характерной для данной жидкости, исходной решетки, размываемой тепловым движением частиц. Bernal (1933) указывает, что структуру жидкости характеризуют три рода переменных: радиусы координационных сфер, числа атомов в этих сферах и размытость сфер.

На рисунке 31 приведена кривая радиального распределения молекул воды (сплошная кривая *A*) при 1,5°C.

Участок кривой от ее начала до первого минимума определяет некоторую область, окружающую выбранную молекулу жидкости, которую можно назвать областью ближней координации.

Среднее число атомов (молекул), находящихся от выбранного атома (молекулы) на расстояниях, не выходящих за пределы области ближней координации, называется координационным числом атома (молекулы) в жидкости.

Координационное число определяется площадью под первым максимумом кривой радиального распределения (рис. 31).

Сравнение этих площадей для жидкостей и соответствующих твердых тел показывает изменение координационных чисел при плавлении. Как правило, при плавлении координационные числа уменьшаются. Исключения составляют лед, Ge, Bi, Ga. Олово почти не меняет координационного числа при плавлении.

Уменьшение координационных чисел при плавлении тела связывается с появлением в его структуре большого числа «локальных разрежений», часто называемых «дырками».

Существование в жидкости локальных разрежений или таких мест, откуда атом ушел, а на его место другой атом еще не пришел, связывается с трансляционным движением.

Среднее время τ пребывания атома (молекулы) около одного положения равновесия выражается соотношением

$$\tau = \tau_0 e^{\frac{E}{RT}}, \quad (4,1)$$

где τ_0 — некоторый коэффициент, e — основание натуральных логарифмов, E — величина потенциального барьера, разделяющего временные положения равновесия, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура (Френкель, 1945). С ростом температуры τ уменьшается, а число атомов, перемещающихся в данный момент времени между положениями равновесия, увеличивается. Соответственно должно увеличиваться число локальных разрежений и уменьшаться координационное число. Таким образом, изменения координационного числа могут служить индикатором изменения структуры под влиянием трансляционного движения.

В тех случаях, когда в структуре твердого тела имеются пустоты, часть атомов, перемещающихся между положениями равновесия, попадает в эти пустоты, частично их заполняет и увеличивает число атомов в области ближней координации или координационное число. Такое заполнение пустот и увеличение координационных чисел имеет место при плавлении льда, галлия, германия и висмута.

Энергетически положениям равновесия соответствуют минимумы потенциальной энергии или «потенциальные ямы», разделенные «потенциальными барьерами» или максимумами потенциальной энергии. Что-

бы частица вышла из положения равновесия, она должна обладать энергией, достаточной для преодоления потенциального барьера, или «энергией активации скачка». Таким образом, частица, попав в ячейку, образованную соседними частицами, колеблется в ней некоторое время, а затем, получив достаточную порцию энергии, перескакивает в соседнюю ячейку (Френкель, 1945).

Пусть ν — средняя частота колебательного движения атома, тогда атом 2ν раз в секунду совершает движение от положения равновесия к периферии ячейки. Вероятность, что атом преодолеет при этом потенциальный барьер величиной q , равна $e^{-\frac{q}{kT}}$ и представляет собой долю атомов, обладающих энергией большей q . Поэтому среднее число скачков j , совершаемых каждым атомом в одну секунду, составит

$$j = 2k\nu e^{-\frac{q}{kT}} = j_0 e^{-\frac{E}{RT}}, \quad (4,2)$$

где $j_0 = 2k\nu$ и $E = Nq$ (N — число Авогадро). Коэффициент k учитывает ряд обстоятельств, например, то, что скачок может не совершиться, даже если энергия атома больше q , в силу асимметрии частицы или случайного изменения потенциального барьера. Величина $\frac{1}{j} = \tau$ равна среднему времени пребывания частицы около положения равновесия.

Используя данные по спектрам комбинационного рассеяния света водой и по самодиффузии в воде, можно приближенно оценить время τ и частоту скачков молекул. Такая оценка для температуры, равной 25° , дает $\tau = 1,7 \cdot 10^{-9}$ сек, причем молекула совершает приблизительно 1000 колебаний около одного центра равновесия и число скачков в секунду $j \approx 6 \cdot 10^8$.

Можно установить связь коэффициента самодиффузии жидкости D с активированными скачками составляющих жидкость частиц (Polissar, 1938).

Согласно теории броуновского движения

$$D = \frac{1}{6} \frac{s^2}{t}, \quad (4,3)$$

где s^2 — средний квадрат смещения частицы за время t в результате n скачков. В то же время

$$s^2 = nl^2, \quad (4,4)$$

где l — расстояние между соседними положениями равновесия частиц жидкости, а $n = jt$, следовательно

$$s^2 = jtl^2. \quad (4,5)$$

Подставляя выражения (4,5) в соотношение (4,3), получаем

$$D = \frac{1}{6} jl^2, \quad (4,6)$$

или заменяя j по формуле (4,2), имеем

$$D = Ae^{-\frac{E}{RT}},$$

где $A = \frac{1}{6} j_0 l^2$.

В воде упорядоченность в расположении частиц настолько значительна, а структура достаточно ажурна, что помимо скачков отдельных молекул возможно и броуновское движение ячеек или групп молекул как целого. О. Я. Самойлов (1957), рассуждая аналогично Полиссару, предлагает для коэффициента самодиффузии D при таком сложном движении частиц и ячеек выражение

$$D = \frac{1}{6} j_1 l_1^2 + \frac{1}{6} j_2 l_2^2, \quad (4,7)$$

или $D = A_1 e^{-\frac{E_1}{RT}} + A_2 e^{-\frac{E_2}{RT}},$

где $A = \frac{1}{6} j_1 l_1^2$

j_1, j_2 — предэкспоненциальные множители в выражениях для средних чисел скачков. Индексы 1 и 2 относятся соответственно к скачкам отдельной частицы и ячейки как целого.

Структура воды и льда. Структура воды и льда обусловлена образованием водородных связей между ее молекулами, имеющими тетра-

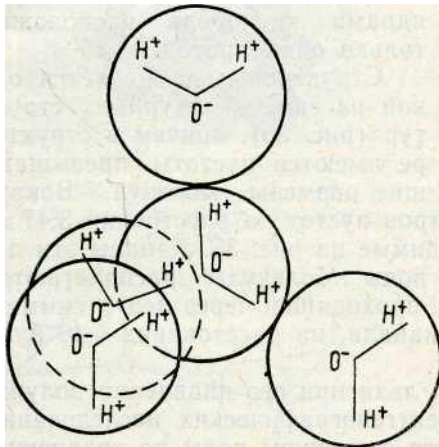


Рис. 32. Ближайшее окружение молекулы в структуре льда

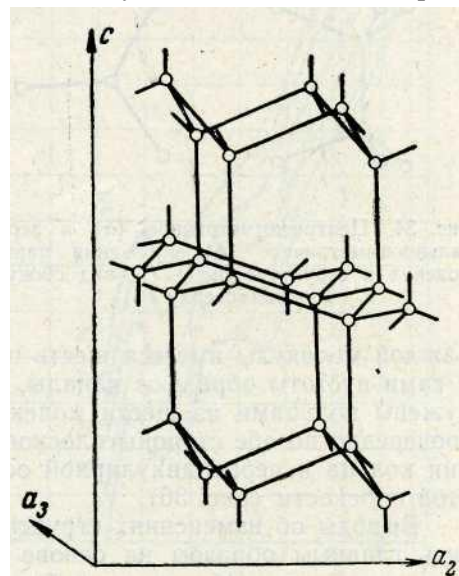


Рис. 33. Расположение центров молекул в структуре льда

эдрическую формулу. Поэтому в ближайшем окружении каждой молекулы другие молекулы также слагаются в тетраэдры, из которых и образуется структура льда (рис. 32).

Рентгеноструктурные исследования льда выполнены Деннисоном (1921), Брэггом (1922) и Барнесом (1929). Лед кристаллизуется в гексагональной сингонии, причем ядра кислорода располагаются аналогично атомам кремния в структуре тридимита; поэтому Бернал и Фаулер употребляют термин «структура льда — тридимита».

Расположение центров молекул воды в структуре льда показано на рис. 33, из которого видно, что они образуют слои: каждая молекула связана с тремя молекулами, принадлежащими к тому же слою, и с одной молекулой из другого слоя. Координационное число молекул

в структуре льда равно четырем. Расстояние между ближайшими молекулами составляет 2,76 А.

Если выбирать молекулы в структуре льда попарно, то шесть ближайших к такой паре молекул расположены двумя способами: центросимметрично и зеркальносимметрично (рис. 34). Вычисления показывают, что $\frac{3}{4}$ связей в структуре льда центросимметричны. По Бьерруму, 74 зеркальносимметричных связей является максимально возможным их количеством. Энергия взаимодействия между молекулами при зеркальносимметричном окружении больше, чем при центросимметричном;

соответственно этому зеркальносимметричные связи на 0,5% короче центросимметричных.

В структуре льда выяснено расположение атомов кислорода, а распределение протонов сложнее и недостаточно исследовано. В настоящее время установлено, что лед построен из дискретных молекул воды, и протоны находятся на линиях О—О на расстоянии 0,99 А от одного ядра кислорода и на 1,70 А — от другого, причем между соседними ядрами кислорода расположен только один протон.

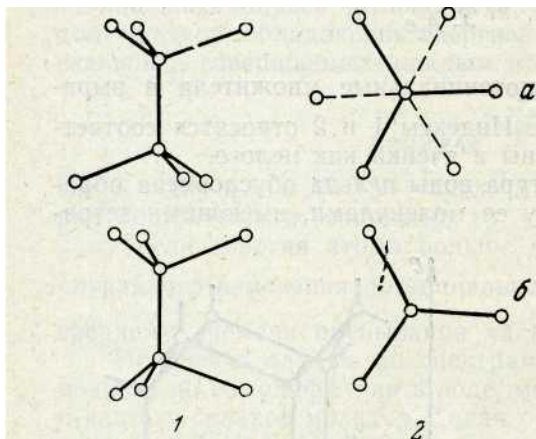


Рис. 34. Центросимметричное (а) и зеркальносимметричное (б) окружения пары молекул в структуре льда: 1—вид сбоку, 2—вид сверху

Структура льда является одной из самых ажурных структур (рис. 35), причем в структуре имеются пустоты, превышающие размеры молекул. Вокруг каждой молекулы имеется шесть центров пустот на расстоянии 3,47 А, а сами пустоты образуют каналы, видимые на рис. 35. Каналы эти окружены кольцами из шести молекул воды. Молекулы располагаются поочередно по обе стороны плоскости, проходящей через центр симметрии кольца и перпендикулярной оси канала, на расстояниях 0,46 А от этой плоскости (рис. 36).

Выводы об изменениях структуры льда при его плавлении получались главным образом на основе рентгенографических исследований структуры воды. Обсуждая особенности структуры воды по сравнению со структурой льда, Бернал и Фаулер указывали, что при кратчайшем расстоянии между молекулами 2,8 А, или радиусе молекулы 1,4 А, и при плотнейшей упаковке молекул плотность воды должна быть 1,84 г/см³, а плотности, равной единице, соответствует радиус молекулы 1,72 А.

Сравнение экспериментальных результатов Стюарта, Майера — Амальди с кривыми, рассчитанными в предположении плотнейшей упаковки молекул воды, показало резкое расхождение между ними, вследствие чего это предположение пришлось отбросить.

Расчетные кривые, похожие на экспериментальные, получаются только в предположении тетраэдрического расположения молекул (рис. 34) и достаточно ажурной структуры типа льда—тридимита и кварца.

Считая, что разупорядоченная структура льда-тридимита не может быть согласована с уменьшением объема при плавлении, Бернал и Фаулер пришли к заключению, что вода обладает измененной структурой

типа кварца. Увеличение плотности при плавлении льда они объясняли тем, что радиус второй координационной сферы в структуре льда-тридимита составляет 4,5 Å, тогда как в структуре кварца он равен 4,2 Å.

Однако рентгенографическое исследование воды не подтвердило такое изменение радиуса координационной сферы при плавлении льда.

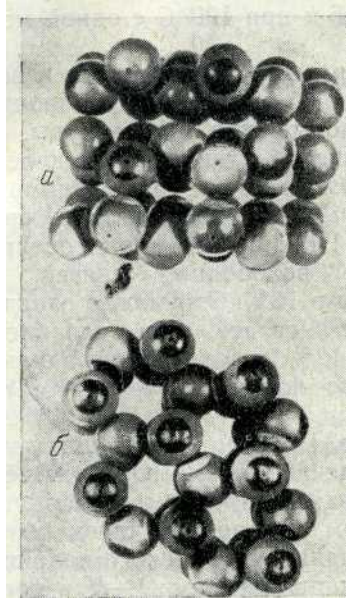


Рис. 35. Модель структуры льда: *a* — вид сбоку, *б* — вид сверху

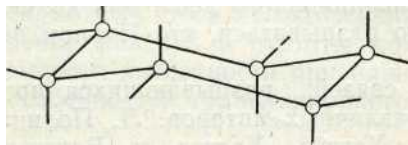


Рис. 36. Кольцо из шести молекул в структуре льда

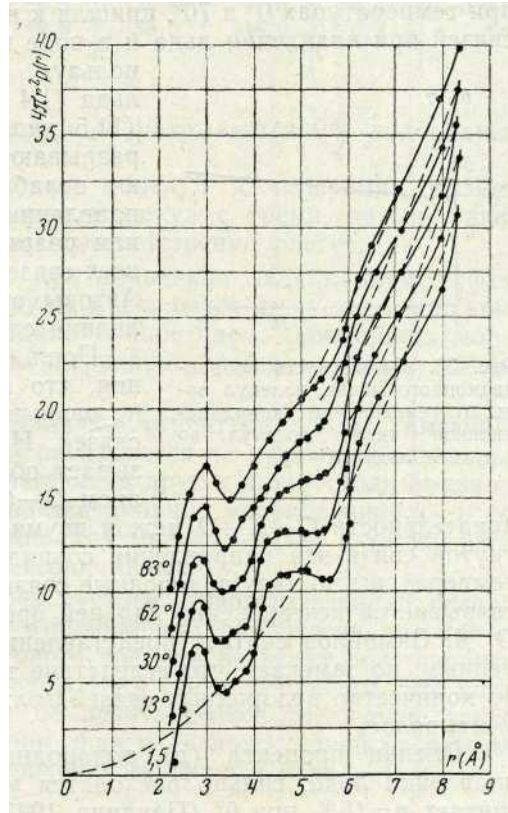


Рис. 37. Кривые радиального распределения молекул воды по Моргану и Уоррену

Морганом и Уорреном (1938) были получены кривые интенсивности рассеяния рентгеновских лучей водой и вычислены кривые радиального распределения для температур: 1,5; 13; 30; 62 и 83°C (рис. 37). Из этих кривых видно, что второй максимум при температурах 1,5°; 13 и 30°C получается при $r = 4,5$ Å, а не при $r = 4,2$ Å. Таким образом, структура воды представляет собой вариант структуры льда, размытой тепловым движением молекул, причем это размывание увеличивается с ростом температуры.

Из этих же результатов следует, что координационное число для молекул воды изменяется от 4,4 при 1,5°C до 4,9 при 83°C, как показано на рис. 38.

Сопоставив кривую радиального распределения для воды при 1,5° (рис. 31, кривая *A*) с кривой для льда (рис. 31, кривая *Б*), Морган и

Уоррен получили избыток плотности в воде по сравнению со льдом с максимумом около 3,5 А (кривая С, рис. 31). Площадь под кривой С соответствует двум молекулам.

Морган и Уоррен пришли к выводу, что четверная координация в воде существует, но осуществляется лишь частично и уменьшается с ростом температуры. Это подтверждается и данными по вязкости (Ewell, Eyring, 1937), указывающими, что в воде каждая молекула связана в среднем при 0° с 2,5, при 50° с 1,5 и при 100° С с одной молекулой.

Fox и Martin (1940), исследуя инфракрасные спектры льда и воды при температурах 0° и 70°, пришли к выводу об ослаблении водородных связей при плавлении льда и в воде при повышении температуры. Используя

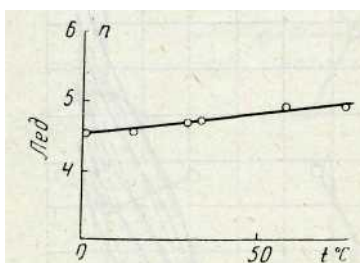


Рис. 38. Зависимость координационного числа молекул воды от температуры (координационное число молекул во льду $\Delta H = 4$)

отношение теплоты плавления льда (1,4 ккал/моль) к теплоте сублимации (11,5 ккал/моль), при которой все связи разрываются ($1,4/11,5^{0,12}$), они оценивают ослабление водородных связей при плавлении льда в 12%. Это может означать или разрыв 12% связей, или ослабление всех связей на 12%, или то и другое вместе. Авторы считают наиболее вероятным последний случай.

Попл (Pople, 1952) придерживается мнения, что плавление льда сопровождается не разрывом, а изгибанием водородных связей. Изгибом водородной связи он называет образование угла между направлением O—O и направлением O—Я в последовательности O—H—O между двумя соседними молекулами. В неизогнутой связи эти направления совпадают. По Поплу при повышении температуры во льду водородные связи изгибаются все больше и с этим связывается исчезновение дальней ориентации при плавлении льда. О. Я. Самойлов считает представление об изгибе водородных связей денным, но замечает, что вследствие трансляционного движения какое-то количество водородных связей должно разрываться, что Поплом не учитывалось.

Оценки процента (p) водородных связей, разрывающихся при плавлении льда, сильно расходятся у различных авторов. Л. Полинг считает $p = 15\%$ при 0° (Паулинг, 1947). Хаггис, Хастед и Бахенен (1952) предложили способ приближенного расчета числа молекул, находящихся в различных состояниях вследствие различного числа связей (n) и процента разорванных водородных связей (p). Они приняли при этом (по Полингу), что скрытая теплота испарения воды (I) складывается из двух частей: первой (w), идущей на преодоление сил Ван дер Ваальса и не зависящей от температуры, и второй ($D\#$), связанной с разрывом водородных связей. Тогда

$$p = 100 \left(1 - \frac{L - \Delta w}{2 \Delta H} \right).$$

(4,8)

Для воды $H = 4,5$ ккал/моль; $w = 2,5$ ккал/моль. Результаты расчетов даны в табл. 11.

Хотя данные табл. 11 являются ориентировочными и по ним нельзя делать точных количественных выводов, все же обращают на себя внимание следующие результаты:

Таблица 11

Проценты разорванных водородных связей p и молекул воды в различных состояниях n при различных температурах

$t, ^\circ\text{C}$	$L, \text{ ккал/моль}$	$p, \%$	$n, \%$	$n_1, \%$	$n_2, \%$	$n_3, \%$	$n_0, \%$
0 (вода)	10,7	9,0	72,0	20,0	6,0	1,5	0,1
25	10,5	11,3	67,0	23,2	7,6	2,0	0,2
60	10,1	15,8	58,5	25,8	11,0	3,8	0,9
100	9,7	20,2	49,8	28,3	15,0	6,0	1,5

1) при переходе льда в воду при 0° разрывается 9% водородных связей;

2) с ростом температуры процент молекул с четырьмя связями постепенно уменьшается, а проценты молекул с тремя, двумя, одной связями и свободных молекул (n_0) соответственно растут.

Эти обстоятельства приводят при плавлении льда к двум эффектам: во-первых, свободные молекулы внедряются в пустоты ажурной структуры льда, увеличивая координационное число ближайших молекул, и, во-вторых, некоторое число тетраэдров вообще исчезает, уменьшая тем самым объем.

Вследствие этого, стройная ажурная структура льда, имеющая дальнюю упорядоченность, как бы распадается на куски или отдельные ассоциации молекул, уже не прилегающие друг к другу столь правильно, как во льду. При этом нарушается дальняя упорядоченность и сохраняется лишь ближняя в ассоциациях молекул воды, а также изгибаются водородные связи между ассоциациями.

Молекулы, пролетающие через пустоты, энергетически не эквивалентны молекулам, находящимся в положениях равновесия, так как их связи порваны и в течение некоторого времени не могут восстановиться, потому что в их окружении водородные связи заполнены. Это внедрение молекул в пустоты может объяснить резкое увеличение теплоемкости и плотности при плавлении льда и является одной из важных особенностей трансляционного движения молекул в воде.

г. Гидратация ионов в водных растворах

Как известно, присутствие ионов электролита в водном растворе понижает температуру замерзания (плавления) последнего. Причиной этого является взаимодействие ионов с молекулами воды, эквивалентное по своим результатам повышению температуры или увеличению давления, или понижению потенциальных барьеров между молекулами.

Это взаимодействие ионов в водном растворе с молекулами воды называется гидратацией ионов.

Гидратация представляет собой частный случай сольватации (любой растворитель), под которой понимается вся сумма изменений, вызываемых ионами электролита в растворе.

Изучению гидратации ионов в растворах посвящены многие работы (Самойлов, 1957), причем некоторые авторы подразделяют сольватацию (гидратацию) на первичную и вторичную. Первичная гидратация состоит в прочном связывании ионом молекул воды, причем прини-

мается, что ионы и связанные с ними молекулы при электролизе движутся как целое. Вторичная гидратация сводится к электростатическому взаимодействию иона с растворителем, не включенному в первичную гидратацию. О. Я. Самойлов предпочитает терминам «первичная» и «вторичная» гидратация — термины «ближняя» и «дальняя» гидратация, более подходящие к рассмотрению гидратации с точки зрения трансляционного движения.

При понимании гидратации как связывания ионами некоторого числа молекул воды ее обычно пытаются охарактеризовать числом связанных молекул или так называемым гидратационным числом. Однако, как указывает О. Я. Самойлов, на этом пути имеются большие трудности. Гидратационные числа, получаемые из разных свойств растворов, сильно различаются между собой и при таком подходе не раскрывается механизм явления.

Ряд авторов при рассмотрении гидратации ионов используют закон Стокса:

$$u\eta r = \text{const}, \quad (4,9)$$

где u — подвижность иона в бесконечно разбавленном растворе при некоторой температуре, η — вязкость среды при той же температуре и r — радиус иона. Значение постоянной не зависит от температуры.

Зная η чистой воды и u ионов из экспериментальных данных, можно определить значения r_s или «стоксовские радиусы ионов», вообще отличающиеся от кристаллохимических радиусов r_c . Если $r_s > r_c$, то принимают, что соответствующий ион в водном растворе гидратируется, а если $r_s < r_c$, то ион не гидратируется.

Возрастание подвижностей ионов в ряду Li^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+ обычно связывают с соответствующим уменьшением стоксовских радиусов: чем меньше ион гидратируется, тем тоньше оболочка прочно связанных с ним молекул воды, меньше его стоксовский радиус и больше его подвижность. С увеличением температуры количество прочно связанных с ионом молекул воды и стоксовский радиус уменьшаются, поэтому $\frac{dr_s}{dT} < 0$.

Однако закон Стокса трудно использовать для негидратирующихся ионов, так как в этом случае нарушаются приведенные выше рассуждения. Поэтому О. Я. Самойлов предлагает рассматривать гидратацию ионов в водных растворах с более общей точки зрения, используя молекулярно-кинетические представления.

Подход к изучению гидратации ионов в водных растворах, обладающий достаточной общностью, может быть основан на рассмотрении действия ионов на трансляционное движение ближайших к иону молекул воды раствора. При этом прочному связыванию ионом молекул воды должно соответствовать значительное ослабление этого движения. При увеличении частоты скачков, наоборот, — гидратация ослабляется.

Действие ионов на трансляционное движение молекул воды. Положительная и отрицательная гидратация. Рассматривая действие ионов на трансляционное движение молекул воды, обратимся к формуле (4,1), выражающей время пребывания молекулы воды в состоянии равновесия (t) в зависимости от величины потенциального барьера (E) и абсолютной температуры (T).

Если по-соседству с молекулой воды оказывается ион, окруженный иным силовым полем, чем молекулы воды, то величины потенциальных барьеров, разделяющих положения равновесия молекул воды,

вблизи него должны измениться и приобрести значение не (E) , а $(E + \Delta E)$. В соответствии с этим изменится и время пребывания ближайших к иону молекул воды в положении равновесия (τ) . Обозначая его в этом случае через τ_i из соотношения (4,1), получим

$$\tau_i = \tau_0 e^{\frac{E + \Delta E}{RT}} \quad (4,10)$$

Деля уравнение (4,10) на уравнение (4,1), получаем

$$\frac{\tau_i}{\tau} = e^{\frac{\Delta E}{RT}} \quad (4,11)$$

Таким образом, количественная характеристика гидратации ионов сводится О. Я. Самойловым к оценке величины изменения потенциальных барьеров между положениями равновесия молекул воды (ΔE) под действием ионов.

Известно, что различные ионы неодинаково действуют на вязкость воды. Многочargedные и небольшие однозарядные ионы (например, Mg^{++} , Ca^{++} , Li^+) увеличивают вязкость воды, а большие однозарядные (K^+ , Cs^+ , I^-), ее уменьшают или обладают «отрицательной вязкостью». Это явление связано с соответствующим ослаблением и усилением трансляционного движения под действием указанных категорий ионов. При этом для первых из них $\tau_i > \tau$ и $\Delta E > 0$, а для вторых $\tau_i < \tau$ и $\Delta E < 0$. Первый случай ($\tau_i > \tau$) соответствует положительной гидратации, а второй О. Я. Самойлов называет «отрицательной гидратацией» по аналогии с «отрицательной вязкостью».

Обмен молекул воды, составляющих ближайшее окружение иона в растворе. Возникает вопрос, насколько изменяется время пребывания молекулы воды в состоянии равновесия (τ) под влиянием изменений потенциальных барьеров, называемых силовыми полями ионов. Если считать, что связанная молекула может выйти из ближайшего окружения иона только при сообщении ей полной энергии гидратации, составляющей десятки килокалорий на моль, то такой процесс маловероятен и должен происходить очень редко. Такому положению соответствует вало бы «прочное» связывание ионом ближайших молекул воды раствора. О. Я. Самойлов указывает, что такая точка зрения едва ли верна.

При выходе молекулы воды из ближайшего окружения иона она совершает скачок из положения равновесия вблизи иона (A) в соседнее положение равновесия в растворе (B) . Положение равновесия A находится от иона приблизительно на расстоянии $R = r_c + r_w$ где r_c — кристаллохимический радиус иона, а r_w — «радиус» молекулы воды. Расстояние B от иона приблизительно равно $(\lambda + 1,6 A) / 1,6 A$ — разность между абсциссами второго и первого максимумов на кривой радиального распределения для воды (рис. 37). Поэтому расстояние вершины потенциального барьера, разделяющего положения равновесия A и B от иона примерно равно $\lambda + 0,8 A$.

Пусть h_1 — энергия взаимодействия молекулы воды с ионом в положении L' (расстояние R) и h_2 — в вершине потенциального барьера (расстояние $R + 0AA$). Выражение вероятности выхода молекулы воды

из ближайшего окружения иона содержит множитель $e^{-\frac{\Delta h}{kT}}$, где $\Delta h = h_2 - h_1$.

Соответственно, в случаях $(\Delta h$ и $\Delta w)$. На рисунке 39 по оси абсцисс отложены расстояния между частицами, а по оси ординат — потенциальная энергия (h и w). Важно, что энергия взаимодействия иона с молекулой воды убывает с увеличением расстояния медленнее, чем энергия взаимодействия двух молекул воды. Из рисунка 39 видно, что поэтому Δw может быть больше, чем Δh , хотя $H \gg W$.

главным образом от величины потенциального барьера, разделяющего соседние положения равновесия молекул воды, определяется разностью $\Delta h = \Delta w$.

Обмен молекул зависит не от полных энергий взаимодействия между частицами (H и W), а от изменений энергии на малых расстоя-

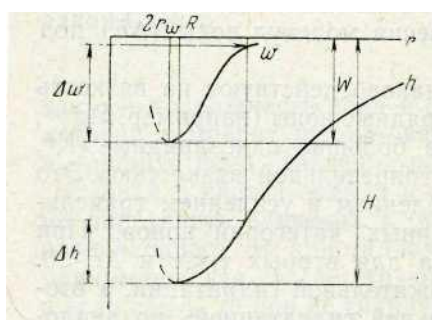


Рис. 39. Возможное соотношение величин H , W , Δh , Δw

Таким образом, большие значения H не обязательно означают, что обмен молекул воды, ближайших к ионам, происходит реже, чем в растворе. Возможен и обратный случай, 'соответствующий отрицательной гидратации.

Таким образом, подводя итог содержанию раздела о гидратации ионов в растворе воды, можно высказать следующие положения:

1. Гидратация ионов подразделяется на две части: ближнюю и дальнюю. Первая — представляет взаимодействие ионов с молекулами воды в непосредственном их окружении, вторая — взаимодействие с более удаленными объемами воды. Ближняя гидратация выражается в действии ионов на тепловое и трансляционное движение ближайших к иону молекул воды и на кинетические свойства растворов. Дальняя гидратация заключается главным образом в поляризации под действием поля иона более удаленных объемов воды и сопровождается выделением довольно больших количеств энергии.

2. Количественно ближнюю гидратацию можно выразить изменениями (AE) под действиями ионов потенциальных барьеров (E), разделяющих положения равновесия молекул в чистой воде. Величины AE зависят от качества ионов и для различных ионов могут быть как положительными (затрудняющими трансляционное движение), так и отрицательными (облегчающими трансляционное движение). Последнее явление называется «отрицательной гидратацией» и свойственно, например, катионам щелочных металлов K^+ , Rb^+ и Cs^+ .

3. Установлено, что в разбавленных водных растворах координационные числа одноатомных ионов близки к координационному числу молекулы чистой воды и что структура разбавленных электролитов соответствует наименьшему возможному изменению структуры воды при образовании раствора. Отсюда следует, что ближняя гидратация ионов представляет собой не связывание ионом большей или меньшей «шубы»

из молекул воды, а лишь более или менее сильное его взаимодействие с ближайшими молекулами воды, число которых определяется структурой воды.

4. Ионы могут совершать активированные скачки как вместе с ближайшими молекулами воды, так и без них. В последнем случае скачки связаны с обменом ближайших к иону молекул. Оказалось, что катионы Li^+ , Na^+ , K^+ , Cs^+ , Ca^{++} и анионы Cl^- , Br^- , I^- совершают скачки без ближайших молекул воды; катионы Mg^{++} и Be^{++} перемещаются вместе с ближайшими молекулами воды.

д. Действие активных поверхностей на трансляционное движение молекул воды

Как указывалось выше, на воду, находящуюся в порах дисперсной породы, помимо ионов действуют также активные поверхности пор и коллоидальных частиц. Известно, что активная поверхность в наиболее тонкодисперсных глинах достигает сотен квадратных метров на грамм или на кубический сантиметр. Соответственно величине удельной активной поверхности возрастает относительное количество связанной или «ориентированной» воды.

Действие активной поверхности на ближайшие к ней молекулы воды принципиально не отличается от действия ионов. Разница заключается в том, что ионы в растворе размещены внутри структуры воды хаотически, окружены молекулами воды и действуют во все стороны, а на активной поверхности они представляют правильное чередование преимущественно положительных или отрицательных зарядов, действующих в сторону воды и расположенных на различных расстояниях, определенных для каждого вида кристаллической решетки. В зависимости от характера вещества, образующего кристаллическую решетку, могут изменяться как величина, так и знак электрических зарядов, действующих на ближайшие молекулы воды. Кроме того, структура активной поверхности, взаимодействующей с водой, может в большей или меньшей мере не соответствовать кристаллической хотя и размытой тепловым движением структуры воды.

Вследствие указанных обстоятельств, воздействия активных поверхностей на ближайшие к ним молекулы в структуре воды могут быть весьма различными в зависимости от их величины и характера, но все эти воздействия можно обобщить, так как в конечном итоге они сводятся к изменению величин-потенциальных барьеров между центрами равновесия, положения которых определяют структуру воды. В соответствии с изменением последних должна также изменяться при данной температуре частота активированных скачков молекул (ν) и среднее время пребывания молекул в положении равновесия (τ). Таким образом, рассуждая аналогично тому, как это делалось при рассмотрении гидратации ионов в растворе, можно получить формулы, выражающие влияние активных поверхностей на время пребывания рассматриваемой молекулы воды в положении равновесия (Ананян, 1959)

$$\tau_i = \tau_0 e^{\frac{E+\xi}{RT}}, \quad (4,12)$$

где τ_i — время пребывания молекулы воды в положении равновесия, измененное воздействием (ξ) активной поверхности на потенциальный барьер между центрами равновесия (n).

Представления о влиянии гидратации ионов в растворе и гидратации активных поверхностей на величину (ν) на основании всех преды-



дущих формул А. А. Ананян выразил следующей обобщенной формулой:

$$j = j_0 e^{\frac{E \pm \epsilon E \pm \zeta}{RT}} \quad (4.13)$$

Эта формула выражает совместное влияние ионов ($\pm AE$) и активных поверхностей ($\pm \epsilon$) на частоту скачков (j) в связанной воде и на изменение в ней энергии активации (E) под влиянием положительной и отрицательной гидратации ионов и поверхностей.

IV-2. ПРЕВРАЩЕНИЯ ЭНЕРГИИ И ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ

Указав вкратце особенности состава дисперсных мерзлых пород, обратимся теперь к рассмотрению главнейших процессов, протекающих в них при нарушениях термодинамического равновесия, вследствие изменения одного или нескольких основных термодинамических параметров (температуры, давления, объема, разности электрического потенциала и пр.), влияющих на состояние системы.

Термодинамические параметры действуют комплексно: они связаны друг с другом, а потому изменение одного из них вызывает в природных условиях изменение и остальных. Иначе говоря, один процесс (например, повышение температуры мерзлой породы) обязательно вызовет и другие процессы: фазовые переходы воды, изменение объема, давления и пр., которые будут идти до тех пор, пока не наступит новое термодинамическое равновесие.

В природных условиях в слое пород, выходящем на поверхность и мощностью в 20—30 ж, такое состояние термодинамического равновесия вследствие непрерывных изменений прихода и расхода тепла, собственно говоря, никогда не наступает, да и на больших глубинах о нем можно говорить лишь условно для коротких промежутков времени, имея в виду только сильную тенденцию к установлению равновесия, вытекающую из закона излучения Стефана—Больцмана.

Таким образом, основным ведущим процессом в замерзающих, мерзлых и оттаивающих породах является их теплообмен с внешним пространством (поглощение коротковолновой лучистой энергии Солнца и излучение длинноволновой энергии Землей). Этот основной процесс вследствие дальнейших превращений приходящей и уходящей энергии приводит к развитию целого ряда вторичных взаимосвязанных процессов, из которых самыми важными и значительными в развитии мерзлых пород являются: 1) охлаждение и нагревание пород; 2) фазовые переходы воды в породах (замерзание, оттаивание, испарение, конденсация); 3) переносы вещества или миграция воды, солей, ионов, минеральных частиц; 4) пучение пород при их промерзании и осадка — при протаивании; 5) физическое и химическое выветривание, коагуляция и диспергация минеральных частиц скелета, а также тиксотропные процессы; 6) неравномерное изменение элементов объема мерзлой породы, приводящее к развитию в ней внутренних напряжений и деформаций и образованию трещин; 7) реологические процессы, приводящие к течению пород (солифлюкции).

Все эти процессы в дисперсных мерзлых породах развиваются комплексно и обуславливают друг друга. Выделение и экспериментальное воспроизведение в чистом виде какого-нибудь одного из указанных процессов для таких сложных систем, как дисперсные влажные породы,

строго говоря, едва ли возможно, но все-таки подобные попытки и исследования все время предпринимаются с целью преимущественного изучения и лучшего понимания того или иного процесса в общем сложном их комплексе.

IV-3. НАГРЕВАНИЕ, ОХЛАЖДЕНИЕ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ ВОДЫ В ЗАМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ

Предварительные замечания о замерзании чистой воды. Основным отличием льда от воды является, как указывалось выше, существование правильно периодической кристаллической решетки с дальней ориентацией. Молекулы воды при этом расположены в центрах равновесия или в «потенциальных ямах» и для возможности вылета из такой ямы им необходимо получить некоторую добавку к их кинетической энергии, чтобы их полная энергия превысила бы энергию активации E и такой вылет, или скачок, мог бы осуществиться.

При стационарных условиях (отсутствие нагревания и некоторые постоянные, отрицательная температура и давление), решетка льда термодинамически устойчива, т. е., если в некотором элементе объема в силу флуктуации температуры энергия молекул превысит значение E , то разорвется достаточное число водородных связей, возрастет трансляционное движение и данный объем льда превратится в жидкость. Но это изменение будет лишь мгновенным, потому что в окружении трансляционное движение относительно мало, быстрые молекулы уйдут из расплавленного элементарного объема, связи снова возникнут, решетка восстановится. С термодинамической точки зрения восстановление решетки происходит потому, что жидкость в данных условиях термодинамически неустойчива: ее температура выше, чем температура льда, давление пара выше, чем давление пара у льда, из жидкости в лед переходит большее число мо-

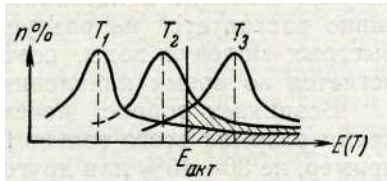
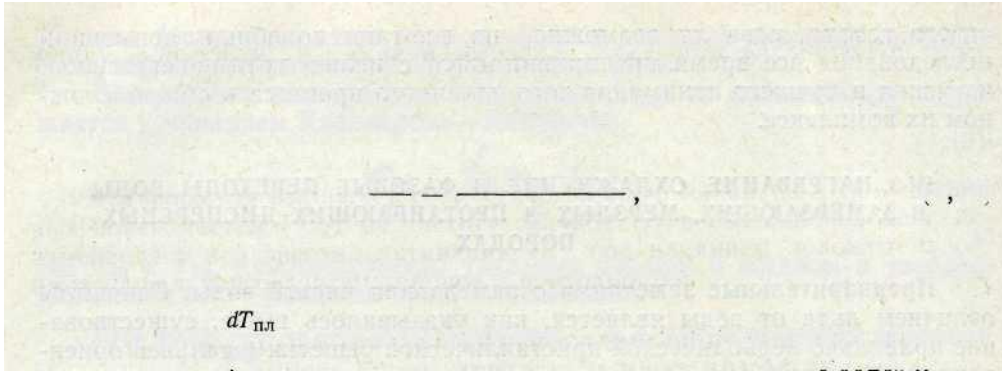


Рис. 40. Изменения доли молекул с энергией выше энергии активации ($E_{акт}$) при повышении температуры T ($T_1 < T_2 < T_3$); $E(T)$ — среднее значение энергии молекулы при температуре T ; $E(T) = \frac{3}{2} kT$, где k — пост. Больцмана, а T — абсолютная температура

$\varphi_1(P_1, T_1)$ выше, чем термодинамический потенциал $\varphi_2(P_2, T_2)$ льда, а более устойчива фаза с меньшим термодинамическим потенциалом. молекул, чем из льда в воду и термодинамический потенциал жидкости

При нагревании льда кинетические энергии молекул, распределенные по закону Дебая (рис. 40), постепенно возрастают. При этом увеличивается и средняя энергия колебательного движения молекул, находящихся в потенциальных ямах, и кинетическая энергия скачущих молекул трансляционного движения. Температура льда постепенно повышается, приближаясь к 0° , и доля молекул с энергией выше энергии активации E постоянно растет (рис. 40) и особенно быстро увеличивается при приближении энергии молекул, колеблющихся около центров равновесия, к значению E . Это происходит потому, что чем выше энергия колеблющейся молекулы, тем меньшая добавка энергии требуется для ее вылета из потенциальной ямы и тем вероятнее этот вылет. При повышении температуры льда до 0° и дальнейшем приходе тепла наступает его плавление. Температура перестает повышаться, резко изменяются удельный объем, внутренняя энергия, энтропия. Лед и вода приходят в термодинамическое равновесие, из льда в воду и



обратно (если прекратить приток тепла и оставить давление постоянным) переходит одинаковое число молекул воды.

Зависимость температуры плавления ($T_{пл}$) от давления (p) выражается уравнением Клапейрона—Клаузиуса:

$$\frac{dT_{пл}}{dp} = \frac{T_{пл}(V_{ж} - V_{тв})}{L} \quad (4.14)$$

где $V_{ж}$ и $V_{тв}$ — соответственно удельные объемы в жидком и твердом состоянии, а L — удельная теплота плавления.

Для воды $\frac{dT_{пл}}{dp} = -0,0076 \text{ град/атм}$, т. е. при повышении давления

на одну атмосферу температура плавления понижается на $0,0076^\circ \text{C}$.

После достижения температуры плавления, приходящее тепло в количестве, равном удельной теплоте плавления L , идет исключительно на разрушение межмолекулярных водородных связей. Решетка льда при этой температуре становится термодинамически неустойчивой и в ней сосредоточиваются превращения энергии.

Каждый разрыв связи превращает некоторую долю кинетической энергии молекул в потенциальную энергию, причем особенно интенсивно расходуется на разрушение решетки льда кинетическая энергия быстрых молекул воды, поэтому температура последней вблизи льда остается во время плавления постоянной, несмотря на приход тепла.

Возникает вопрос: почему температура остается постоянной во время разрыва всего только 9—11% водородных связей во льду, а, например, не 30—40% или другого их количества?

С точки зрения изложенных выше молекулярно-кинетических представлений на этот вопрос можно дать следующий ответ.

Разрыв 9—11% водородных связей превращает структуру льда в комплекс ассоциаций молекул настолько мелких, что сообщенные им порции энергии уже не рвут так интенсивно, как прежде, водородные связи в ассоциациях, а вызывают скачки ассоциаций целиком. При этом структура льда превращается в структуру воды, а трансляционное движение изменяется количественно и качественно и описывается для воды формулой (4,7), а не формулой (4,2), выражающей частоту скачков молекул во льду.

Скачки ассоциаций молекул являются причиной своеобразной устойчивости оставшихся водородных связей и в то же время они наряду с трансляционным движением отдельных молекул повышают общую температуру и кинетическую энергию в воде.

Таким образом, с молекулярно-кинетической точки зрения плавление льда представляет собой неполное разрушение структуры его решетки, вызванное разрывом 9—11% водородных связей, сопровождаемое резким увеличением и качественным изменением трансляционного движения и подвижности, уменьшением времени релаксации, а также изменением физических свойств.

Температуры плавления льда и всех кристаллических тел определяются энергией связей между молекулами (атомами) и соответствующими энергиями активации (E). Чем больше E , тем выше температура плавления (кристаллизации).

Теплота плавления (кристаллизации) определяется работой, совершаемой при разрыве такого количества связей, которого достаточно для того, чтобы наряду со скачками отдельных молекул (атомов) появилось бы и трансляционное движение ассоциации молекул (атомов).

Частота скачков (j) и среднее время пребывания молекул в по-

тенциальных ямах (τ) при плавлении (кристаллизации) резко изменяются и являются показателями того или иного агрегатного состояния.

Обращаясь к формулам (4,2) и (4,7), полагая $T=T_{пл}$ и принимая во внимание, что частота скачков молекул во льду меньше, чем в воде, мы приходим к выводу, что среднее значение величины потенциальных барьеров в воде должно быть меньше, чем во льду ($E_{льда} > E_{воды}$), несмотря на то, что координационное число в воде больше, чем во льду.

Это кажущееся противоречие, по-видимому, устраняется тем, что быстрые молекулы, внедряющиеся в пустоты структуры воды, там не останавливаются и поэтому не уменьшают заметно подвижности воды. В то же время увеличившееся число пустот (дырок) в узлах решетки, отсутствие частей тетраэдров (см. табл. 11) заметно уменьшают среднюю величину барьеров, увеличивая тем самым трансляционное движение.

Отсюда можно сделать общий вывод: чем правильнее структура (при прочих равных условиях), тем меньше трансляционное движение, и наоборот.

Искажения структуры кристаллической решетки вызывают уменьшение потенциальных барьеров и появление зон большей подвижности, возможности увеличения трансляционного движения, облегчения плавления, т. е. понижения температуры плавления.

Поэтому плавление льда, состоящего из комплекса кристаллов, начинается на их гранях, в местах включений и вообще всюду, где решетка термодинамически менее устойчива. Сказанное справедливо и относительно воды. Чистая вода обладает, хотя и частично разрушенной, но все же наиболее правильной кристаллической структурой, возможной при данных температуре (например, при 0°C) и давлении.

Замерзание и протаивание влажных дисперсных пород. Вода в дисперсных породах испытывает разнообразные энергетические воздействия, искажающие ее структуру. Главнейшим из них являются, как указывалось выше, влияние растворенных ионов и влияние активных внутренних поверхностей скелета грунта и коллоидальных частиц.

Выше описывался характер взаимодействия молекул воды с растворенными ионами (гидратация ионов), а также взаимодействие воды с активными поверхностями. Состав почвенных грунтовых вод и относящиеся сюда явления и факты рассматриваются в курсах почвоведения, грунтоведения и гидрогеологии. Здесь необходимо отметить лишь некоторые следующие особенности процесса замерзания воды (таяния льда) в дисперсных породах в зависимости от различных, наиболее часто действующих факторов, особенно важных для мерзлотоведения.

1. Вода в дисперсных породах, представляя собой обычно слабый раствор различных ионов с различной гидратацией и находясь под воздействием качественно различных активных поверхностей, испытывает целый комплекс разнородных энергетических воздействий, или, иначе говоря, находится в области действия разнообразных по силе и качеству физических полей. Поэтому отдельные элементарные объемы, зоны, слои воды обладают различными термодинамическими устойчивостями и различными состояниями термодинамического равновесия. Это обстоятельство и приводит к выделению различных, указанных выше категорий связанной воды и к различению ближней и дальней гидратации.

Эти отличающиеся друг от друга энергетические воздействия различно искажают структуру воды в дисперсных породах, неодинаково изменяют значения потенциальных барьеров в ней, подвижность и трансляционное движение. Поэтому элементы объема воды в дисперсных породах, находящиеся под различными энергетическими воздей-

ствиями или в различных термодинамических условиях, замерзают при различных температурах.

При этом по общим физическим соображениям температура замерзания (затвердевания) должна быть тем выше, чем больше связи между молекулами (атомами) и соответствующие энергии активации. Возможность образования связей на фоне трансляционного движения молекул зависит от энергии связей. Чем выше температура, при которой образуется связь, тем последняя сильнее. Поэтому, например, связи в структуре адсорбированной активной поверхностью связанной воды, образующиеся при положительных температурах, должны быть интенсивнее, чем связи во льду, образующиеся при 0°C .

2. Экспериментально установлено, что вода в дисперсных горных породах, в отличие от чистой свободной воды, замерзает в диапазоне температур. При данной отрицательной температуре в дисперсной влажной породе всегда имеется некоторое количество незамерзшей воды, оказывающей большое влияние на разнообразные физические свойства мерзлой породы.

3. Количество незамерзшей воды в мерзлой породе при данной температуре тем больше, чем больше концентрация ионов в растворе и чем больше удельная активная поверхность, но зависит также и от давления и от качества растворенных ионов и активной поверхности, а также от изменений структуры породы, влияющих на величину активной поверхности.

Таким образом, количество незамерзшей воды в данной дисперсной мерзлой породе зависит от условий термодинамического равновесия: если изменяются эти условия, то изменяется и количество незамерзшей воды.

4. Выше при описании «положительной» и «отрицательной» гидратации ($\pm\Delta E$ и $\pm\xi$ в формуле (4,13)) говорилось, что трансляционное движение при положительных ΔE и ξ должно вблизи иона и поверхности замедляться, а в случае отрицательных ΔE и ξ — увеличиваться. Отсюда следует вывод, что ионы (поверхности) с положительной гидратацией должны повышать температуру замерзания воды в дисперсных грунтах, а ионы (поверхности) с отрицательной гидратацией — ее понижать.

На самом деле известно, что в обоих случаях воздействие ионов (поверхностей) всегда понижает температуру замерзания воды в грунте.

Указанные противоречия обычно устраняют ссылкой на то, что плотность льда меньше, чем плотность воды, и температура замерзания воды понижается при увеличении давления. При этом рассуждают следующим образом. Силы притяжения молекул воды к поверхности частицы (или к иону) больше, чем притяжение молекул воды между собой. Эти силы сжимают связанную воду и поэтому она замерзает при тем более низкой температуре, чем сильнее она связана с поверхностью или ионом.

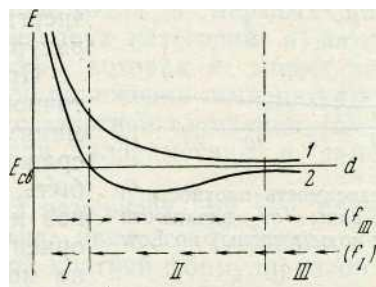
Однако такое объяснение неприемлемо по следующим соображениям. Для того, чтобы связанная с поверхностью (ионом) молекула могла бы перейти в решетку льда, необходимо разорвать более сильную ее связь с поверхностью и образовать более слабые ее связи с молекулами воды в решетке льда, т. е. нужен приток энергии или нагревание, а не удаление тепла кристаллизации или охлаждение. При понижении температуры связи не рвутся и не ослабляются, а образуются и усиливаются, при этом более сильные связи не могут изменяться на более слабые. Отсюда, довод, что силы адсорбции равносильны внешнему давлению и поэтому понижают точку замерзания воды, является

несостоятельным и не устраняет указанные выше противоречия между теоретическими выводами и опытом.

Причина понижения температуры замерзания воды при ее связывании активными поверхностями и ионами. Так как опыт должен приниматься во внимание прежде всего, а теория, приводящая к формуле (4,13), также достаточно обоснована, то появляется вопрос не упущен ли из вида какой-нибудь дополнительный неучтенный пока процесс, который мог бы устранить указанные выше противоречия.

При более детальном рассмотрении процесса связывания воды поверхностями и ионами такой дополнительный процесс действительно находится. Он заключается в противоположном действии сил притяжения или ориентационных эффектов в промежуточной зоне между двумя структурами или модификациями данного вещества, а именно между свободной и связанной водой (Достовалов, 1967).

Рис. 41. Характер изменения связей (E) молекул воды с активной поверхностью (ионом) в зависимости от расстояния между ними (d); E_0 — среднее значение связей (энергия активации свободной воды); f_I — силы в зоне II, вызываемые действием активной поверхности (иона); f_{III} — то же, со стороны зоны III; 1 — по А. А. Ананяну; 2 — по Б. Н. Достовалову



Наличие противоположно действующих сил между двумя смежными структурами данного вещества достаточно очевидно из следующих соображений.

1. Существование любой структуры обусловлено преобладанием связей или сил притяжения, направленных внутрь структуры, над кинетическими энергиями молекул (атомов), составляющих данную структуру.

2. Эти силы притяжения действуют и вне структуры, убывая с расстоянием от нее.

3. При соприкосновении двух структур молекулы (атомы), находящиеся в их граничной зоне, испытывают действие противоположно направленных сил притяжения к обоим структурам; промежуточная зона оказывается растянутой, а молекулы в этой зоне становятся в некоторой мере «невесомыми» и более подвижными, так как противоположные силы притяжения к двум смежным структурам, вычитаясь одна из другой, в большей или меньшей степени уравниваются в зависимости от расстояний молекулы от каждой из структур.

4. При связывании воды активными поверхностями и ионами в растворе, согласно сказанному выше, происходят два процесса: а) образование ориентированной структуры связанной воды со связями

($E_{св} + \Delta E$), превышающими связи в свободной воде ($E_{св}$) и б) противоположное взаимодействие этой ориентированной связанной воды со свободной водой, приводящее, как описано выше, к образованию промежуточной зоны повышенной подвижности, в которой потенциальные барьеры и энергии активации меньше, чем в свободной воде ($E_{св} - \Delta E$).

Необходимость этих положений можно пояснить схематическим рисунком 41. На этом рисунке по оси ординат отложены энергии акти-

зации (E), а по оси абсцисс расстояние от активной поверхности или иона. Значение ($E_{св}$) соответствует энергии активации в свободной воде. Зоны *I*, *II*, *III* обозначают последовательно сильносвязанную, слабосвязанную и свободную воду. Если слабосвязанная вода, согласно общераспространенному мнению, сильнее связана и менее подвижна, чем свободная вода, то изменение энергии активации (E) при удалении от активной поверхности или иона должно происходить по кривой (1). Это приводит к выводу, что и прочно- и слабосвязанная вода (1 и 2) должны замерзнуть в противоречии с опытом при температуре выше 0°C . Если же изменение энергии активации при удалении от активной поверхности идет (вследствие взаимодействия двух структур) по кривой 2, то противоречие снимается, так как между зонами связанной воды (1) и свободной воды (3) образуется промежуточная зона повышенной подвижности (2) с уменьшенными связями и энергиями активации, в которой температура замерзания воды ниже 0°C .

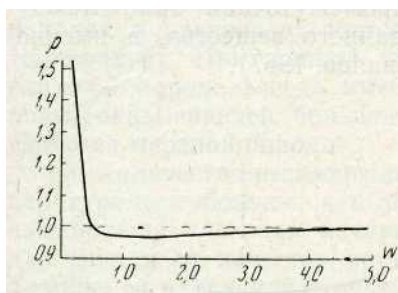


Рис. 42. Зависимость плотности ρ связанной воды от влажности

глины w (г воды/г глины) по Low

направление сил притяжения или ориентационных эффектов, действующих на молекулы воды в зоне II со стороны зон I и III. Эти силы схематически показаны на рис. 41 противоположно направленными векторами (f_I и f_{III}).

Такого рода силы дальнего действия, несомненно, включаются, как и все другие силы, в формирование среднего значения энергии активации в каждой данной точке структуры.

В зоне I (рис. 41) резко преобладают силы притяжения к активной поверхности (иону), вызывающие повышение потенциальных барьеров и энергии активации ($E_{св} + \Delta E$), а в зоне II эти силы уже гораздо слабее, и, вычитаясь из сил притяжения к зоне III, образуют в ней минимум значения энергии активации ($E_{св} - \Delta E$).

Наконец, при достаточном удалении (d) от поверхности или иона значение энергии активации (E) приобретает нормальную величину ($E_{св}$), обусловленную ближними и дальними связями молекул в свободной воде.

Высказанные выше представления о существовании «развязанной» или «отрицательно» связанной воды подтверждаются опытными данными. Так, например, на рис. 42 показано изменение плотности (ρ) связанной воды в зависимости от влажности глины (w) по измерениям Anderson и Low (1958). Уменьшение плотности ниже единицы, несомненно, сопровождается понижением энергии активации $E_{св}$ и увеличением подвижности / по сравнению с свободной водой. На появление такой фазы воды с уменьшенными связями указывают и опыты по магнитно-ядерному резонансу.

Из сказанного выше вытекают следующие основные выводы.

1. Температура замерзания при связывании воды поверхностями (ионами) понижается потому, что вследствие противоположного действия сил притяжения к зоне прочносвязанной воды и к зоне свободной воды, между последними появляется слой воды, менее связанной

и более подвижной, чем свободная вода, и поэтому замерзающей при более низкой температуре.

2. Образование зоны // (рис. 41) с уменьшенными связями требует совершения работы. Эта работа производится за счет уменьшения потенциальных энергий активной поверхности (иона) в зоне / и свободной воды (в зоне ///) вследствие противоположности и вычитания друг из друга их действий в зоне //, как показано векторами fj и $///$ на рис. 41.

Такое уменьшение связей вследствие противоположного действия активных поверхностей должно происходить и в центральных частях очень тонких капилляров и ультрапор, целиком заполненных связанной водой. Эти уменьшения связей переводят часть связанной воды в категорию «развязанной» или отрицательно связанной воды с энергией активации ($E_{св}-\Delta E$) и пониженной температурой замерзания. Связанная вода с энергией активации ($E_{св}+\Delta E$) сама по себе не может замерзнуть при температуре ниже 0°C .

3. Так называемая «незамерзшая вода» в мерзлых дисперсных грунтах состоит по крайней мере из двух категорий: а) из связанной воды с энергией активации ($E_{св}+\Delta E$), которая не может замерзнуть (выделять тепло кристаллизации) при понижении температуры ниже 0°C и б) отрицательно связанной воды с энергией активации ($E-\Delta E$), выделяющей тепло кристаллизации при калориметрии и замерзающей при температуре ниже 0°C .

4. Положение: «связанная вода замерзает при тем более низкой температуре, чем сильнее она связана» является физически неправильным и противоречивым. Более точной краткой формулировкой является положение: «связанная вода замерзает при тем более низкой температуре, чем интенсивнее в ней процесс уменьшения связей по сравнению со свободной водой и образования зон повышенной подвижности, вследствие противоположного действия смежных структур».

5. При понижении температуры и постепенном вымерзании зоны повышенной подвижности она становится все тоньше, но не уничтожается полностью даже при самых низких температурах.

Например, эти зоны существуют у соприкасающихся граней кристаллов льда и других веществ. Поэтому, например, образуется шестоватый лед при таянии поликристаллов льда под действием лучей солнца и выделяются отдельные кристаллы при травлении их поликристаллических агрегатов кислотами.

6. Понижения температуры плавления происходят в любых местах искажения структуры льда и других твердых кристаллических веществ. Внутри некоторой структуры (A) нельзя создать зону с другой более прочной структурой (B) без того, чтобы между A и B не образовалась промежуточная зона (C), характеризующая большей подвижностью элементарных частиц и пониженной температурой плавления по сравнению с зоной (A).

Определение количества незамерзшей воды в дисперсных мерзлых породах в зависимости от отрицательной температуры. Понижение температуры замерзания воды, находящейся под воздействием активных поверхностей и растворенных ионов, неоднократно демонстрировалось экспериментально (М. И. Сумгин, Т. Ф. Боровик-Романова и др.). Вследствие энергетических воздействий увеличенной удельной активной поверхности вода замерзает при пониженных температурах в тонких капиллярах, между отшлифованными пластинками, в дисперсных грунтах и в коллоидальных растворах.

Замерзание воды в дисперсных горных породах в диапазоне тем-

ператур исследовалось З. А. Нерсесовой. Полученные ею кривые льдистости или доли замерзшей воды по сравнению с полным содержанием влаги в породе представлены на рис. 43.

Как показывают кривые, чем дисперснее порода, тем труднее и дольше замерзает в ней влага и тем меньше ее льдистость при данной отрицательной температуре. Так, влажный, относительно грубо дисперсный песок замерзает практически при 0°C , тогда как тяжелая глина юрского возраста начинает замерзать при температуре ниже 0° и в диапазоне температур от 0 до -2° содержит значительные количества незамерзшей воды. В этих опытах З. А. Нерсесовой температура замер-

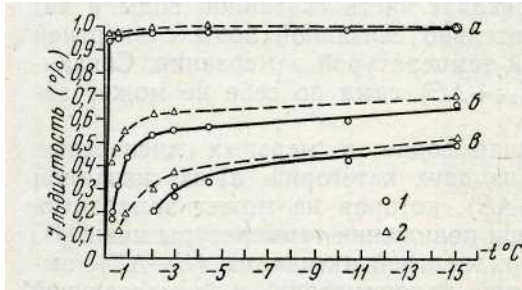


Рис. 43. Кривые замораживания (льдистости) типичных дисперсных пород по З. А. Нерсесовой.

зания воды в глинах понижалась как под влиянием активных поверхностей, так и под влиянием растворенных ионов.

Уменьшение количества растворенных в грунтовой воде ионов повышает температуру замораживания породы и наоборот. Этот факт иллюстрируется кривыми, полученными З. А. Нерсесовой (рис. 44). Из этого рисунка видно, что после многократной водной вытяжки почвенного раствора из образца глины, приведшей к уменьшению концентрации почвенного раствора, температура замораживания глины значительно повысилась.

Понижение температуры замораживания раствора солей показано также и на диаграмме рис. 29. Как видно из этой диаграммы, при замораживании слабого раствора соли NaCl (левая ветвь кривой) сначала вымерзает чистая вода и соответственно повышается концентрация и понижается точка замораживания незамерзшей части раствора. Когда концентрация NaCl достигнет 22,4% при температуре $-21,2^{\circ}$, раствор начинает замерзать как целое (эвтектика) и получающееся твердое тело представляет собой смесь мелких кристаллов NaCl и льда.

При охлаждении раствора с концентрацией NaCl выше 22,4% (правая ветвь кривой на рис. 29) начинается выпадение из раствора кристаллов NaCl , соответствующее понижению концентрации незамерзшей части раствора и повышение точки его замораживания до тех пор, пока будут достигнуты концентрации 22,4% при температуре $-21,2^{\circ}$, когда опять начнется замораживание раствора как целого.

Реальные почвенные растворы очень редко встречаются в концентрациях, близких к эвтектическим, понижением их температуры также обычно достигают точек замораживания их эвтектики. Поэтому в реальных условиях дисперсные породы не замерзают полностью, а обладают некоторой льдистостью и некоторым количеством незамерзшего раствора солей (грунтовой влаги), количество которого при понижении температуры уменьшается, а концентрация увеличивается.

Подводя итог влияний активных поверхностей и концентрации растворенных ионов на изменения точек замораживания грунтовой влаги, следует иметь в виду, что зависимости эти не линейны, т. е. нет прямой пропорциональности между повышением удельной поверхности или концентрации раствора в грунте и понижением температуры замораживания.

Такой вывод, в частности, подтверждается результатами исследований В. Ф. Киселевым поверхностной энергии кремнезема в зависимости от его дисперсности. Эти результаты представлены кривыми на рис. 45, показывающими, с одной стороны, что поверхностная энергия кремнезема возрастает не прямо пропорционально величине удельной поверхности, а с другой, — что степень гидратации поверхности (μ)

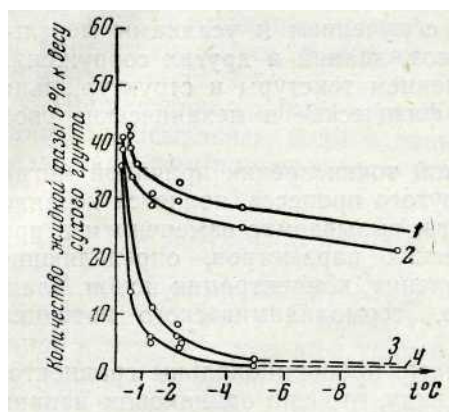


Рис. 44. Изменение температуры замерзания глин вследствие изменения концентрации почвенного раствора по З. А. Нерсасовой: 1 — юрская глина, 2 — юрская глина после 10-кратной водной вытяжки, 3 — каолин, 4 — каолин после однократной водной вытяжки

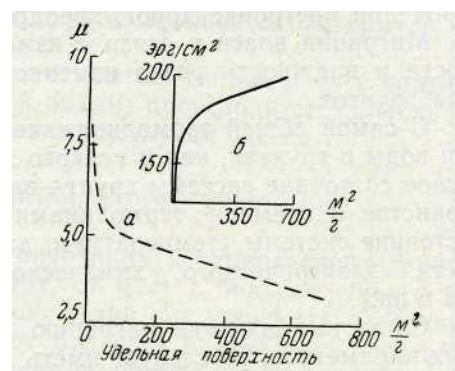


Рис. 45. Зависимость: а — степени гидратации поверхности (μ) и б — поверхностной энергии кремнезема от величины удельной поверхности образцов (по В. Ф. Киселеву)

нелинейно уменьшается с ростом величины его удельной поверхности. Физически или качественно уменьшение гидратации с ростом удельной активной поверхности может объясняться тем, что при достаточном развитии активной поверхности поля элементарных ее участков начинают все больше противодействовать друг другу, уменьшая вследствие этого степень гидратации.

Слишком большая концентрация ионов в растворе также может уменьшать степень гидратации в силу тех же причин, как и в случае влияния активных поверхностей, и тем самым изменять влияние данных ионов на понижение температуры замерзания раствора.

IV-4. ПЕРЕНОСЫ ВЕЩЕСТВА (МИГРАЦИЯ ВОДЫ, СОЛЕЙ, МИНЕРАЛЬНЫХ ЧАСТИЦ) В ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ

I. ПРИЧИНЫ МИГРАЦИИ ВЛАГИ

Наблюдения замерзания и оттаивания грунтов в естественных и лабораторных условиях показывают, что эти процессы сопровождаются передвижением или миграцией находящейся в них влаги.

Миграция воды в связи с процессами замерзания приводит при некоторых условиях к образованию в тонкодисперсных породах ледяных прослоек или к формированию «мерзлотных структур и текстур», к изменению объемов и деформациям грунтов, к их «усадке» и «пучению».

Процессы промерзания грунтов в связи с миграцией воды исследовали многие советские ученые: М. И. Сумгин, Н. А. Цытович, А. Е. Федосов, В. Н. Сукачев, Н. И. Гольдштейн и др., а за границей: Буюкос, Тэбер, Рюкли, Юнг и др.

Выяснение причин и условий миграции воды и образования мерзлотных текстур в грунте при промерзании и усадок при оттаивании имеет как теоретическое, так и большое практическое значение, так как приходится искать средства борьбы с пучением и усадками мерзлых пород при постройке дорог, аэродромов, зданий и других сооружений.

Миграция влаги в связи с изменением текстуры и структур, льдистости и влажности резко изменяет физические и механические свойства грунтов.

С самой общей термодинамической точки зрения причиной миграции воды в грунтах, как и всякого другого процесса, является неравновесное состояние системы грунт—влага, вызываемое изменением в пространстве и времени термодинамических параметров, определяющих состояние системы (температуры, давления, концентрации ионов, влажности, электрического, химического, термодинамического потенциалов и пр.).

Силы, вызывающие миграцию влаги, пропорциональны градиентам этих параметров, но следует иметь в виду, что при одинаковом направлении градиентов различные факторы могут усиливать друг друга и вызываемую ими миграцию, а при противоположном направлении они могут компенсировать друг друга и ослаблять или прекращать миграцию воды; т. е. при этом условии возможно временное термодинамическое равновесие и отсутствие миграции даже при наличии градиентов термодинамических параметров.

Таблица 12

Агрегатные состояния мигрирующей воды и возможные причины миграции

Состояние воды	Причины миграции
Пар	1. Разность упругости паров вод влиянием: а) градиента температуры, б) формы поверхности менисков, в) состояния вещества (переохлажденная вода—лед)
Жидкость	1. Силы тяготения 2. Изменения давления в грунте при его замерзании 3. Капиллярные силы 4. Изменения молекулярного давления под влиянием: а) градиента температуры, б) кристаллизации, в) градиента влажности, г) градиента концентрации растворенных ионов, д) разности электрических и других потенциалов
Лед	1. Внешнее давление и сила тяжести 2. Внутренние механические напряжения в грунтах

Возможные причины миграции воды в различных агрегатных состояниях в грунте, можно свести в табл. 12.

Рассматривая миграцию воды в определенном объеме замерзающего или мерзлого грунта, обычно различают два случая.

1. Общее количество влаги в данном объеме грунта остается постоянным; происходит только ее миграция и изменения агрегатного состояния. Такой объем грунта называют «замкнутой системой».

2. При промерзании данного объема грунта общее количество влаги в нем изменяется. Такой объем грунта называется «открытой системой».

Промерзание грунтов в условиях открытых систем, т. е. с подтягиванием, всасыванием воды в данный объем, происходит в природе гораздо чаще, чем промерзание в условиях замкнутых систем.

2. МИГРАЦИЯ ВОДЫ В ПАРООБРАЗНОМ СОСТОЯНИИ

М. И. Сумгин писал: «Вода в виде пара в замерзающих грунтах передвигается, как и в талых грунтах, от мест с большей упругостью паров к местам с меньшей упругостью, а так как упругость паров прямо пропорциональна температуре, от больших к меньшим температурам» (Сумгин и др., 1940). Приведенная выдержка вообще справедлива, но следует иметь в виду, что разность температур в различных объемах грунта не является единственной причиной разности давлений водяных паров и их миграции. Кроме градиента температуры разность давлений и миграция паров воды может вызываться неодинаковой интенсивностью испарения поверхностями менисков жидкости различной кривизны.

В. Томсон установил, что насыщенные пары у вогнутой поверхности имеют меньшую упругость, чем у плоской, а у плоской меньшую, чем у выпуклой. Он вывел уравнение

$$p' = p \pm A \frac{\sigma}{d} \cdot \frac{2}{r}, \quad (4,15)$$

где p — давление пара у плоской поверхности, A — капиллярная постоянная, σ — плотность пара, d — плотность жидкости, r — радиус поверхности жидкости, p' — давление насыщенного пара у выпуклой («+» в правой части) или у вогнутой («—» в правой части) поверхности. Как видно, температура не входит в формулу Томсона. Движение пара может происходить и при равных температурах.

В мерзлых грунтах, находящихся очень часто при температурах, близких к температуре тройной точки для воды, колебания температур и давлений приводят к постоянно идущим процессам испарения, конденсации, возгонки и сублимации. Эти процессы в связи с миграцией паров воды могут в течение длительного времени существования мерзлой породы дать значительный эффект в перераспределении в ней влаги (льда). Однако миграция жидкой воды играет в этом отношении главную роль.

3. МИГРАЦИЯ ЖИДКОЙ ВОДЫ

Механизм движения воды в дисперсных породах может изменяться в зависимости от характера фактора, вызывающего миграцию (табл. 12) категорий влаги (степени связанности) и агрегатного состояния грунта.

Так, гравитационная или несвязанная вода, присутствующая только в талых и замерзающих грунтах, может передвигаться в дисперсных

грунтах под влиянием силы тяжести, изменения давления и капиллярных сил, пока процесс замерзания не завершился. После «замерзания» грунта эта категория влаги превращается в лед, и в грунте остается жидкой лишь некоторое количество связанной воды, уже не передвигающейся под влиянием силы тяжести. Связанная вода мигрирует лишь под влиянием факторов, изменяющих молекулярное давление или интенсивность трансляционного движения молекул незамерзшей воды.

Таким образом, по механизмам перемещения влаги в первую очередь различаются макропроцессы движения свободной несвязанной гравитационной воды и микропроцессы миграции связанной «незамерзшей» влаги.

Капиллярное поднятие и движение свободной воды под влиянием силы тяжести (фильтрация) рассматриваются в курсах гидрогеологии, гидродинамики и физики. Эти процессы не имеют прямого отношения к содержанию настоящей главы, и их роль в образовании мерзлотных текстур и структур будет освещена ниже, при описании физико-геологических явлений (гл. VI) и участия подземных вод в формировании: температурного режима и характера залегания мерзлых толщ (гл. X). Здесь же мы остановимся на микропроцессах миграции незамерзшей воды в замерзающих и мерзлых грунтах в связи с процессами льдовыделения и перераспределения льда, определяющих характер образования ледяных (мерзлотных) структур и текстур.

Теории миграции воды и выделения льда в замерзающих и мерзлых грунтах. Вопросы миграции воды в связи с льдовыделением в замерзающих дисперсных грунтах, изучали различные исследователи. При этом обычно тот или иной автор отдавал предпочтение какой-либо одной причине миграции, пренебрегая остальными, и предлагал свою теорию миграции. В результате этого в настоящее время в литературе существует несколько теорий миграции воды в замерзающих и мерзлых грунтах, и пока нет единой общепринятой теории.

Представляется вероятным, что в естественных условиях могут преобладать те или иные причины миграции воды, а чаще всего одновременно действует несколько факторов, дающих совместно наблюдаемый эффект.

Отметим вкратце представления различных авторов по этому вопросу.

А. Е. Федосов (1935), исследуя экспериментально льдовыделение в дисперсных грунтах, в связи с миграцией воды в них, пришел к следующим главным выводам.

1. Пластичность грунтов определяется наличием коллоидных частиц, связывающих воду. Это свойство характеризует способность грунта набухать и увеличиваться в объеме.

2. Набухшие грунты при замерзании отдают воду и уменьшаются в объеме. С другой стороны, выделенная замерзающая вода увеличивается в объеме. Если уменьшение в объеме при отдаче воды набухшим грунтом больше увеличения объема замерзающей воды, то при замерзании происходит уменьшение общего объема грунта или его усадка. В противном случае происходит пучение грунта. Представителям грунтов, обладающих усадкой, является глина, представителем пучинистых грунтов — песок.

3. Неравномерная усадка грунтов при промерзании приводит к образованию в них трещин, причем последние возникают тем интенсивнее, чем больше влажность грунта. Если влажность не превышает максимальной молекулярной (по А. Ф. Лебедеву), трещины не образуются.

4. Усадка грунта есть результат работы компрессионных сил, появляющихся при замерзании воды в порах грунта. Эти компрессионные силы в результате своей работы сжимают коллоидальные оболочки частиц грунта, перераспределяют их по объему тела и благодаря этому видоизменяют структуру грунтового тела (образование трещин). Вследствие этого происходит изменение характера пористости в грунте после его замерзания. Изменение структуры, зависящее от степени увлажнения грунта, и есть следствие перераспределения влаги в грунте при замерзании.

Таким образом, А. Е. Федосов считал, что вода поступает к фронту * промерзания благодаря наличию компрессионных сил, а льдовыделение в виде прослоек льда связывал с усадкой грунта и образованием трещин. Мы видим, что в представлениях А. Е. Федосова в причинах миграции воды явно не участвуют градиенты температуры, влажности и осмотические давления, хотя он говорит об испарении воды при промерзании грунта и обнаруживает в своих опытах изменение влажности: от периферии к центру образцов.

С выводами А. Е. Федосова все же можно согласиться, за исключением первой части вывода 4, где компрессионные силы выдвигаются как главный фактор, влияющий на усадку глинистого грунта и миграцию воды в нем.

Это последнее мнение А. Е. Федосова было опровергнуто опытами М. Н. Гольдштейна (1948), который, исследуя льдовыделение в типичных грунтах в связи с миграцией воды, произвел, между прочим, опыт по замораживанию системы крахмал — бензол. При этом была обнаружена сеть прослоек твердого бензола, подобная прослойкам льда в грунте, несмотря на то что бензол затвердевает при температуре $+5,4^{\circ}$, уменьшаясь в объеме.

Кроме того, М. Н. Гольдштейн непосредственно измерял давление в воде, содержащейся в замерзающем глинистом грунте, и обнаружил в ней растяжение, а не сжатие, которое должно было бы возникнуть в ней, по представлениям А. Е. Федосова, Сжатие наблюдалось при замерзании песчаного грунта.

Таким образом, представления А. Е. Федосова о роли компрессионных сил при замерзании воды как главной причины миграции последней, оказываются неправильными для глинистых грунтов, но остаются в некоторой мере справедливыми для песка, из которого такие силы действительно могут отжимать воду, что доказывается и опытами М. И. Сумгина (1940).

Образующиеся в крупных порах песка кристаллы льда, раздвигая песчинки, создают положительное внутреннее давление, выражающееся в пучении песка при промерзании. Если же достаточно влажный песок не может увеличиваться в объеме, то из него выдавливается вода.

М. Н. Гольдштейн критикует также теорию льдовыделения Тэбера (Taber, 1943). Последний считал главным фактором, вызывающим миграцию воды к фронту промерзания, — «силы кристаллизации». М. Н. Гольдштейн правильно указывает на то, что силы кристаллизации воды сами по себе не могут вызвать движение последней к фронту промерзания. Чтобы объяснить миграцию воды к образующейся прослойке льда, М. Н. Гольдштейн выдвигает «гидратационную теорию льдообразования» при замерзании глинистых грунтов.

Сущность последней представлена на рис. 46, на котором сверху изображена образующаяся ледяная прослойка; под ней прилегающие коллоидальные частицы, окруженные гидратными диффузными оболочками; внизу показана свободная вода.

Подтягивание воды к фронту промерзания осуществляется через незамерзшие диффузные оболочки или пленки связанной воды вследствие возникающей в них при кристаллизации воды разности осмотических давлений. По соседству со льдом более подвижные молекулы диффузной оболочки частицы переходят из последней в кристаллическую решетку льда. Вследствие этого диффузная оболочка частицы в этом месте становится тоньше и состоит из менее подвижных молекул, чем молекулы оболочек частиц, более удаленных от льда. М. Н. Гольдштейн называет ее в данном случае «буферной пленкой». Поэтому возникает разность осмотических давлений, направленная из диффузных

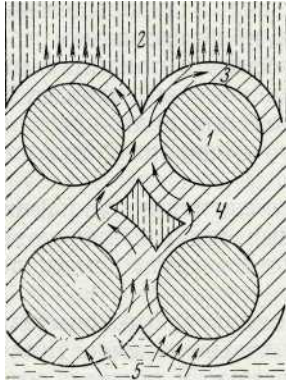


Рис. 46. Схема миграции воды и льдовыведения по М. Н. Гольдштейну: 1 — частица, 2 — лед, 3 — буферная пленка, 4 — связанная вода, 5 — свободная вода

оболочек в буферную пленку, сопровождаемая миграцией молекул воды из буферной пленки в кристаллическую решетку, из диффузных оболочек в буферную пленку, из свободной воды в диффузные оболочки. Процесс идет непрерывно, пока обеспечено питание водой диффузных оболочек и охлаждение или отток тепла кристаллизации воды.

М. Н. Гольдштейн, рассматривая процесс льдовыведения, формулирует свои выводы следующим образом.

1. Льдовыведение возможно только в грунтах, содержащих частицы, связывающие воду.
2. Льдовыведение объясняется различием в степени гидратации грунта в слое льдовыведения (часть связанной воды, в котором за мерзла) и грунта в прилегающих талых слоях. Соответствующая этому различию в степени гидратации разность осмотических давлений (буферное давление) обуславливает подтягивание воды к незамерзшим островкам связанной воды, граничащим со льдом (буферные пленки).
3. Величина буферного давления зависит от начальной или равновесной влажности грунта и от температуры в мерзлом слое.
4. Внешняя нагрузка, приложенная к мерзлому грунту, снижает льдовыведение.
5. Буферное давление непосредственно зависит от соотношения между равновесной и незамерзающей влагой.
6. Постепенное охлаждение уже мерзлого связного грунта увеличивает буферное давление, что является причиной добавочного как нормального, так и избыточного льдовыведения в мерзлых грунтах.
7. Колебания температуры мерзлого связного грунта вызывают соответствующие колебания буферного давления и перераспределение влаги в мерзлом грунте.

В выводах М. Н. Гольдштейна, несмотря на своеобразие терминологии, в общем, правильно описывается миграция воды при промерзании глинистого грунта. Но в то же время они вызывают следующие замечания.

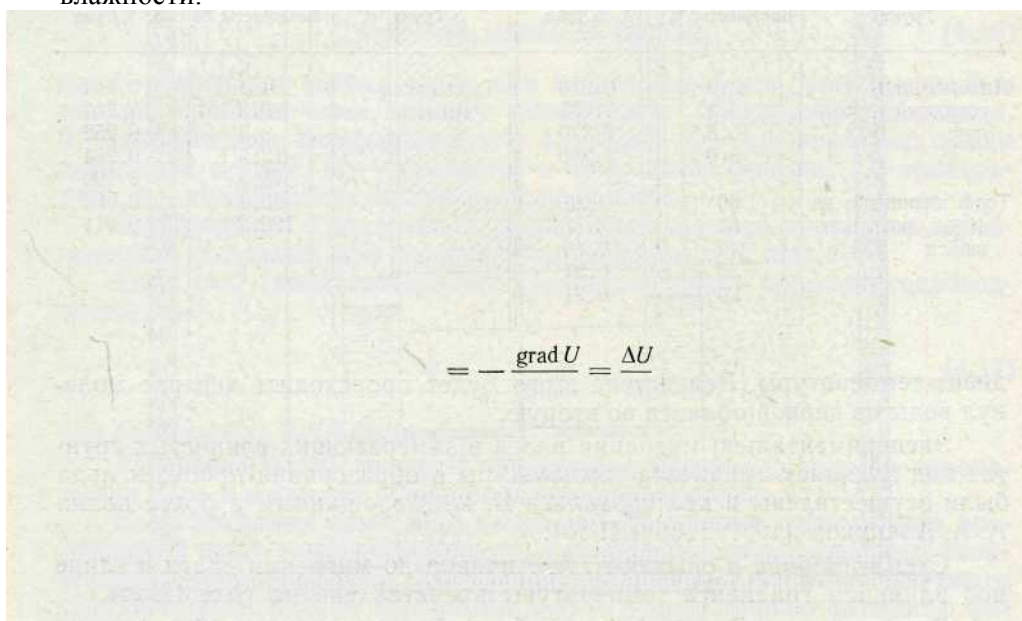
1. В них недооценивается значение движения и превращений тепловой энергии как основной причины неравновесного состояния замерзающего грунта, а отсюда и значение градиента температуры, обуславливающего движение тепла в грунте и появление кристаллизации и разности осмотических давлений уже как вторичных явлений.

2. Не освещено значение усадки глинистых грунтов при промерзании и их растрескивание, играющее существенную роль в формировании ячеистых текстур.

3. Не рассматривается значение других факторов, влияющих на миграцию влаги и льдообразование, таких, как градиент влажности, градиент электрического поля и т. д.

4. Вызывает возражения и терминология автора. Например, противопоставление «равновесной» и «незамерзающей» воды (вывод б) с термодинамической точки зрения и «равновесная» (не связанная) и «незамерзшая» (связанная) вода могут находиться в равновесном и неравновесном состоянии. Если в них идут фазовые превращения, то их состояние неравновесно.

Наиболее полно количественно, хотя также не учитывая все факторы, проблема миграции влаги в пористых средах была рассмотрена А. В. Лыковым (1951, 1954, 1956). Им была выведена формула, выражающая зависимость миграции влаги от градиентов температуры и влажности:



$$i = - \gamma_0 (k \text{ grad } U + \epsilon \text{ grad } T), \quad (4,16)$$

где i — плотность потока влаги или количество влаги, мигрирующей в единицу времени через единицу поверхности одинаковой влажности, k — коэффициент влагопроводности в $\text{см}^2/\text{сек}$, γ_0 — удельный вес сухого материала в $\text{г}/\text{см}^3$, U — влажность в % к сухой навеске, T — температура, ϵ — коэффициент термовлагопроводности.

Коэффициент ϵ показывает, каков будет перепад влажности в равновесном состоянии при перепаде температуры в 1° при $I=0$.

Если $i = 0$ (влагопроводность уравнивает термовлагопроводность), то

$$\epsilon = - \frac{k \text{ grad } U}{\text{grad } T}, \quad (4,17)$$

или размерность $\epsilon = \%$ /град.

Уравнение (4,16) является обобщением известных законов перемещения пара и жидкости в пористых коллоидных телах.

Если миграция влаги под влиянием градиента температуры происходит в виде термодиффузии, то ϵ становится тождественным коэффициенту термодиффузии. Коэффициент зависит также от связи влаги с материалом, поэтому диаграмма $\epsilon = f(U)$ представляет интерес с физико-химической точки зрения.

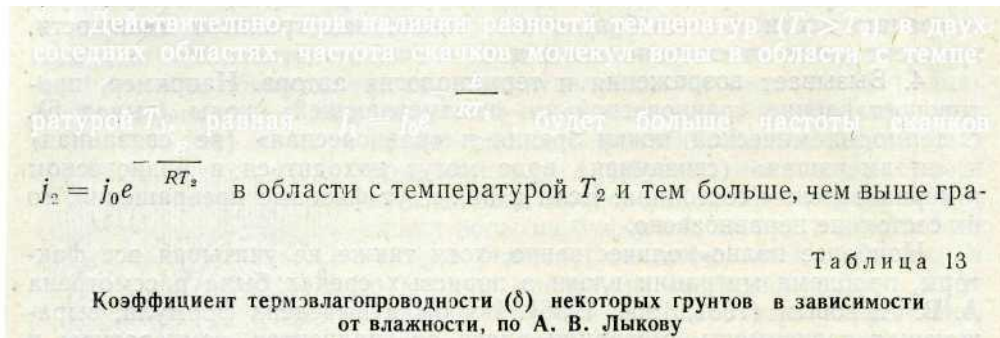
Зависимость коэффициента термовлагопроводности некоторых грунтов от влажности, по данным А. В. Лыкова, представлена в табл. 13.

Кроме описанных выше исследований миграции влаги и льдообразования этот вопрос изучали также В. И. Морошкин, Н. А. Цытович, З. А. Нерсесова, А. А. Ананян, Б. В. Дерягин, И. А. Тютюнов и др.

Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова (1950) исследовали движение

влаги в пористых телах под влиянием температурного градиента и установили, что при наличии последнего возникает движение смачивающих пленок воды, которое может быть направлено как в сторону более холодных, так и в сторону более теплых концов капилляров. Это движение определяется результатом наложения термокапиллярного и термоосмотического эффектов. В миграции влаги при промерзании рыхлых горных пород главную роль, по-видимому, играет термоосмотический эффект, переносящий влагу из точек с более высокими температурами в точки с более низкими температурами.

Термоосмотический эффект и миграция при наличии градиента температуры вытекают и из представлений о трансляционном движении молекул, развитых Я. И. Френкелем (1945) и О. Я. Самойловым



(1957).

Действительно, при наличии разности температур ($T_1 > T_2$) в двух соседних областях, частота скачков молекул воды в области с температурой T_1 , равная $j_1 = j_0 e^{-\frac{E}{RT_1}}$, будет больше частоты скачков

Грунт	Влажность, %	δ , %/град	Грунт	Влажность, %	δ , %/град
Никопольский лес-	27,9	0,870	Тузловская	4,3	0,144
совидный сугли-	19,0	0,625	грязь	6,2	0,246
нок	10,8	0,270		8,3	0,252
	5,0	0,200		12,5	0,254
				18,3	0,196
Торф низинный, на 40 % разложив- шийся	60	0,25		55,0	0,022
	50	0,33		122,2	0,011
	40	0,40			
	30	0,34			
	20	0,21			

диент температуры. Вследствие этого будет происходить перенос молекул воды из первой области во вторую.

Экспериментально миграция влаги в замерзающих глинистых грунтах под влиянием градиента температуры и образования прослоек льда были осуществлены и исследовались В. И. Морошкиным и более полно А. А. Ананяном (1957, 1959 и 1960).

Схема прибора в опытах А. А. Ананяна по миграции влаги в глине под влиянием градиента температуры представлена на рис. 47.

В металлический эмалированный сосуд (1) емкостью 10 л, в нижней части прибора на фарфоровых подставках (2) устанавливался фарфоровый сетчатый диск (4), диаметром 24 см. На этот диск помещался металлический цилиндр (5), куда на слой гравия мощностью 2—3 см доверху засыпали среднезернистый и мелкозернистый песок. Затем в сосуд (1) наливалась вода и песок в цилиндре (5) капиллярно увлажнялся. После этого на него последовательно устанавливались кольца разрезного цилиндра, в них насыпалась сухая растертая глина и монтировались электроды и термодары. Высота разрезного цилиндра равнялась 42 см.

Прибор с образцом надежно изолировался опилками снизу и с боков и переносился в мерзлотную камеру. Под фарфоровым диском (4) помещался электронагреватель (3) для регулировки градиента температуры в образце.

Физические свойства исследуемой глины и химический состав водорастворимых солей приведены в табл. 14, 15 и 16.

Опыт промораживания глин и льдовыделения продолжался 85 дней, причем температура у первой термодомы на глубине 3,6 см изменялась от +2,46° до опыта, —1,63° после 6 суток, до —3,6° в конце опыта, а у одиннадцатой термодомы на глубине около 20 см соответственно

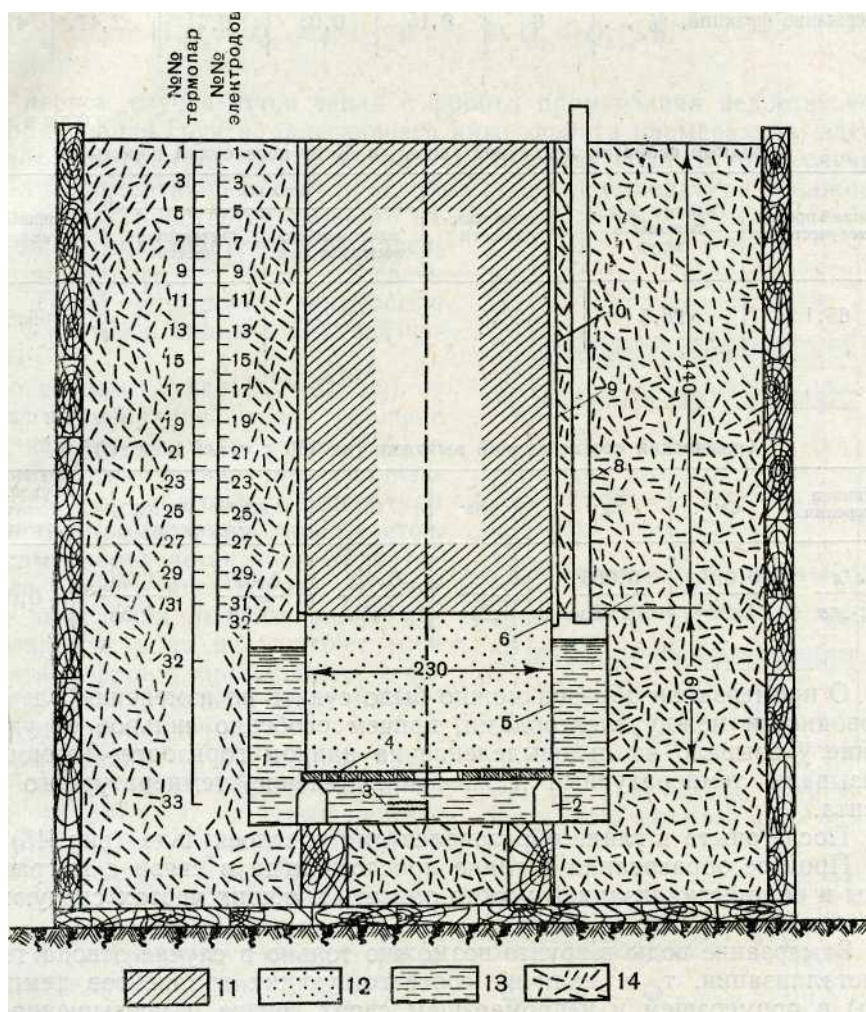


Рис. 47. Схема прибора для изучения миграции влаги в замерзающих дисперсных грунтах (по А. А. Ананяну): 1 — металлический сосуд с водой; 2 — фарфоровая подставка; 3 — электрический нагреватель; 4 — фарфоровый сетчатый диск; 5 — металлический цилиндр; 6 — угольник под крышку; 7 — кольцевая картонная крышка; 8 — текстолитовая трубка; 9 — картонные разрезные кольца; 10 — наружный картонный цилиндр, 11 — глина; 12 — песок; 13 — вода; 14 — опилки

от +6,54° и —0,56° после 6 суток, через положительные температуры между седьмыми и тридцать седьмыми сутками, до —3,3° на 85-е сутки. Таким образом, температурный режим образца выдерживался более или менее в верхней части образца, а ниже он изменялся сильнее, и температура даже переходила через 0, и на глубине 20 см происходило временное протаивание образца.

Таблица 14

Гранулометрический состав ленточной глины

Диаметры фракций, мм	1,0	1,0-0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01-0,005	Меньше 0,005
Содержание фракций, %	0	0,15	0,03	9,7	42,47	47,08

Таблица 15

Водные свойства ленточной глины (в % от веса сухой породы)

Нижний предел текучести	Граница раскатывания в шнур	Число пластичности	Влажность		Полная влагоемкость
			максимальная молекулярная	гигроскопическая	
65,1	26,5	38,5	26,0	11,3	69,6

Таблица 16

Химический состав водной вытяжки (на 100 г сухой породы)

Единица измерения	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Сухой остаток (теоретически)
г/л	0,018	0,006	0,005	0,021	0,017	0,040	
мг * л/мл	0,90	0,49	0,21	0,59	0,35	0,66	

О промерзании образца можно было судить по изменению электропроводности между электродами, причем особенно сильное ее уменьшение указывало на льдовыделение на данном горизонте. Термопары указывали температурный режим и изменение температурного градиента.

После опыта в глине образовался ряд прослоек льда (рис. 48).

Процесс образования в глине прослоек льда в связи с миграцией воды и ее кристаллизацией можно описать в общих чертах следующим образом.

Замерзание воды в грунте возможно только в случае отвода тепла кристаллизации, т. е. наличия соответствующих градиентов температуры в промерзшем и непромерзшем слоях грунта и превышения потока тепла (Q_1) в промерзшем слое по сравнению с таковым в талом слое (Q_2) на величину тепла кристаллизации воды (q), мигрирующей к фронту промерзания (рис. 49).

Действительно, если имеется некоторый промерзший с поверхности слой (рис. 49), а под ним непромерзший слой, то при $Q_1 < Q_2$ на границу между мерзлым и талым слоями снизу будет проходить больше тепла, чем уходит; мерзлый слой будет оттаивать снизу, и нижняя граница его будет передвигаться вверх.

В случае $Q_1 = Q_2$ положение границы раздела будет стационарным и не будет происходить протаивания или замерзания, несмотря на наличие и возможное неравенство градиентов температуры. В этом случае

$$Q_1 = \lambda_1 \left(\frac{dt}{dz} \right)_1 = \lambda_2 \left(\frac{dt}{dz} \right)_2 = Q_2 \quad (4,18)$$

и градиенты температуры в слоях 1 и 2 обратно пропорциональны их коэффициентам теплопроводности λ_1 и λ_2 .

Наконец, в случае $Q_1 > Q_2$ возможно промерзание грунта, передвижение границы раздела между слоями 1 и 2 вниз и образование прослойки льда. При этом возможны два слу

$$1) Q_1 - Q_2 = q \quad \text{и}$$

В первом случае отток тепла с фронта промерзания недостаточен для промерзания грунта, залегающего ниже фронта промерзания; здесь успевает промерзнуть только мигрирующая снизу вода. В этом случае у фронта промерзания растет прослойка льда, и температура у нижней его поверхности остается равной 0° . Чем дольше сохраняется такое равенство, тем мощнее 'вырастает прослойка льда. Такой прослойка мощностью около 4 см мы и видим в верхней части рис. 48.

Во втором случае ($Q_1 - Q_2 > q$) от фронта промерзания уходит больше тепла, чем его приходит снизу (Q_2) и выделяется вследствие кристаллизации воды (q), поэтому температура на фронте промерзания понижается, а он сам продвигается вниз, захватывая все новые 'слои грунта. В этом случае прослойки льда не могут образовываться: вода не успевает мигрировать к фронту промерзания и замерзает в значительной мере на месте своего нахождения.

Формирование последовательности прослоек льда, представленных на Рис. 48. Разрез верхней части образца глины после опыта: 1—лед режима промерзания грунта от случая 1 к случаю 2 и обратно.

В начальную стадию промерзания самой верхней части образца до глубины 7,8 см градиент температуры в ней был 'велик, и поток тепла из промерзшем слое части грунта (Q_1) был значительно больше, чем сумма теплоты кристаллизации, мигрирующей к фронту промерзания воды и потока тепла снизу (Q_2), поэтому фронт промерзания продвигался вниз без образования прослоек льда.

По мере продвижения фронта промерзания от поверхности вниз градиент температуры и поток тепла в слое 1, естественно, уменьшались; на глубине 7,8 см произошел переход теплового режима от случая 2 к случаю 1 и начал расти прослойка льда, представленный в верхней части рис. 48.

Прекращение роста этого прослойка и продвижение фронта промерзания вниз было вызвано нарушением равенства ($Q_1 = Q_2 + q$) оттока

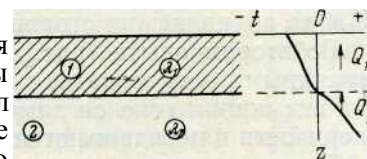
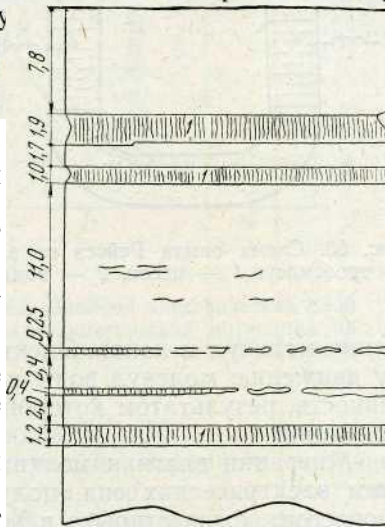


Рис. 49. К образованию горизонтальных прослоек льда в промерзающих сверху глинистых породах; 1 — мерзлый слой, 2 — талый

и поступления тепла на фронте промерзания и переходом к режиму промерзания грунта, характеризуемому неравенством $Q_1 > Q_2 + q$, что, по-видимому, произошло вследствие колебаний температуры в холодильной камере и на поверхности образца и соответственных изменений градиента температуры и оттока тепла в слое I.

Затем условия, необходимые для образования прослоек льда, последовательно возникали и прекращались на глубинах 23,4, 26,0 и 28,4 см, вызвав образование прослоек, представленных в нижней части рис. 48.

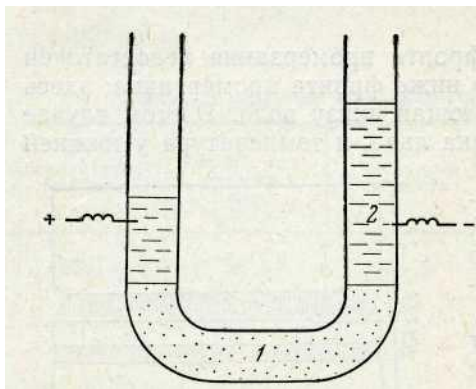


Рис. 50. Схема опыта Рейсса по электроосмосу: 1 — песок, 2 — вода

Более подробно и строго процесс миграции влаги с льдовыделением описан в параграфе III-23.

Электрокинетические процессы.

Миграция влаги и частиц грунта под действием электрического поля.

Наличие в дисперсных мерзлых грунтах разности электрических потенциалов также может явиться причиной миграции в них влаги, ионов и мелких частиц. Основой или

«фоном» для таких процессов переноса является, как и в случае миграции под действием градиента температуры,

трансляционное движение молекул и ионов. Электрические силы сообщают трансляционному движению молекул воды и растворенных ионов некоторую направленность, результатом которой и являются процессы переноса или миграции.

Миграция влаги и мелких частиц в дисперсных средах под влиянием электрических сил, получившая название «электрокинетических процессов», была открыта в XIX в. Профессор химии Московского университета Ф. Рейсе произвел в 1808 г. следующие два опыта.

В первом опыте среднюю часть U-образной трубки, содержащей воду и снабженной электродами, Рейсе заполнил толченым кварцем (рис. 50). Сообщая электродам разность потенциалов, Рейсе заметил, что вода поднялась на стороне отрицательного электрода.

Во втором опыте (рис. 51) Рейсе погрузил две стеклянные трубки с впаянными электродами в кусок мокрой глины и наполнил их водой. При замыкании тока он заметил, что частицы глины отрываются от ее поверхности и передвигаются к положительному электроду.

Первое явление — перенос жидкости под действием электрического поля через диафрагму, состоящую из большого числа капилляров, — назвали электроосмосом. Второе явление — перенос частиц в электрическом поле — получило название катафорез, или электрофорез.

Видеман установил (1852), что количество перенесенной через диафрагму жидкости не зависит от толщины или площади диафрагмы, а пропорционально силе тока.

В 1859 г. Квинке получил эффект, обратный электроосмосу, — возникновение разности потенциалов фильтрации или потенциалов возникающих при протекании жидкости через пористую диафрагму.

Наконец, Дорн в 1878 г. обнаружил появление электродвижущей силы под влиянием механического перемещения крупинки песка в жидкости. Это явление называется эффектом Дорна, или потенциалом седиментации.

Квинке объяснил процесс электроосмоса наличием на границе твердого тела и жидкости двойного электрического слоя.

Если, например, со стенкой капилляра связан прочно слой отрицательных зарядов (рис. 52), а слой положительных зарядов находится в жидкости, то действие электрического поля вызовет движение заряженного слоя жидкости, а остальные слои жидкости будут увлекаться вследствие трения.

Теоретическую разработку идеи Квинке о двойном электрическом слое выполнили Гельмгольц, а затем Перрен и Смолуховский.

Двойной электрический слой электрокинетический потенциал на границе твердой частицы и жидкости схематически изображены на рис. 52.

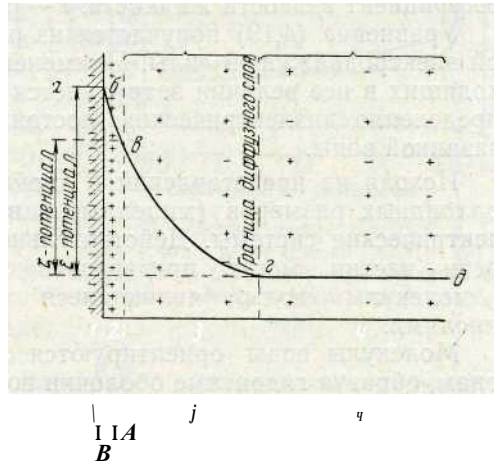
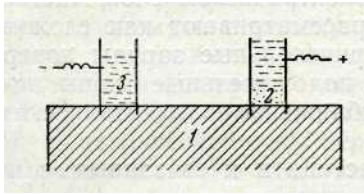


Рис. 51. Схема опыта Рейсса Рис. 52. Двойной электрический слой и по электрофорезу: 1 — гли-электрокинетический потенциал на границе на, 2 — песок, 3 — вода твердой частицы и жидкости

Здесь слой /—/ изображает слой зарядов, прочно связанных с твердым телом. Эти заряды обычно отрицательные и вызываются наличием свободных валентностей в поверхностном слое твердого тела. Этот слой зарядов образует как бы внутреннюю обкладку конденсатора, в качестве которого можно рассматривать двойной электрический слой.

Против слоя 1—/ лежит относительно неподвижный слой 2—2 ионов жидкости, несущий противоположные заряды. Заряды слоя 2—2 не полностью компенсируют заряды на поверхности твердого тела, поэтому в жидкости дальше от поверхности раздела располагается слой ионов 3-3, одноименных по знаку заряда со слоем 2—2. Эти ионы обладают уже большей подвижностью, возрастающей по мере удаления от границы раздела. Эти подвижные ионы образуют так называемый диффузный слой.

Толщина диффузного слоя зависит, в частности, от температуры и концентрации электролита в жидкости.

На рис. 52 линия *ab* показывает потенциал в твердом теле; линия



bφ — падение потенциала в неподвижной части двойного электрического слоя, *φδ* — падение потенциала в подвижной части двойного слоя (\wedge -потенциал) и *φδ* — уровень потенциала в жидкости.

Разность потенциалов между уровнями *ab* и *φδ* представляет собой термодинамический или δ -потенциал, а часть этого потенциала, соответствующая падению потенциала в диффузном слое, — электрокинетический или \wedge -потенциал.

Изменения градиентов \wedge -потенциала или электрических сил вследствие наложения внешнего электрического поля являются причиной электрокинетических явлений.

В частности, скорость электрокинетического движения жидкости под влиянием электрического поля между двумя электродами, определяемого разностью потенциала E , выражается уравнением

$$u = r \frac{E\kappa\xi}{4\pi\eta l}, \quad (4,19)$$

где r — сечение капилляров (или сумма сечений пор), ξ — электрокинетический потенциал, κ — диэлектрическая постоянная жидкости, η — коэффициент вязкости жидкости, l — расстояние между электродами.

Уравнение (4,19) получается из равенства сил трения и приложенной электродвижущей силы. Применение этой формулы к определению входящих в нее величин затрудняется тем, что мы не знаем достаточно определенно диэлектрических постоянных и коэффициентов вязкости связанной воды.

Исходя из представлений о двойном электрическом слое, частицы коллоидных размеров (мицеллы) в воде рассматривают как сложные электрические системы. Действительно, отрицательные заряды поверхности частиц могут притягивать «ка⁺» к положительным ионам, так и молекулы воды, являющиеся (приближенно) электрическими диполями.

Молекулы воды ориентируются к частице и к связанным с ней ионам, образуя гидратные оболочки вокруг мицеллы.

Общее количество воды, связанной поверхностью частиц в глинистой породе, зависит главным образом от следующих факторов: 1) от способности данного минерала связывать то или иное количество воды или от его гидрофильности; 2) от величины активной удельной поверхности породы, зависящей от степени дисперсности; 3) от состава взаимодействующего с породой водного раствора; 4) от температуры или кинетической энергии молекул воды.

Приведенные электрокинетические представления позволяют объяснить описанные выше опыты Рейсса. Действительно, подвижный диффузный слой образуется в описанном выше первом опыте Рейсса положительными ионами, поэтому он движется к отрицательному электроду, и у последнего уровень жидкости повышается. Во втором опыте Рейссе обнаружил движение глинистых частиц к положительному электроду, что должно наблюдаться, так как эти частицы несут преимущественно отрицательные заряды.

В заключение настоящего параграфа опишем опыты А. А. Ананяна по электроосмосу в мерзлых глинах (Ананян, 1952).

Монолит многолетнемерзлой глины естественной структуры размером 7,5x8x44 см, был взят на глубине 13 м при температуре $-0,3^\circ$. Удельная электропроводимость образца равнялась $2,69 \cdot 10^{-4} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$.

К концам монолита были прижаты электроды из нержавеющей стали, на которые подавалась разность потенциалов 120—130 в при силе тока около 12 ма. Температура в образце контролировалась термомпарами и поддерживалась от $-1,57$ до $-2,4^\circ$.

Через 6 суток оказалось, что образец в катодной зоне вспучен, видны трещины, заполненные льдом; у контакта породы с катодом — нарост снега; у контакта с анодом — порода сухая. Анод по всей поверхности контакта с породой покрыт бурыми пятнами вследствие окислительных процессов; поверхность катода — чистая, блестящая.

Влажность (к сухой навеске) по длине образца до опыта колебалась в пределах 37,3—38,9%, а общая влажность — в пределах 27—

28%. Соответственно коэффициент льдистости равнялся 0,43—0,45 и количество незамерзшей воды, определявшееся калориметрически, — 21,1—21,6% от веса сухой породы.

Распределение этих величин после опыта показано на рис. 53.

Из этого рисунка видно, что после электроосмоса влажность у анода уменьшилась до 28,2%, а у катода возросла до 55%. Коэффициент льдистости также изменился и после опыта имел значения 0,24 у анода и 0,62 у катода, вместо 0,43—0,45 до опыта (кривая 3). Количество незамерзшей воды (кривая 2) во время опыта не изменилось.

Механизм процесса А. А. Анян, в согласии с описанными выше представлениями, объясняет следующим образом.

В мерзлой рыхлой породе жидкая фаза (незамерзшая вода) находится в равновесии с твердой фазой (льдом) и с молекулярными силами активных поверхностей. Равновесные количества незамерзшей воды определяются температурой. Электрические силы перемещают менее

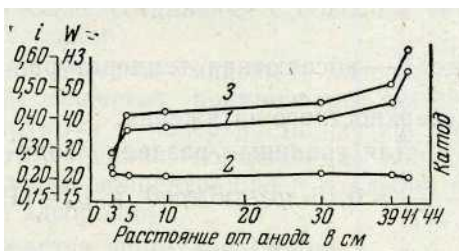


Рис. 53. Распределение влажности (i), количества незамерзшей воды (2) и льдистости (3) в образце мерзлой глины после электроосмоса (по А. А. Аняну)

связанную часть незамерзшей воды от анода к катоду. Это нарушает динамическое равновесие льда и воды у анода, и последнее восстанавливается тем, что в анодной зоне часть льда переходит в связанную незамерзшую воду, восполняя ее убыль. В то же время поступившая в катодную зону незамерзшая вода является здесь избыточной, так как здесь все поверхностные связи заполнены, поэтому она здесь выделяется в виде льда.

Электрокинетические процессы наряду с электропрогревом грунта расширяют возможности целенаправленного изменения физических свойств грунтов или их технической мелиорации для нужд строительства.

В то же время в естественных условиях в мерзлых дисперсных породах может происходить некоторое перераспределение льда, вследствие электроосмоса незамерзшей воды, теллурическими или земными электрическими токами. Однако это явление совершенно не изучено.

IV-5. КОАГУЛЯЦИЯ И ДИСПЕРГИРОВАНИЕ КОЛЛОИДНОЙ ЧАСТИ В ДИСПЕРСНЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ. ТИКСОТРОПИЯ

Выше указывалось, что неравновесные системы (дисперсный грунт—вода) переходят в состояние равновесия путем различных процессов: фазовых переходов воды, ее миграции, изменения термодинамических параметров, приводящих к уменьшению потенциальной и свободной энергии. Так как в дисперсных системах свободная энергия представлена в значительной мере свободной поверхностной энергией коллоидных частиц, пор и других поверхностей, то одним из важных способов уменьшения свободной энергии таких систем является процесс уменьшения их активной поверхности.

Напомним, что поверхностная энергия представляет собой избыток энергии, сосредоточенный на границах фаз и рассчитывается по отношению к плотности энергии в объеме граничащих между собой тел, из которых образовался поверхностный слой. Удельная поверхност-

ная энергия рассчитывается на единицу площади и выражается в $\text{эрг}/\text{см}^2$. Удельная свободная поверхностная энергия в однокомпонентной системе, например жидкость—насыщенный пар в равновесии, совпадает с поверхностным натяжением жидкости (σ). Наконец, удельная полная поверхностная энергия (U_s) из уравнения Гиббса—Гельмгольца равна

$$U_s = \sigma - T \frac{d\sigma}{dT}, \quad (4,20)$$

где T — абсолютная температура, $\frac{d\sigma}{dT}$ — температурный коэффициент поверхностного натяжения.

Для границы раздела вода—пар при $t=20^\circ\text{C}$ $\sigma=72,8 \text{ эрг}/\text{см}^2$, $-\frac{d\sigma}{dT} = 0,16 \text{ эрг}\cdot\text{см}^2/\text{град}$ и $U_s=119,7 \text{ эрг}/\text{см}^2$.

Так как $\frac{d\sigma}{dT}$ — малая отрицательная величина, то с понижением температуры σ слабо увеличивается, а второй член уравнения (4,20)

слабо уменьшается, в результате этого удельная поверхностная энергия практически очень слабо зависит от изменения температуры.

Рассматривая процессы коагуляции и диспергирования в дисперсных системах, нужно иметь в виду основное положение коллоидной химии, утверждающее, что всякая дисперсная система, предоставленная себе самой (без притока энергии извне), стремится всеми возможными путями уменьшить свою свободную поверхностную энергию.

Поэтому коагуляция, представляющая собой укрупнение частиц путем их слипания под действием сил сцепления, происходящее с уменьшением свободной поверхностной энергии, идет самопроизвольно. При этом за счет свободной поверхностной энергии образуются различные связи, совершается внутренняя работа и выделяется теплота образования связей.

Диспергирование — процесс обратный коагуляции, — наоборот, связано с разрывом связей, увеличением свободной поверхностной энергии и требует совершения работы над системой, т. е. притока, поглощения! и превращения внешней энергии.

Минимальные значения свободной поверхностной энергии, обуславливающие устойчивость дисперсной системы при данных термодинамических условиях, зависят от термодинамических параметров, т. е., например, при разных температурах дисперсная система имеет различные устойчивые степени дисперсности. Поэтому при колебаниях температуры коагуляция может сменяться диспергированием и наоборот, но вообще обязательно коагуляция будет идти при охлаждении, а диспергирование — при нагревании системы.

Этому положению не противоречат некоторые кажущиеся исключения, например обжиг глин, потому что в них путем приложения внешней работы вообще уничтожается дисперсная система.

Так как поверхностная энергия равняется произведению общей поверхности дисперсной фазы на поверхностное натяжение на границе соприкосновения этой фазы с дисперсной средой, то тенденция к уменьшению поверхностной энергии выражается, во-первых, в стремлении уменьшить величину общей активной поверхности, т. е. понизить степень дисперсности, а во-вторых, — уменьшить величину поверхности

ного натяжения дисперсной среды, в нашем случае — почвенного раствора.

Поверхностное натяжение воды при данной температуре (σ) есть определенная величина (при 0° оно равно $75,5 \text{ эрг/см}^2$), но может измениться при добавке в воду других веществ. Имеются вещества (органические кислоты и основания, спирты, высокомолекулярные вещества), понижающие поверхностное натяжение воды пропорционально их концентрации; имеются и соединения, повышающие его (неорганические соли, кислоты и основания и органические соединения с большим числом гидроксильных групп в молекуле, например сахар).

Вследствие стремления дисперсной системы уменьшать поверхностное натяжение дисперсионной среды вещества, понижающие поверхностное натяжение воды, концентрируются у поверхности частиц (положительная адсорбция). Наоборот, вещества, повышающие поверхностное натяжение воды, имеют большую концентрацию в удалении от поверхности частицы (отрицательная адсорбция).

Это последнее положение выражается формулой Гиббса:

$$\Delta m = - \frac{c}{RT} \cdot \frac{\partial \sigma}{\partial c}, \quad (4,21)$$

где Δm — избыток (положительный или отрицательный) растворенного в дисперсионной среде вещества на единицу поверхности дисперсной фазы по сравнению с тем его количеством (m), которое было бы в отсутствие активной поверхности; c — концентрация растворенного вещества; T — абсолютная температура; R — газовая постоянная; σ — поверхностное натяжение; $\frac{\partial \sigma}{\partial c}$ — частная производная, выражающая уменьшение или увеличение поверхностного натяжения с увеличением концентрации; в первом случае $\frac{\partial \sigma}{\partial c}$ — отрицательна, а Δm — положительна, а во втором случае $\frac{\partial \sigma}{\partial c}$ — положительна, а Δm — отрицательна.

Вторым фактором, уменьшающим свободную поверхностную энергию, является уменьшение величины удельной активной поверхности, достигаемое свертыванием (коагуляцией) коллоидных почвенных частиц в более крупные агрегаты.

Коагуляция коллоидных частиц может происходить в основном двумя путями: 1) связыванием частиц, несущих одинаковый заряд, ионом электролита, имеющим противоположный заряд, и 2) взаимодействием частиц между собой.

При очень малых концентрациях ионов электролита коагуляция неустойчива (мало вероятна), так как редкие скоагулировавшие частицы снова разъединяются флуктуациями теплового движения. Но при некоторой достаточно высокой концентрации ионов, коагуляция становится устойчивой и прогрессирует. Такое значение концентрации ионов называется электролитическим порогом концентрации. Порог концентрации зависит: 1) от рода коллоидных частиц; 2) от степени их дисперсности; 3) от вида электролита и от рода обменных ионов, находящихся в данном коллоиде.

Возможность начала и развития коагуляции зависит также от устойчивости коллоидных систем. Последняя обуславливается их лиофильностью, выражаемой образованием сольватных (гидратных) обо-

лочек, препятствующих коагуляции. Для коагуляции необходимо разрушение или уменьшение толщины этих оболочек. Устойчивость гидрофобных золь и суспензий зависит от заряда поверхности частиц, образующего двойной электрический слой, защищающий от коагуляции.

Коагуляцию данного коллоида можно вызвать добавлением другого, противоположно заряженного коллоида, например золь Sb_2S_3 (отрицательно заряженный) коагулирует золь $Fe(OH)_3$ (положительно заряженный). Этот случай коагуляции называется взаимной коагуляцией коллоидов.

Теория коагуляции рассматривает механизм слияния частиц и уменьшения их числа (n), скорость коагуляции и устойчивость коллоидных систем. Согласно теории скорость коагуляции $\frac{dn}{dt}$ равна

$$\frac{dn}{dt} = kn^2, \quad \text{или} \quad \frac{1}{n} = \frac{1}{n_0} + kt, \quad (4,22)$$

где n — число частиц в единице объема, t — время, k — константа коагуляции, n_0 — число частиц в начальный момент (при $t=0$).

М. Смолуховский показал, что скорость коагуляции зависит от произведения: 1) вероятности (ω) слипания частиц при соударениях и 2) вероятности сближения частиц (соударений) на расстояния, при которых проявляются силы взаимодействия. По Смолуховскому, при $\omega=1$ (быстрая коагуляция)

$$k = k_0 = \frac{2}{3} \frac{kT}{\eta} \cdot \frac{d}{r}, \quad (4,23)$$

где k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, η — вязкость среды, r — радиус частиц, слипающихся при сближении на расстоянии d .

При медленной коагуляции ($\omega < 1$) учитываются силы отталкивания между частицами, создающие энергетические барьеры. Б. В. Дерягин показал, что барьеры возникают за счет расклинивающего действия тонких жидких слоев. При отсутствии таких слоев (лиофобные системы) расклинивающее давление определяется деформацией сближающихся диффузных ионных атмосфер, окружающих частицы. При этом коагуляция может осуществляться двумя путями.

1. При падении потенциала поверхности частицы ниже ζ

$$\zeta \ll \zeta_c = \sqrt{\frac{\alpha A}{\kappa h}}, \quad (4,24)$$

где ζ_c — критическое значение ζ , α — коэффициент пропорциональности, A — константа молекулярного взаимодействия, κ — диэлектрическая постоянная, h — толщина диффузного слоя ионов.

Условие (4,24) хорошо подтверждается опытами по коагуляции золь электролитами вблизи изоэлектрической точки, в которой ζ — потенциал меняет знак с изменением концентрации электролита вследствие адсорбции противоионов.

2. Если $\zeta > 100$ мв, то силы отталкивания между частицами перестают заметно зависеть от ζ и определяются только составом и кон-

центрацией (c) электролита. При повышении c и росте заряда противоиона диффузный слой сжимается и энергетический барьер исчезает. Тогда условие коагуляции выражается формулой

$$c_c > 40 f(\beta) \cdot \frac{z^3 (kT)^5}{n^2 e^6 z^6},$$

где c_c — концентрация противоиона в грамм-ионах на 1 см^3 , соответствующая порогу коагуляции; $f(\beta)$ — числовой множитель, зависящий от β — отношения заряда иона одного знака с поверхностью к заряду противоиона (при $\beta=1$, $f(\beta)=1$); e — заряд электрона; z — валентность противоиона; значения k , T , в формулах (4,23) и (4,24).

Для более лиофильных систем действует второй фактор устойчивости — расклинивающее давление. П. А. Ребиндер установил, что сильным фактором устойчивости коллоидных систем являются упруго-вязкие свойства гелеобразных адсорбционных пленок (защитного коллоида), образующихся на поверхности частиц и препятствующих механически их сближению.

Процессом, обратным коагуляции, является диспергирование первичных частиц. Предельный случай диспергирования называется пептизацией.

Пептизация сопутствует и противодействует коагуляции, и между этими процессами может устанавливаться равновесие, обуславливающее устойчивость данной коллоидной системы. По П. А. Ребиндеру, пептизация является основным фактором коагуляционного структурообразования, вследствие увеличения числа частиц в единице объема, т. е. увеличения коллоидной фракции. Повышение дисперсности под действием пептизатора вызывается тем, что он нейтрализует ионы электролита, способствующие коагуляции.

Так как образование коллоидных структур (гелей) связано с определенной степенью дисперсности, то существуют оптимальные условия для образования таких структур, и сами структуры имеют наибольшую прочность при определенной концентрации пептизатора.

Схема влияния концентрации пептизатора (C) на прочность коагуляционной структуры (P) представлена на рис. 54. Здесь P_0 — начальная прочность при $C = 0$, P_m — максимальная прочность при оптимальной концентрации пептизатора.

Особенности коагуляции и диспергирования в замерзающих и мерзлых породах при колебаниях температуры. При замерзании влажных дисперсных грунтов и при последующих колебаниях температуры в них происходят следующие явления, способные влиять на процессы коагуляции и диспергирования. При замерзании грунта увеличивается концентрация ионов в незамерзшей части воды, может быть достигнут порог коагуляции и может произойти коагуляция коллоидных частиц с уменьшением общей активной поверхности и дисперсности. Процесс этот необратим, потому что при оттаивании льда, выделившегося между укрупненными частицами, получается уже другая (меньшая) концентрация почвенного раствора, так как часть ионов остается связанной с частицами и не возвращается в раствор. В результате дисперсная система изменяется в направлении уменьшения дисперсности после

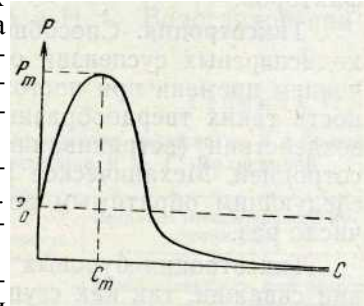


Рис. 54. Схема влияния концентрации пептизатора (C) на прочность коагуляционной структуры (P)

каждого цикла замораживания—оттаивания до тех пор, пока не будут достигнуты равновесные значения дисперсности (активной поверхности), количества незамерзшей воды и концентрации коагулирующих и диспергирующих ионов. Такие равновесные значения активной поверхности зависят от средних температур грунта и должны уменьшаться с понижением температуры. Усиленное развитие в области многолетнемерзлых пород пылеватых грунтов, по-видимому, связано с указанными выше условиями и процессами.

Уменьшение дисперсности при повторных замораживаниях и оттаиваниях дисперсного влажного грунта подтверждается многочисленными опытами, неизменно показывающими повышение температуры замерзания и оттаивания вплоть до некоторого предела этой температуры, при которой достигается равновесие соотношений указанных выше факторов.

Тиксотропия. Способность коллоидных растворов (золей) и высокодисперсных суспензий обратимо затвердевать или загустевать с течением времени при постоянной температуре и, соответственно, способность таких твердообразных структур разжижаться при механическом воздействии (встряхивании, перемешивании, сжатии) называется тиксотропией. Механическое разрушение тиксотропных структур с их последующим обратимым восстановлением может повторяться любое число раз.

Тиксотропия буровых растворов имеет важное значение при бурении скважин, так как сгущение бурового раствора, когда бурение временно прекращается, мешает оседанию частиц раздробленной породы.

Тиксотропные свойства и изменения структуры влажных глин проявляются и имеют значение в некоторых мерзлотно-геологических процессах при образовании полигональных форм микрорельефа (пятнистых тундр, каменных венков и пр.).

IV-6. ПРОЦЕССЫ ПУЧЕНИЯ ПРОМЕРЗАЮЩИХ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОД

Изменения термодинамического состояния грунтов в результате изменений теплообмена, выражающиеся в процессах нагревания—охлаждения, промерзания—оттаивания, миграции влаги, накопления и исчезновения льда в породах, изменении их состава и строения, приводят также к изменениям объема мерзлых и талых пород. Эти изменения объема, как правило, бывают неравномерными, служат причиной изменений напряжений и деформаций в породах, т. е. являются причиной своеобразных микротектонических движений и производных морфологических образований в промерзающих и протаивающих породах. Одним из примеров таких процессов является описанное ниже морозобойное и диагенетическое растрескивание пород (IV-7). Другим очень важным примером служат процессы пучения дисперсных грунтов при их промерзании.

Пучением грунтов называется неравномерное увеличение их объема при промерзании, происходящее как за счет увеличения объема имевшейся в грунте воды на 9% при ее кристаллизации, так и вследствие замерзания новых объемов воды, мигрирующих извне в рассматриваемый объем грунта и к фронту промерзания.

Поэтому обычно различают два вида пучения дисперсных грунтов: 1) без подтока влаги извне и 2) с подтоком влаги извне, или, иначе говоря, в условиях замкнутой или открытой системы.

Пучение дисперсных пород при их промерзании наблюдается во всей области распространения мерзлых пород. Оно является поэтому весьма общим процессом, но происходит неравномерно вследствие вариаций условий промерзания температурного поля, состава пород, их влажности и т. д.

Комплексирование пучения с различными другими процессами приводит к большому разнообразию его морфологических проявлений, в которых оно участвует или как главный, или как необходимый составляющий промежуточный процесс (бугры пучения, булгунняхы, пятнистые тундры, каменные венки, «криотурбации» и пр.).

При промерзании дисперсной породы в условиях закрытой или замкнутой системы, если отсутствует инъекционное перемещение грунта и воды, пучение незначительно и измеряется долями и единицами процентов от глубины промерзания грунта. Данные о величине пучения без подтока влаги по опытам Н. А. Цытовича и И. С. Вологдиной приведены в табл. 17.

Т а б л и ц а 17

Зависимость величины относительного пучения грунтов от состава, влажности и условий промерзания без подтока влаги по опытам Н. А. Цытовича и И. С. Вологдиной

Грунт	Влажность общая, %	Величина относительного пучения, %	
		промерз. только сверху	промерз. со всех сторон
Песок (1—0,25 мм—60,2%; 0,25—0,05 мм—39,05%)	18,7	0,42	1,6
Пылевато-илистый суглинок (1—0,05 мм—3,7%; 0,05—0,005 мм—81,8%; менее 0,005 мм—14,005%)	21,9	1,27	не испыт.
Глина (1—0,01 мм—3,7%; 0,01—0,005 мм—62,0%)	32,4	2,38	5,2

Как видно из табл. 17, величина относительного пучения (отношения высоты подъема грунта к глубине его промерзания) при промораживании со всех сторон больше, чем при одностороннем промерзании сверху. Это объясняется более значительным изменением структуры грунта в первом случае. Кроме того, пучение возрастает с увеличением дисперсности гораздо сильнее, чем в зависимости от увеличения влажности. Пучение песчаных грунтов при свободном оттоке воды практически близко к нулю.

При подтоке воды извне пучение в связи с миграцией воды к фронту промерзания и льдонакоплением сильно возрастает, что видно из опытов А. А. Ананяна (IV-4), и также из табл. 18, составленной по данным З. А. Нерсесовой.

Как указывалось выше, накопление льда в грунте связано с миграцией влаги, а последняя зависит от многих факторов, но главным образом от градиента температуры и от наличия и качества незамерзшей воды, обладающей повышенным трансляционным движением, так как под влиянием температурного градиента мигрирует прежде всего эта последняя.

$$j = j_0 e^{-\frac{E}{RT}} \quad (4,2),$$

частота скачков молекул воды при постоянной температуре (T) зависит от среднего значения величины потенциального

Ю*

147

Согласно формуле для интенсивности трансляционного движения

барьера (E). При уменьшении величины потенциального барьера и постоянной T интенсивность трансляционного движения будет возрастать. С точки зрения молекулярно-кинетических представлений, как изложено в параграфе (IV-3), чистая несвязанная вода должна обладать при одинаковой температуре более правильной структурой и меньшим трансляционным движением, чем рыхлосвязанная вода вблизи активных поверхностей и растворенных ионов. При этом влияние последних на нарушение структуры воды, уменьшение среднего значения потенциального барьера и увеличение трансляционного движения

Таблица 18

Относительное изменение суммарной влажности и пучение покровного суглинка при промерзании (по З. А. Нерсесовой)¹

Глубина от поверхности, мм	Влажность в % к весу сухого грунта			
	Fe-- суглинок	Ca-- суглинок	Na-- суглинок	K-- суглинок
0-3	157,8	98,1	83,0	71,9
3-25	90,0	45,6	42,4	25,8
25-60	90,5	40,5	40,2	25,9
60-85	28,3	27,5	37,2	21,6
85-100	24,5	—	—	—
Пучение, мм	30,0	7,0	—	—
Пучение, %	35,3	8,2	—	—
Влажность до промерзания, %	29,0	29,0	38,2	26,9

¹ Замораживание происходило при температуре воздуха -3 - -5 °С. Высота образцов до замораживания 85 мм. Образцы уплотнены компрессионно при нагрузке, $0,5$ кг/см².

должно быть при прочих равных условиях пропорционально зарядам ионов.

Приведенные выше представления подтверждаются результатами З. А. Нерсесовой, представленными в табл. 18, из которой видно, что насыщение суглинка трехвалентными ионами Fe^{***} обеспечило более значительные миграцию и пучение под действием градиента температуры, чем насыщение того же суглинка одновалентными ионами Na^{*} и K^{*}.

Однако влияние обменных ионов на процессы миграции и пучения изучено еще недостаточно. Тут наверное, во-первых, влияет концентрация ионов, а во-вторых, структурные изменения — коагуляция и диспергирование, происходящие в дисперсном грунте под влиянием тех или иных ионов. Fe^{***} производит коагулирующее действие на грунт, тогда как Na^{*} является скорее пептизатором. Можно думать, что существуют оптимальные значения концентраций ионов и дисперсности (активной поверхности), при которых в грунте при данной отрицательной температуре имеется наибольшее количество рыхлосвязанной незамерзшей воды. Это оптимальное количество рыхлосвязанной воды, обладающей наибольшим трансляционным движением, при наличии того или иного движущего градиента обеспечивает наибольший миграционный эффект, льдовыделение и пучение. По-видимому, Fe^{***} как раз создает такие оптимальные условия, повышая водопроницаемость грунта, а Na^{*}, увеличивая активную поверхность и количество прочносвязанной воды, уменьшает количество рыхлосвязанной воды и снижает трансляционное движение в воде и миграцию при наложении температурного градиента. Поэтому пучение суглинка, насыщенного Na^{*}, меньше, чем пучение того же суглинка, насыщенного Fe^{***}.

Криогенная текстура образцов суглинка, насыщенного катионами Fe.^{**}, Ca.^{**}, Na.^{*}, K.^{*}, после промерзания представлена на рис. 55. Эта фотография отчетливо показывает различие криогенной текстуры су-

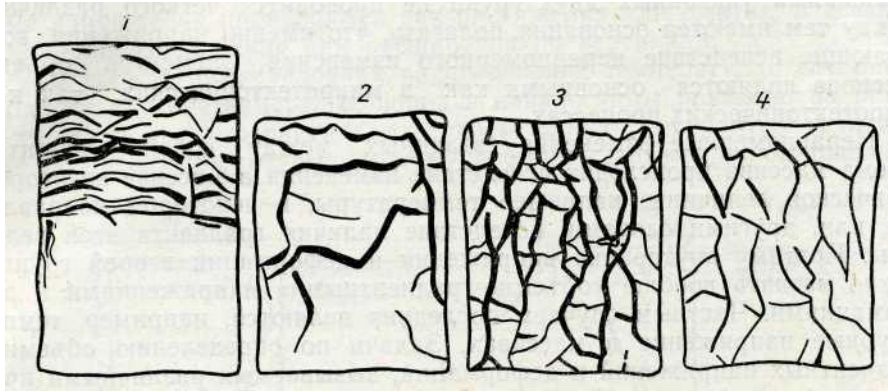


Рис. 55. Криогенная текстура образцов покровного суглинка (1, 2, 3, 4), насыщенных соответственно катионами Fe.^{**}, Ca.^{**}, Na.^{*}, K.^{*} после их промерзания сверху (по З. А. Нерсесовой)

глинка в зависимости от насыщения его разными катионами; ледяные прожилки в Fe-образце составляют 35,3% его высоты, в Ca-образце— 8,2%, тогда как в Na- и K-образцах образование прожилков незначительно и пучение практически отсутствует.

IV-7. НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ НЕРАВНОМЕРНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ ОБЪЕМА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД. ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН

1. ВНУТРЕННИЕ (ОБЪЕМНО-ГРАДИЕНТНЫЕ) НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Кроме рассмотренных выше физических и физико-химических процессов, протекающих в дисперсных породах при изменениях в них температуры, давления и других термодинамических параметров, большое значение имеют неравномерные изменения элементов их объема, вызывающие их внутреннее напряженное состояние и соответствующие деформации.

Напряжения в массивах горных пород, вызывающие их деформации, в частности растрескивание, можно подразделить на две существенно различные группы: 1) напряжения, вызванные внешними усилиями, приложенными к поверхностям массива, и 2) напряжения, возникающие внутри массива под влиянием неравномерного изменения элементов его объема, вследствие каких-либо физических или химических процессов, например усыхания, охлаждения, диагенеза, рекристаллизации с изменением объема и пр.

Тогда как теория напряжений и деформаций первой группы достигла значительного развития и решены многие относящиеся к ним механические задачи, этого нельзя сказать о напряжениях и деформациях второй группы. Относительно этих напряжений и деформаций поставлена только частная, так называемая температурная задача теории упругости, причем ее решения для массивов, представляющие особенный интерес для геологов и мерзлотоведов, почти совершенно отсутствуют.

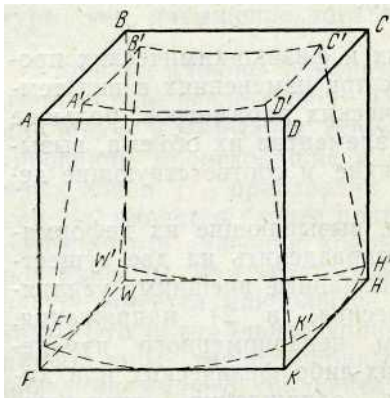
В существующих работах по структурной геологии и тектонике напряжения и деформации второй группы или совсем не рассматриваются, или лишь слегка упоминаются, и во всяком случае между напряжениями указанных двух групп не проводится четкого различия. Между тем имеются основания полагать, что именно напряжения, возникающие вследствие неравномерного изменения элементов объема массивов являются основными как в микротектонических, так и в макротектонических процессах.

Неравномерные изменения связанных между собой элементов объема массива происходят вследствие изменения в массиве некоторой физической величины, например температуры, в некотором направлении, или, другими словами, вследствие наличия градиента этой величины. Поэтому внутренние напряжения и деформации второй группы можно назвать вообще «объемно-градиентными» напряжениями и деформациями. Частным случаем последних являются, например, температурные напряжения в массивах. Задачи по определению объемно-градиентных напряжений и деформаций, вызываемых различными процессами, являются в механическом смысле аналогичными, изменяется лишь физика и масштаб явлений.

Так как основой напряжений в данном случае являются изменения объема независимо от характера вызывающего процесса, закономерности деформаций также должны быть общими или аналогичными для всех видов объемно-градиентных напряжений. Поэтому закономерности, полученные при рассмотрении, например, температурных напряжений, можно применять к напряжениям, возникающим при перекристаллизации массива с изменением объема и т. д.

2. ХАРАКТЕР ОБЪЕМНО-ГРАДИЕНТНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ

Для выяснения характера объемно-градиентных напряжений в качестве примера рассмотрим напряжения и деформацию элементарного твердого кубика ABCDFWHK, охлаждаемого сверху (рис. 56).



При равенстве температур во всех точках кубика температурных напряжений нет, и он сохраняет кубическую форму. При охлаждении сверху верхний горизонтальный слой площадью ABCD стремится сократиться до размеров площади A'B'C'D', но этому мешает связанный с ним лежащий ниже слой, температура которого выше, а площадь больше. Вследствие взаимодействия этих слоев в них возникают напряжения, верхний слой растягивается нижним, а нижний — сжимается верхним. То же можно сказать

Рис. 56. Характер температурной деформации куба при охлаждении сверху

о любых двух соседних слоях, за исключением поверхностного слоя, который растягивается особенно сильно.

Если отделить рассматриваемый кубик от массива, в нем произойдет деформация сдвига и изгиба. Каждый горизонтальный слой будет сдвигаться к своей центральной точке относительно лежащих ниже слоев. Поверхность ABCD станет вогнутой и займет положение A'B'C'D', а поверхность FWHK — выпуклой и займет положение F'W'H'K'.

Таким образом, при охлаждении сверху каждый элемент охлаждающегося массива испытывает растягивающие, сжимающие, сдвигающие (касательные) и изгибающие напряжения. Но до наступления разрывов в однородном бесконечно протяженном массиве температурные напряжения проявляются как растяжения или сжатия, а деформации — как сокращения или расширения по вертикали.

В естественных условиях распределение температур с глубиной в области многолетнемерзлых пород в начале зимы показано на рис. 57, Как видно из этого рисунка, в верхнем слое 1 температуры грунта ниже средней температуры. Поэтому элементы объема относительно со-

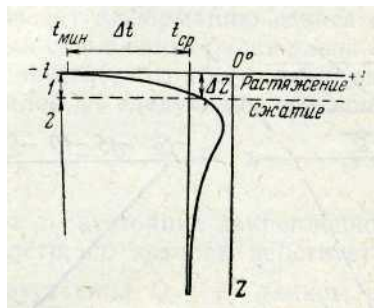


Рис. 57. Распределение температур и напряжений в верхнем слое мерзлой толщи в начале зимы

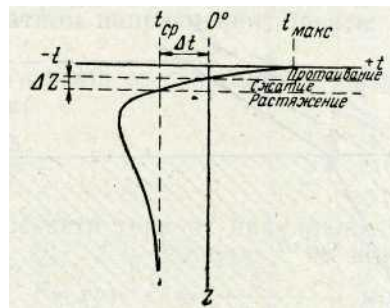


Рис. 58. Распределение температур и напряжений в верхнем слое мерзлой толщи в начале лета

крашены и растягивают друг друга. Наоборот, ниже, в слое 2 имеется максимум температуры (след летнего нагревания). Здесь температуры грунта выше средних, поэтому элементарные объемы грунта относительно расширены и сжимают друг друга.

Распределение температур и напряжений в верхнем слое пород в начале лета схематически показано на рис. 58, на котором видно, что летом зоны сжатия и растяжения меняются местами.

Следует иметь в виду, что напряжения растяжения в верхнем слое зимой выражены гораздо сильнее, чем напряжения сжатия летом, во-первых, потому, что при протаивании грунта и льда в нем происходит уменьшение объемов, компенсирующее температурное расширение, а во-вторых, потому, что пластичность протаявшего глинистого грунта также уменьшает напряжение сжатия. Поэтому напряжения сжатия развиваются в начале лета, собственно говоря, только в нижней мерзлой, но относительно нагретой части слоя, однако здесь градиенты температуры уже уменьшены и напряжения поэтому невелики.

3. ПРИБЛИЖЕННЫЙ РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУРНЫХ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В МАССИВЕ, ОГРАНИЧЕННОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТЯМИ

При промерзании в начале зимы дисперсные грунты могут сначала несколько увеличивать свой объем вследствие увеличения объема при переходе воды в лед, но затем, при дальнейшем охлаждении, они уменьшают свой объем по причине обычного температурного сокращения твердых тел при охлаждении.

Попытаемся приближенно определить напряжения, возникающие в верхнем слое мерзлой толщи при ее дальнейшем охлаждении (Досто-

валов, 1952). С этой целью схематизируем задачу следующим образом (рис. 59).

Расположим систему прямоугольных координат (xyz) , как показано на рис. 59, и будем рассматривать массив, как нижнюю четверть пространства, ограниченную плоскостями xu и yz , которые в данном случае являются свободными поверхностями. Пусть при этом температуры в массиве представлены кривой в правой части рисунка. Тогда справа от плоскости yz , в слое мощностью $\Delta z = h$, все верхние элементы объема будут стремиться сократиться относительно нижних, и ребро ou отойдет вправо на расстояние OB ; в то же время в массиве возник-

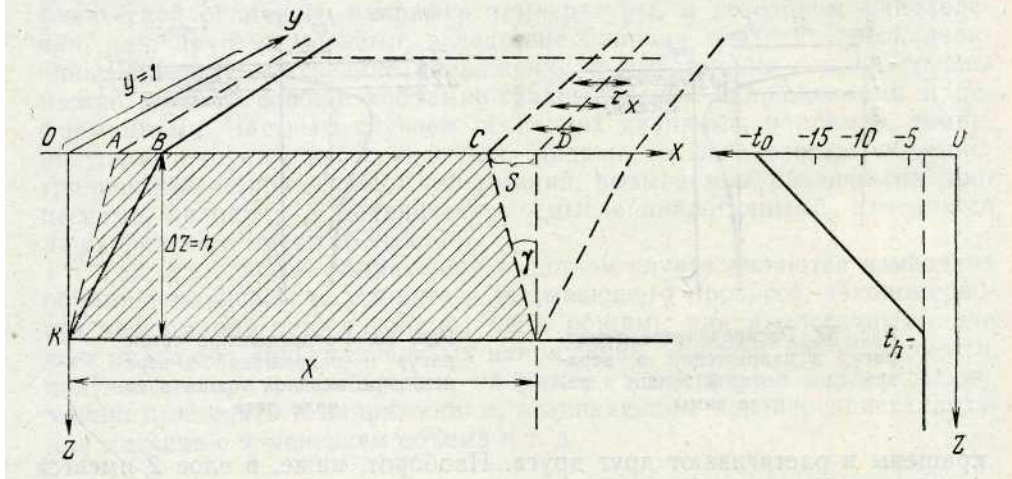


Рис. 59. Схема постановки задачи при приближенном расчете температурных напряжений в массиве, ограниченном горизонтальной и вертикальной поверхностями

нут растягивающие напряжения, уравновешиваемые в пределах упругости силами сцепления.

Определим эти напряжения τ_x в сечении, параллельном плоскости yz , на расстоянии x от последней; при этом мы будем считать их касательными напряжениями, приложенными к поверхности массива. Такая замена объемных напряжений касательными физически отчасти оправдывается характером реальной температурной кривой (рис. 57), показывающим, что изменения температур и, следовательно, температурные напряжения сосредоточены преимущественно в поверхностном слое породы).

Задача эта статически неопределима, так как даны только равенство и противоположная направленность сил в любой точке выбранного сечения. Воспользуемся поэтому принципом совместности деформаций.

Рассечем массив плоскостью, параллельной плоскости yz на расстоянии x от последней, тогда силы сцепления уже не будут уравновешивать силы растяжения; в отсеченной части напряженного слоя произойдет деформация сдвига, и отрезок BD , представляющий ширину отсеченной плоскости, переместится влево на расстояние $S = \frac{1}{2} OB$, в положение AC (рис. 59).

Если бы все горизонтальные слои отсеченной части массива могли свободно передвигаться относительно друг друга и не были растяну-

ты, то можно было бы считать длину OB сокращением длины x при охлаждении на $\Delta t = t_h - t_0$ градусов, т. е. написать равенство

$$OB = 2S = \alpha x \Delta t, \quad (4,25)$$

где α — коэффициент линейного сокращения данного массива. Но на самом деле $OB < \alpha x \Delta t$, и мы можем приравнять эти две величины, умножив $\alpha x \Delta t$ на некоторый коэффициент $n < 1$, полагая

$$OB = n \alpha x \Delta t = 2S. \quad (4,26)$$

Если мы теперь восстановим действие сил сцепления, то последние произведут деформацию сдвига в обратном направлении, причем абсолютный сдвиг опять будет равен S .

Известно, что абсолютный сдвиг S связан со сдвигающей касательной силой Q_x следующим соотношением:

$$S = \frac{\Delta z Q_x}{FG}, \quad (4,27)$$

где Δz — расстояние закрепленной плоскости тела от параллельной ей плоскости, по которой действует сила Q_x , F — площадь, по которой действует сила Q_x (в данном случае $F = xy$), $G = \frac{E}{2(1+\mu)}$ — модуль упругости при сдвиге, где в свою очередь E — модуль Юнга и μ — коэффициент Пуассона.

Приравняв S из равенств (4,26) и (4,27), получаем уравнение для определения силы Q_x , действующей в направлении x :

$$\frac{1}{2} n \alpha \Delta t x = \frac{\Delta z Q_x}{FG}, \quad (4,28)$$

откуда

$$Q_x = \frac{1}{2} n \alpha G F \frac{\Delta t}{\Delta z}. \quad (4,29)$$

Вводя вместо силы Q_x тангенциальное напряжение $\tau_x = \frac{Q_x}{F}$ и имея в виду, что $\frac{\Delta t}{\Delta z} = \text{grad}_z t$, получим окончательно

$$\tau_x = \frac{1}{2} n \alpha G x \text{grad}_z t. \quad (4,30)$$

При расчете градиента $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ за нормальную температуру ненапряженного грунта естественно принимать среднюю температуру на глубине нулевых годовых амплитуд (рис. 57), тогда слои при более высоких температурах будут относительно расширены и сжаты, а при более низких — относительно сокращены и растянуты.

Таким образом, тангенциальное напряжение τ_x в охлаждающемся массиве, например в мерзлом грунте при наличии в нем свободной вертикальной поверхности yz , пропорционально градиенту температур по вертикали $\frac{\Delta t}{\Delta z}$, расстоянию x от свободной вертикальной поверхности, модулю упругости при сдвиге G и коэффициенту линейного расширения (сокращения) грунта α .

Коэффициент пропорциональности в формуле (4,30) приближенно равен $1/2$, так как коэффициент n при малых деформациях должен мало отличаться от единицы.

Приравнивая τ_x временному сопротивлению при сдвиге или разрывающему напряжению τ_b , из формулы (4,30) можно подсчитать расстояние x от свободной вертикальной поверхности, на котором касательные напряжения достигнут предельных значений и произойдет разрыв (появится трещина). Это расстояние равно

$$x = \frac{2\tau_b}{\alpha G \cdot \frac{\Delta t}{\Delta z}}, \quad \text{где} \quad G = \frac{E}{2(1+\mu)}. \quad (4,31)$$

Расчеты показывают (Достовалов, 1952), что расстояния между параллельными трещинами, получаемые по формуле (4,31), хорошо согласуются с наблюдаемыми в природе.

Из формулы (4,30) можно приближенно подсчитать и глубину зияющей трещины Δz в зависимости от ширины трещины c на поверхности и механических характеристик породы.

Действительно, принимая во внимание, что в формуле (4,25) $OB \approx \approx \alpha \Delta t$ представляют собой ширину трещины на поверхности и что напряжения τ_x на линии растрескивания равны разрывающим напряжениям τ_b , по формуле (4,30) получаем

$$\Delta z = \frac{G}{\tau_b} \cdot \frac{c}{2} = \frac{Ec}{4(1+\mu)\tau_b}. \quad (4,32)$$

Переходя к диагенетическим напряжениям и трещинам, мы рассмотрим только трещины усыхания в глинистых грунтах.

Подход к приближенному расчету напряжений, возникающих в грунте вследствие его неравномерного высыхания, или, другими словами, вследствие образования градиента влажности, может быть совершенно аналогичным с постановкой вопроса в случае температурных напряжений. Характер напряжений в обоих случаях будет совершенно одинаковым, а различие заключается лишь в количественных характеристиках. Вместо коэффициента линейного сокращения (α) мы будем иметь коэффициент линейной усадки при усыхании (k); а вместо градиента температуры — соответственно градиент влажности $\left(\frac{\Delta w}{\Delta z}\right)$, и формула для разрывающих напряжений τ_b при усыхании влажного глинистого грунта будет иметь вид

$$\tau_b = \frac{1}{2} k G x \frac{\Delta w}{\Delta z}, \quad (4,33)$$

аналогичный формуле (4,30).

На основании полученных зависимостей можно сделать следующие выводы.

1. Существование свободной вертикальной поверхности предопределяет направление образующихся трещин, и в однородных массивах при этом условии должна формироваться система параллельных трещин на расстояниях x друг от друга (закон параллельности).

2. Так как вектор градиента температуры перпендикулярен изотермическим поверхностям, а последние параллельны свободным горизонтальной и вертикальной поверхностям массива, то система полос, выделяемая системой параллельных трещин, должна разбиваться поперечными трещинами на систему прямоугольников. Углы при сопряжении продольных и поперечных трещин должны быть прямыми (закон перпендикулярности).

3. Разрывающие напряжения (τ_b) пропорциональны произведению линейного размера отдельности (x) на градиент температуры $\left(\frac{\Delta t}{\Delta z}\right)$, поэтому при малых градиентах массив распадается на крупные прямоугольные отдельности, а затем при увеличении градиентов эти отдельности последовательно делятся пополам трещинами последующих порядков генерации на все более мелкие отдельности (рис. 60).

4. При сопряжении трещин в виде основания и перпендикуляра основание образуется ранее, более длинной трещиной, более низкого

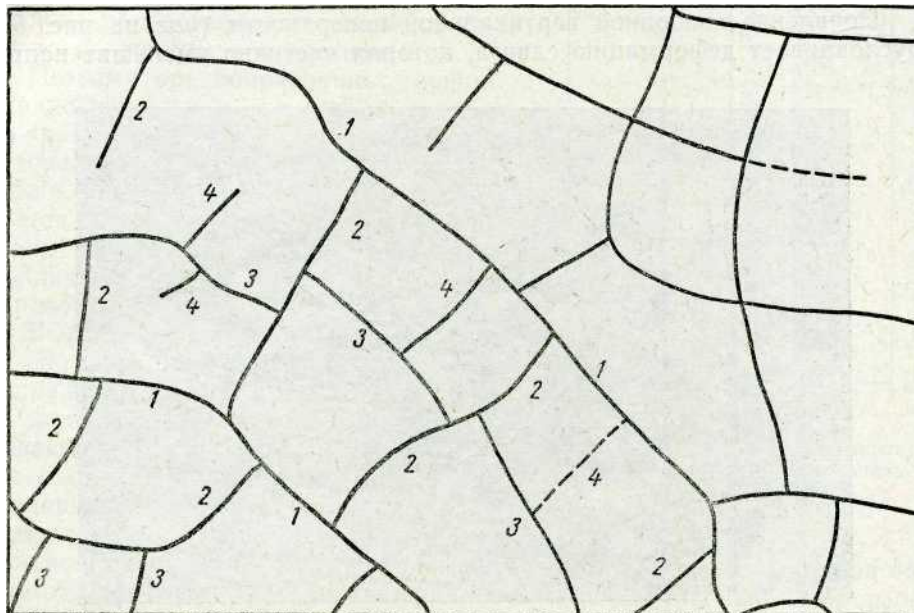


Рис. 60. Порядок образования морозобойных трещин в однородных грунтах

порядка генерации, а перпендикуляр — позже, более короткой трещиной, более высокого порядка генерации.

5. В неоднородных породах с переменными в некоторых пределах от точки к точке α и G трещины должны быть извилистыми и не вполне параллельными друг другу, но перпендикулярность в точке сопряжений остается в силе.

6. В литологически различных породах с отличающимися физико-механическими характеристиками (α и G) должны вообще развиваться системы отдельности различной крупности.

7. Кроме двух систем взаимно перпендикулярных вертикальных трещин, выделяющих прямоугольные призмы, последние должны разбиваться горизонтальными трещинами на параллелепипедальные отдельности.

4. ОБРАЗОВАНИЕ ТЕТРАГОНАЛЬНЫХ СЕТОК ТРЕЩИН И ПАРАЛЛЕЛЕПИПЕДАЛЬНЫХ ОТДЕЛЬНОСТЕЙ В МАССИВАХ ПОРОД

Температурное растрескивание однородных пород. Температурное растрескивание массивов торных пород особенно ярко проявляется в виде морозобойного растрескивания мерзлых глинистых пород. Поэтому мы рассмотрим их температурное растрескивание, имея в виду, что

полученные выводы можно относить вообще к температурному и диагенетическому растрескиванию массивов.

Опишем теперь, на основании полученной формулы, как происходит растрескивание массива породы, охлаждающегося с поверхности.

При достаточно больших линейных размерах массива и градиента температур, напряжения обязательно превысят временное сопротивление и появится трещина. После образования первой трещины наступают существенные качественные изменения в процессе растрескивания. Массив распадается на две части, причем каждая часть имеет по две свободные поверхности — горизонтальную и вертикальную.

Появление свободной вертикальной поверхности (угол на рис. 59) обуславливает деформацию сдвига, которая частично уменьшит напря-

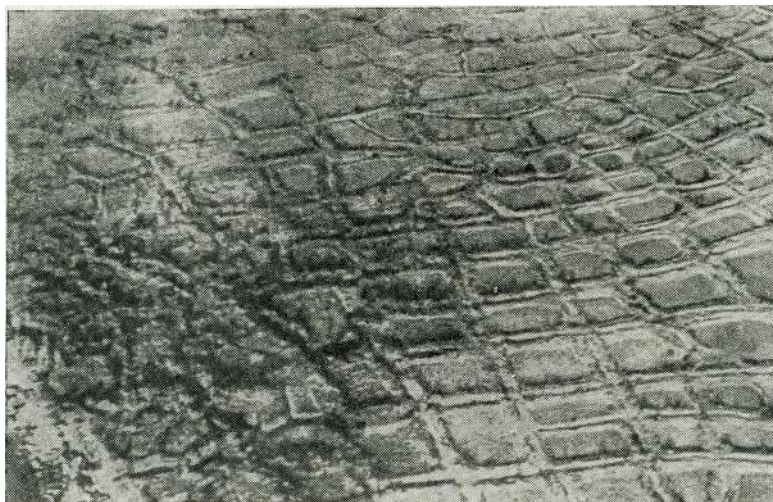


Рис. 61. Тетрагональные грунты в районе р. Хатанги. Фото с самолета Б. А. Тихомирова

жения, причем уменьшение напряжений пропорционально углу сдвига (γ). С удалением от свободной поверхности угол сдвига будет уменьшаться, а напряжения возрастать, пока опять не дойдут до предельного значения (временного сопротивления).

При однородности материала расстояния от первой трещины, на которых напряжения достигают предельных значений, будут одинаковы и, следовательно, вторая трещина пойдет параллельно первой. Таким образом, свободная вертикальная поверхность предопределяет направление следующих трещин, и поверхность однородного массива разбивается параллельными трещинами на ряд полос одинаковой толщины.

Осуществление сдвига у краев полос даст возможность породе несколько деформироваться без разрыва в направлении вдоль полос, поэтому поперечные разрывы полос наступают на расстояниях u , превышающих x в первом случае, и охлаждающийся с поверхности однородный массив должен разбиваться трещинами не на квадраты, а на правильные прямоугольники, у которых короткие стороны образуются позже длинных.

Подтверждением сказанному может служить фотографий (рис.61), снятая Б. А. Тихомировым с самолета на Таймыре. На ней ясно вид-

ны правильные прямоугольники, образовавшиеся в результате растрескивания мерзлых пород. В левой части рис. 61 правильность прямоугольников нарушается, по-видимому, вследствие залегания неоднородных грунтов.

Образовавшиеся трещины способствуют охлаждению массива. Поверхности равных температур располагаются параллельно стенкам трещин и горизонтальным поверхностям полос, а направления наибольших градиентов температуры — перпендикулярно им. Так как напряжения прямо пропорциональны градиентам, наибольшие напряжения должны развиваться в направлениях наибольших градиентов температуры и, следовательно, вторичные трещины должны образовываться перпендикулярно первичным — продольным.

Поэтому при сопряжении трещин в виде основания и перпендикуляра можно утверждать, что основание образовалось раньше, а перпендикуляр позже. Это утверждение иллюстрируется схемой трещин (рис. 60), на которой последовательные генерации трещин перенумерованы в порядке их образования.

Выделение блока $FGQH$ (рис. 62) не снимает полностью температурных напряжений в нем, а только уменьшает последние до значений ниже разрывающих усилий. По формуле (4,30) эти напряжения должны возрасти пропорционально расстоянию от свободных вертикальных поверхностей к

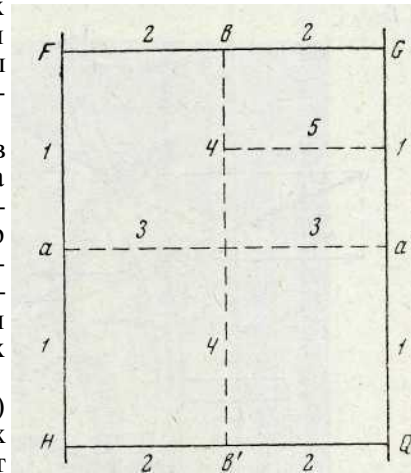


Рис. 62. Схема последовательного растрескивания тетрагональных отдельныхностей

середине блока и будут больше по линии aa' (рис. 62), чем по линии bb' . Поэтому при новом увеличении градиента температуры разрыв произойдет по линии aa' , и блок разделится пополам на два блока $FGa'a$ и $QNa'a'$.

Так образуются параллелепипедальные отдельныености в породах. При малых градиентах температур образуются крупные прямоугольные блоки. При возрастании градиентов температур эти прямоугольные отдельныености делятся последовательно пополам, образуя все более мелкие блоки. Таким образом, размеры полигонов служат своего рода измерителем максимальных градиентов.

Заметим, что призмы, выделенные системами взаимно перпендикулярных вертикальных трещин, должны при достаточных градиентах температуры рассекаться горизонтальными трещинами, с одной стороны, вследствие существования изгибающих усилий (рис. 56), а с другой — в силу охлаждения образовавшихся вертикальных поверхностей призм.

Зависимость размеров отдельныхностей от градиентов температуры приводит к выводу, что выделяющиеся блоки одной и той же породы должны быть крупнее в мягких, морских и тропических климатических условиях и мельче при резких континентальных, арктических колебаниях температуры.

Температурное растрескивание неоднородных пород. Если модуль сдвига, коэффициент линейного расширения и градиент температуры в охлаждающемся массиве породы не являются постоянными, то раз-

рывающие напряжения достигаются на различных расстояниях x от первой трещины или от свободной вертикальной поверхности (формула (4,30)). Вследствие этого трещины одного порядка генерации не будут строго параллельными друг другу, и закон параллельности нарушается.

Вариации указанных выше параметров вызывают также извилистость трещин, причем на извилинах создаются особо благоприятные условия для поперечных разрывов. Эти условия показаны схематически на рис. 63. Из этого рисунка видно, что на вогнутой стороне трещины /

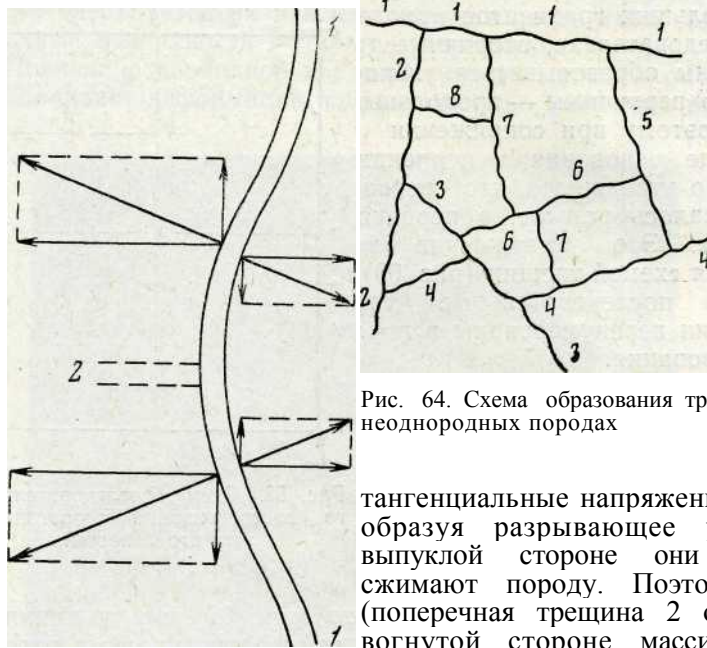


Рис. 64. Схема образования трещин в неоднородных породах

Рис. 63. Механизм образования вторичной трещины (2) на вогнутой стороне первичной трещины (1)

тангенциальные напряжения расходятся, образуя разрывающее усилие, а на выпуклой стороне они сходятся и сжимают породу. Поэтому вторичная (поперечная трещина 2 образуется на вогнутой стороне массива по линии обозначенного на рис. 63 пунктира.

Указанная извилистость трещин может привести к тому, что во всех случаях растрескивания образуются

последовательно только перпендикулярные друг другу трещины, а не параллельные с выделением полос породы, как указывалось выше для однородных пород, но направляющее влияние свободных вертикальных поверхностей продолжает действовать.

Указанная последовательность растрескивания неоднородных мерзлых пород действительно наблюдается и схематически изображена на рис. 64, на котором последовательные трещины перенумерованы в порядке их образования, а извилистость преувеличена по сравнению с действительно наблюдаемой.

Такая система трещин разбивает неоднородный массив на первичные, вообще полигональные, но преимущественно тетрагональные отдельные различия размеров и форм. Далее, при возрастании градиента температуры и напряжений, эти отдельные последовательно делятся на части, как было описано выше.

Образование системы трещин усыхания принципиально аналогично образованию системы морозобойных трещин в неоднородных мерзлых грунтах. К ним относятся все закономерности, выведенные для морозо-

бойных трещин, только крупность сеток трещин усыхания убывает с севера на юг, а не с юга на север, как в случаях морозобойных трещин.

Остается в силе образование, трещин нескольких последовательных генераций и перпендикулярность трещин последующей генерации трещинам предшествующей генерации в точках сопряжений. Но вследствие неправильных и значительных вариаций коэффициента усадки при высыхании, градиента влажности и модуля сдвига направление трещин настолько отходит от прямолинейного, что тетрагональность отдельно-



Рис. 65. Трещины усыхания в глинистых породах. Фото Г. С. Константиновой

стей затушевывается, и они представляют собой неправильные призмы с тремя, преимущественно с четырьмя, а иногда с пятью и большим числом граней (рис. 65).

Так как коэффициенты линейной усадки при высыхании влажных глин (k) по абсолютным величинам значительно больше, чем коэффициенты линейного расширения (α) пород, а прочность меньше, то в данном случае образуются гораздо меньшие олоки, чем температурные отдельности.

Вследствие того что горные породы отличаются друг от друга по прочности, модулю сдвига и коэффициентам линейного расширения, в каждом литологически отличающемся слое пород развивается своя особая система температурных трещин и отдельностей. Образовавшись, эти системы трещин, если нет процессов цементации, существуют, пока существует данная порода. При колебаниях температуры выделившиеся блоки испытывают периодически температурные деформации, подобные деформации, представленной на рис. 56, но если градиенты температуры не повышаются, то новых температурных трещин не образуется, и образовавшаяся в данной породе система трещин остается стабильной.

IV-8. РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ДИСПЕРСНЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ¹

В предыдущем параграфе при описании растрескивания мерзлых грунтов последние рассматривались как хрупкие упругие твердые тела. Иначе говоря, принималось, что время релаксации напряжений велико по сравнению с временем их возникновения и развития. Но при длительном действии напряжений и внешних нагрузок релаксация уже играет заметную роль, и мерзлые дисперсные грунты являются упруго-пластично-вязкими телами.

В этом случае наличие в мерзлых рыхлых породах вязких компонентов — льда и незамерзшей воды — обуславливает развитие реологических процессов, выражающихся в нарастании деформации во времени при неизменной нагрузке (явление ползучести), расслаблении напряжений со временем при фиксированной деформации (явление релаксации) и снижении сопротивления нагрузкам (уменьшение прочности) при их длительном воздействии (Вялов, 1959—1962 гг.).

Прочность мерзлого грунта определяется интенсивностью сил сцепления или внутренних связей, которые можно подразделить на следующие виды.

1. Молекулярные силы сцепления или молекулярное притяжение между твердыми частицами, разделенными пленками воды. Эти силы зависят от качества частиц, поверхности взаимодействия и расстояния между частицами.

2. Структурное сцепление, отражающее влияние разнообразных процессов, происходивших при формировании структуры и текстуры породы. Эта часть сцепления ослабляется или исчезает при нарушении естественного сложения грунтов.

3. Цементацию рыхлой породы льдом (Вялов, 1959), обусловленную связями между кристаллами льда и минеральными частицами. Цементация льдом зависит от количества льда, площади его контактов и температуры грунта и является наименее устойчивым компонентом сцепления, наиболее реагирующим на изменения температурного режима грунтов.

При изменениях температуры и давления нарушается динамическое равновесие между незамерзшей водой и льдом, поэтому нагрузка, приложенная к грунту, вызывает частичное плавление льда и избыточная влага под действием градиента давления перемещается из более напряженных в менее напряженные зоны, где вновь замерзает. Одновременно происходит пластическое течение льда и отжатие воздуха (Вялов и др., 1962).

Эти процессы приводят к развитию деформаций 'ползучести и к снижению прочности, но одновременно происходит перекомпоновка частиц, перекристаллизация льда, восстановление связей и упрочнение молекулярного и цементационного сцепления. Если упрочнение преобладает над расслаблением, деформация ползучести затухает; при взаимной компенсации расслабления и упрочнения деформация развивается непрерывно и аналогична течению вязких сред; если расслабление преобладает над упрочнением, то деформация нарастает, приводя к разрушению грунта.

Деформацию мерзлого грунта по аналогии с немерзлым (Денисов, 1951) подразделяют на восстанавливающуюся, состоящую из упругой

¹ Составлено по кн.: С. С. Вялов и др. Прочность и ползучесть мерзлых грунтов и расчеты ледогрунтовых ограждений. М., Изд-во АН СССР, 1962, гл. I.

и структурно-обратимой, и невосстанавливающейся, состоящую из структурно-необратимой и пластической деформации.

Упругая деформация связана с упругими изменениями кристаллических решеток льда и минералов, сжатием воздуха и незамерзшей воды; она возникает мгновенно и исчезает после снятия нагрузки. Упругие деформации развиваются в талых и мерзлых грунтах, когда время релаксации велико по сравнению с временем действия напряжения.

Структурно-обратимая деформация мерзлых грунтов возникает вследствие изменения толщины водных пленок между твердыми частицами, сопровождаемого обратимыми фазовыми переходами; она развивается во времени и со временем же исчезает после снятия нагрузки.

Структурно-необратимая деформация связана с необратимыми фазовыми переходами льда и перемещениями образовавшейся влаги, льда и воздуха. Эта деформация сопровождается разрывом связей, перемещением и перекомпоновкой частиц и объемным изменением грунта; она развивается во времени и не исчезает после снятия нагрузки.

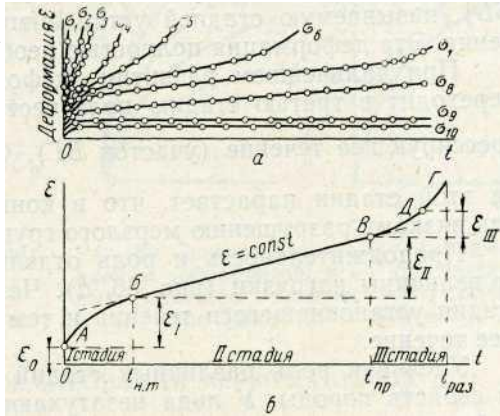


Рис. 66. Кривые ползучести мерзлых грунтов: а—семейство кривых при различных $\sigma_1 > \sigma_2 > \dots > \sigma_8 > \sigma_9 > \sigma_{10}$; б — схематизация кривой ползучести

Пластическая деформация обусловлена необратимыми сдвигами частиц и течением льда, сопровождается разрушением структуры, переориентацией кристаллов льда и глинистых частиц, развивается во времени и не исчезает после снятия нагрузки.

Степень развития и относительное значение каждого из этих видов деформации зависят от величины и времени воздействия нагрузки, а также от физико-механических свойств мерзлого грунта, являющихся функцией термодинамических параметров.

Развитие во времени деформаций мерзлых грунтов при различных постоянных напряжениях $a = \text{const}$ отображается кривыми ползучести (рис. 66), которые строятся в координатах: относительная деформация ϵ и время t .

Если напряжение не превышает некоторого предела, который называют пределом длительной прочности σ_{00} , порогом ползучести и т. д., то деформация затухает, если же оно превышает этот предел, то развивается незатухающая ползучесть.

Кривую ползучести можно подразделить на несколько участков, отображающих различные стадии деформирования (рис. 66). Участок OA соответствует мгновенной деформации; в зависимости от величины нагрузки эта деформация может быть чисто упругой или упруго-пластической и исчезает после снятия нагрузки соответственно полностью или частично. Участок AB отображает деформирование с уменьшающейся скоростью или неустановившуюся стадию ползучести. Для некоторых тел эта стадия деформирования после снятия нагрузки исчезает во времени полностью (упругое последствие). Для мерзлых грунтов она исчезает лишь частично (пластическое последствие), так как включает как структурно-обратимую, так и структурно-необратимую и

пластическую деформации. При затухающем процессе деформирования эта стадия продолжается или до некоторого конечного значения ε , зависящего от величины напряжения, или развивается непрерывно с замедляющейся скоростью (вековая ползучесть). В обоих случаях скорость деформации $\frac{d\varepsilon}{dt}$ или $\dot{\varepsilon}(t)$ стремится к нулю. При незатухающем процессе деформирования $\frac{d\varepsilon}{dt}$ уменьшается до некоторого конечного,

практически постоянного значения, зависящего от величины нагрузки, после чего процесс переходит во вторую стадию ползучести (участок $BВ$), называемую стадией установившегося или пластично-вязкого течения. Эта деформация полностью необратима.

При дальнейшем развитии деформации установившееся течение переходит в третью стадию ползучести, или, по Н. А. Цытовичу, прогрессирующее течение (участок $BГ$). Скорость деформирования $\left(\frac{d\varepsilon}{dt}\right)$

на этой стадии нарастает, что в конце концов приводит к хрупкому или вязкому разрушению мерзлого грунта.

Продолжительность и роль отдельных стадий ползучести зависит от величины нагрузки (рис. 66, *a*). Чем больше последняя, тем короче стадия установившегося течения и тем скорее наступает прогрессирующее течение.

Удельная роль различных стадий деформирования зависит также от свойств породы. У льда незатухающие деформации возникают при любом напряжении (предельное напряжение $\sigma_{\infty}=0$) и доминирующее значение имеют стадии с постоянной и возрастающей скоростями (Вялов, 1962, Войтковский, 1960). У мерзлых грунтов развиваются все три стадии ползучести, причем чем пластичнее и льдистее грунт, тем большее значение имеют вторая и третья стадии.

В соответствии со схемой (рис. 66, *б*) полную деформацию мерзлого грунта можно представить в виде

$$\dot{\varepsilon}(t) = \varepsilon_0 + \int_0^{t_{н.т}} \dot{\varepsilon}_I dt + \int_{t_{н.т}}^{t_{пр}} \dot{\varepsilon}_{II} dt + \int_{t_{пр}}^{t_{раз}} \dot{\varepsilon}_{III} dt, \quad (4,34)$$

где ε_0 — начальная деформация, а $\dot{\varepsilon}_I$, $\dot{\varepsilon}_{II}$, $\dot{\varepsilon}_{III}$ — скорости деформации первой, второй и третьей стадии ползучести.

Запись в виде (4,34) означает, что каждая стадия развивается лишь в соответствующие промежутки времени, и эти деформации суммируются последовательно.

Однако вследствие переменности значений $t_{н.т}$ и $t_{пр}$ чаще применяют прием наложения деформаций и представление полной деформации в виде суммы (по Андраде):

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_0 + \varepsilon_I(t) + \varepsilon_{II}(t), \quad (4,35)$$

т. е. допуская, что затухающая деформация ε_I и деформация установившегося течения ε_{II} развиваются одновременно в течение всего процесса (рис. 67). При таком допущении кривая ползучести не имеет ясно выраженного линейного участка, так как в любой момент ординаты прямой ε_{II} складываются с ординатами кривой ε_I . Но поскольку при малых t доминирует затухающая деформация ε_I , а при больших t — установившееся течение, то кривая $\varepsilon = \varepsilon_I + \varepsilon_{II}$ приближается к пря-

мой, и этот способ суммирования оказывается достаточно приемлемым. При этом деформация третьей прогрессирующей стадии обычно не учитывается, так как эта стадия при строительстве, как правило, считается недопустимой. При рассмотрении естественного течения или оползания мерзлых грунтов можно добавлять к уравнению (4,35) член $\epsilon_{III}(t)$.

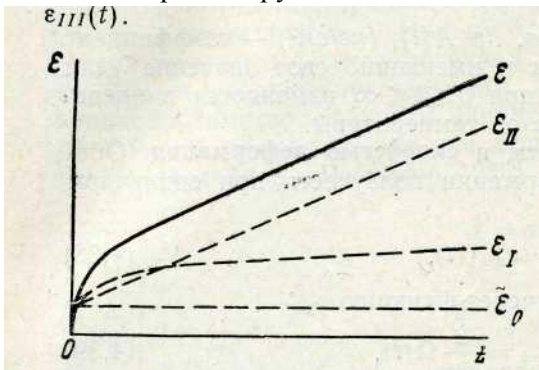


Рис. 67. Схема суммирования деформации

ползучести: $\epsilon = \epsilon_0 + \epsilon_I + \epsilon_{II}$

1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Напряженно-деформированное состояние мерзлого грунта с учетом фактора времени описывается реологическим уравнением состояния, связывающим между собой напряжение σ , деформацию ϵ , скорости их изменения во времени $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$ и $\dot{\epsilon} = \frac{d\epsilon}{dt}$ и температуру θ

$$\Phi(\sigma, \epsilon, \dot{\sigma}, \dot{\epsilon}, \theta) = 0. \quad (4,36)$$

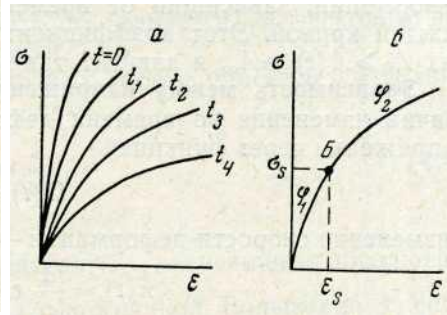
Вывод этого уравнения приводится в руководствах по механике грунтов (см., например, Вялов и др., 1962). Здесь же излагаются только частные закономерности деформирования (ползучести) при постоянном напряжении $\sigma = \text{const}$. Для этого следует установить зависимости между: напряжением и деформацией в любой момент времени; напряжением и скоростью деформации; деформацией, напряжением и временем. Последняя зависимость и является уравнением ползучести при $\sigma = \text{const}$.

зависимость между напряжением и деформацией можно получить из кривых ползучести (рис. 66, а), перестроив их в координатах напряжение—деформация. Так как при постоянном напряжении деформация возрастает во времени, то данному σ в разные моменты t_i будут

Для мерзлых грунтов кривая σ — ϵ нелинейна и состоит в общем (рис. 68, а) получится семейство кривых, параметром которых будет время t воздействия нагрузки. Верхняя кривая соответствует мгновенной деформации ($t=0$), а нижняя— предельно длительной ($t \rightarrow \infty$) при затухающем поопессе.

случае из двух участков (рис. 68, б). Точка В перегиба кривой соответствует достижению деформацией и напряжением некоторых критических значений $\epsilon = \epsilon_s$ и $\sigma = \sigma_s$, которые можно рассматривать как условный предел текучести, характеризующий переход деформации из первой стадии во вторую. Этот предел является переменным, зависит

Рис. 68. Зависимость между напряжением и деформацией: а — для различных



ных моментов времени $t_1 < t_2 < t_3 < t_4$, б — для одного из моментов t_i

от времени воздействия нагрузки и различен для разных кривых $\sigma-\varepsilon$. Для мерзлых грунтов, по опытным данным (Вялов и др., 1962), зависимость между напряжением и деформацией можно с достаточной для практики точностью представить в виде

$$\sigma = A(t) \varepsilon^m, \quad \text{при} \quad t > 0, \quad (4,37)$$

где $m < 1$ — коэффициент упрочнения, а $A(t)$ (кг/см^2) — коэффициент деформации, зависящий от времени и имеющий свое значение для каждой кривой. Этот коэффициент при $0 \leq t \leq \infty$ изменяется в пределах $A_0 \geq A(t) \geq A_\infty$ и зависит также от температуры.

Зависимость между напряжением и скоростью деформации. Обозначив изменение во времени деформации ползучести при единичном напряжении через функцию

$$\Omega(t) = \varepsilon_{\sigma=1}(t), \quad (4,38)$$

а изменение скорости деформации — через функцию

$$\kappa(t) = \frac{d}{dt} \varepsilon_{\sigma=1} = \frac{d}{dt} \Omega(t), \quad (4,39)$$

$$\text{имеем} \quad \Omega(t) = \int_0^t \kappa(t) dt.$$

Принимая во внимание (4,37), получаем

$$\Omega(t) = \frac{\varepsilon}{\sigma^n}; \quad \kappa(t) = \frac{1}{\sigma^n} \frac{d\varepsilon}{dt}, \quad (4,40)$$

где $n = \frac{1}{m}$.

Вид функций $\Omega(t)$ и $\kappa(t)$ показан на рис. 69. Если деформирование затухает, то при $t \rightarrow \infty$ функция $\kappa(t) \rightarrow \infty$; если же процесс незатухающий, то $\kappa(t)$ стремится к предельному значению $\kappa_\infty = \text{const}$, которое

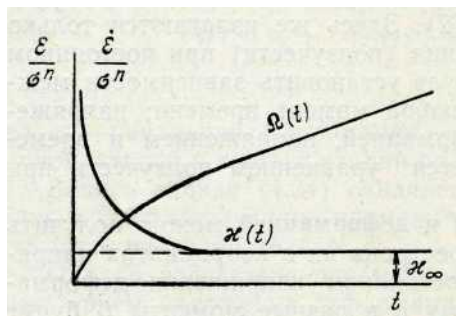


Рис. 69. Изменение деформации и ее скорости во времени

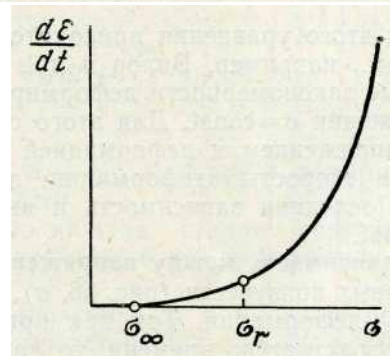


Рис. 70. Реологическая кривая

она принимает или при переходе процесса в стадию установившегося течения ($\varepsilon_{II} = \text{const}$), если процесс описывается уравнением (4,34), или стремится к нему асимптотически, если процесс описывается уравнением (4,35).

Зависимость между постоянной скоростью деформации в стадии установившегося течения $\varepsilon_{II} = \text{const}$ и напряжением (σ), отображается реологической кривой, строящейся в координатах $\sigma-\varepsilon_{II}$ (рис. 70). Для

мерзлых дисперсных грунтов эта кривая нелинейна, т. е. такие грунты не подчиняются закону течения идеальной ньютоновской жидкости, а имеют переменную вязкость $\eta = \eta(\sigma)$.

Кривая $\sigma - \dot{\epsilon}$ для льда и мерзлых дисперсных грунтов (рис. 70) имеет два участка, границей между которыми служит некоторое значение напряжения σ_r . При $\sigma < \sigma_r$ течение идет с малым нарушением структуры и с малым изменением вязкости. При $\sigma > \sigma_r$ начинается интенсивное разрушение структуры, вязкость меняется на несколько порядков и заметно зависит от напряжения.

Реологическая кривая для дисперсных систем описывается уравнением (Михайлов и Ребиндер, 1955)

$$\dot{\epsilon} = a sh \frac{\sigma}{\sigma^*}, \quad (4,41)$$

где $a = \frac{1}{\tau_0} e^{-\frac{E}{kT}}$ и $\sigma^* = \frac{kT}{\omega}$ — константы, зависящие от абсолютной температуры T , энергии активации E , постоянной Больцмана k , среднего времени «оседлой жизни» молекулы τ_0 , молекулярного объема ω . Константы a и σ^* определяются экспериментально.

Из формулы (4,41) следует, что вязкость зависит от напряжения:

$$\eta = \eta_m + (\eta_0 - \eta_m) \frac{\frac{\sigma}{\sigma^*}}{sh \frac{\sigma}{\sigma^*}}, \quad (4,42)$$

где η_0 и η_m — минимальное и максимальное значения η , соответствующие предельным значениям $\sigma \rightarrow 0$ и $\sigma \rightarrow \infty$.

Формула (4,41) применяется в теории ползучести металлов, но может применяться и к мерзлым грунтам. Однако чаще используется степенная зависимость (Нортон) между напряжением и скоростью установившегося течения, получаемая из выражения (4,40):

$$\dot{\epsilon}_{II} = \kappa_{\infty} \cdot \sigma^n. \quad (4,43)$$

Вязкость в этом случае изменяется по закону

$$\eta = \frac{\sigma^{1-n}}{\kappa_{\infty}}.$$

Формула (4,43) справедлива для льда при любом напряжении $\sigma > 0$, но для мерзлых грунтов зависимость между $\dot{\epsilon}$ и σ более строго выражается соотношением (Вялов, 1959)

$$\dot{\epsilon}_{II} = \kappa_{\infty} (\sigma - \sigma_{\infty})^n. \quad (4,44)$$

При $n \rightarrow 1$ формула (4,44) переходит в закон Бингама, применяемый в реологии коллоидных систем и грунтов.

В связи с разделением кривой $\dot{\epsilon} - \sigma$ на два участка (рис. 70) параметры κ и n в выражениях (4,43) и (4,44) могут изменять свои значения в точке $\sigma = \sigma_r$. Если n_1 соответствует участку $\sigma < \sigma_r$, а n_2 — участку $\sigma > \sigma_r$, то $n_2 > n_1$ и возможен случай, что $n_1 \rightarrow 1$.

Уравнение кривых ползучести при $\sigma = \text{const}$ выражается как зависимость деформации ϵ от функции напряжения $F(\sigma)$ и функции времени $\Omega(t)$. При описании деформирования по схеме (рис. 65, б) и уравнению (4,34), каждой стадии ползучести соответствуют свои значения

F и Ω , причем времена $t_{н.т}$ и $t_{пр}$ — перехода из одной стадии в другую — являются в свою очередь функциями σ . Если же исходить из уравнения (4,35) и схемы (рис. 67), что более удобно, и принять, что ϵ_I и ϵ_{II} геометрически подобны, то уравнение кривой ползучести принимает вид

$$\epsilon(t) = F_0(\sigma)\Omega_0 + F_I(\sigma)\Omega_1(t) + F_{II}(\sigma)\kappa_\infty t, \quad (4,45)$$

где функции F_0, F_I, F_{II} характеризуют связь между напряжением и деформацией соответственно для мгновенного состояния, затухающей ползучести и установившегося течения.

2. РЕЛАКСАЦИЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ

Релаксация — это процесс расслабления во времени напряжений, необходимых для поддержания некоторой постоянной деформации. Ее можно пояснить следующим примером. Пусть мы испытываем образец мерзлого грунта на сжатие при постоянном напряжении $\sigma = \sigma_0 = \text{const}$. В нем будет развиваться деформация ползучести, включающая упругую $\epsilon^{(e)}$ и пластическую $\epsilon^{(p)}$ части, $\epsilon(t) = \epsilon^{(e)} + \epsilon^{(p)}$.

Если в некоторый начальный момент времени ($t_i = 0$) потребовать, чтобы деформация больше не менялась ($\epsilon(t_i) = \epsilon_0 = \text{const}$), то для этого необходимо уменьшать во времени напряжение σ по некоторому закону $\sigma(t)$. Это изменение напряжения вызывается перераспределением упругой и пластической составляющих полной деформации, и поскольку $\epsilon^{(p)}$ во времени возрастает, то для соблюдения условия $\epsilon_0 = \epsilon^{(e)} + \epsilon^{(p)}$ должно уменьшаться $\epsilon^{(e)}$. Учитывая, что $\epsilon^e = \frac{\sigma}{E}$, имеем

$$\epsilon_0 = \frac{\sigma}{E} + \epsilon^p = \text{const}, \quad (4,46)$$

где σ должна уменьшаться по некоторому закону $\sigma = \sigma(t)$ (рис. 71, а), представленному кривой релаксации.

Кривая релаксации $\sigma = \sigma(t)$ определяется экспериментально при условии, что при заданной деформации измеряется уменьшающаяся

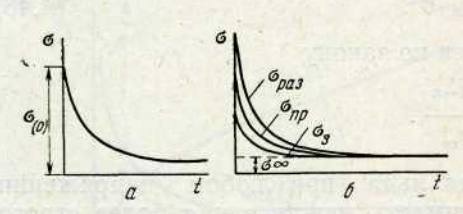


Рис. 71. Кривые релаксации (а) и длительной прочности (б)

нагрузка, поддерживающая $\epsilon_0 = \text{const}$, или по испытаниям на ползучесть, путем перестраивания кривых $\epsilon - t$ для разных $\sigma = \text{const}$ в кривые $\sigma - t$ для разных $\epsilon = \text{const}$.

Длительная прочность. В процессе незатухающей ползучести ($\sigma \rightarrow \sigma_\infty$) можно выделить три критических состояния. Первое из них, отображаемое на кривой ползучести точкой В (рис. 66, б), соответствует началу установившегося течения и достижению деформацией некоторого критического значения:

$$\epsilon(t) = \epsilon_{н.т} = \epsilon_s. \quad (4,47)$$

Это состояние содержит потенциальную возможность разрушения, так как установившееся течение неизбежно приводит к нему со временем. Напряжение (σ_1), вызывающее это состояние, рассматривается как условный, переменный во времени предел текучести (рис. 68).

Второе критическое состояние, отображаемое точкой В (рис. 66, б), соответствует переходу установившегося течения в прогрессирующую

стадию и обуславливается достижением деформацией второго критического значения

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_{\text{пр}}^* \quad (4,48)$$

Это состояние предшествует разрушению.

Наконец, третья критическая точка (рис. 66,6) соответствует непосредственно моменту разрушения.

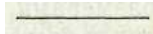
состояний зависит от величины напряжения: чем меньше σ , тем через большее время наступают указанные состояния, если построить график $\sigma-t$ (рис. 71, б), то полученные кривые отобразят снижение прочности. Нижняя кривая соответствует изменению во времени предела текучести σ_s , средняя — изменению напряжения $\sigma_{\text{пр}}$, вызывающего прогрессирующее течение, и верхняя кривая — изменению разрушающего напряжения $\sigma_{\text{раз}}$. Все эти кривые имеют общую асимптоту — предел

Из рисунка 66 следует, что время наступления этих критических длительной прочности. Начальные координаты кривых соответствуют значениям этих напряжений при мгновенной нагрузке.

по величине разрушающего напряжения $\sigma_{\text{раз}}$ а для вязко деформирующихся мерзлых грунтов в качестве условного критерия прочности можно принять напряжение $\sigma_{\text{пр}}$, вызывающее прогрессирующее течение.

Для хрупких грунтов наиболее целесообразны оценка прочности

Понятие длительной прочности теряет смысл для льда и разжиженных грунтов со слабо выраженной структурой, но имеет реальный смысл для структурных грунтов, и в том числе для малольдистых мерзлых грунтов, в которых разрушение структуры и процесс деформирования приводит к возникновению прогрессирующего течения и разрушения (Вялов и др., 1962).



Глава V СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

V-1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопросы строения и свойств мерзлых пород в той или иной мере затрагиваются во всех главах учебника. Как указывалось в параграфе IV-1, важнейшей характеристикой мерзлых горных пород является их состав. Но, помимо этого, свойства мерзлых пород определяются также их строением, т. е. пространственным взаиморасположением и взаимодействием обособленных или качественно различных составных частей породы.

В *строении пород* обычно различают взаимосвязанные между собой *структуру* и *текстуру* породы, причем структура включает более мелкие, а текстура — более крупные пространственные признаки.

Структурой горной породы называют (Шумский, 1957) особенности строения, обусловленные размерами, формой, относительным количеством и ориентировкой составных частей породы.

Текстура породы определяется, как пространственное расположение ее составных частей и степень заполнения породой пространства: она включает такие признаки, как слоистость, сланцеватость, характер отдельности.

Формирование структур и текстур мерзлых горных пород зависит прежде всего от состава пород, их генезиса, фациальных особенностей, от характера процессов диагенеза и выветривания и от различных физических и физико-химических процессов, как например, распределение напряжений и деформаций в породах, их растрескивание[^] изменение температурного и влажностного режимов и т. д. Все эти факторы и условия определяют унаследованные особенности состава, структур и текстур эпигенетических мерзлых толщ, а условия промерзания определяют характер их криогенного (по содержанию и размещению льда) строения. Для сингенетических толщ в дополнение к этому состав, структуры и текстуры мерзлых пород определяются еще и соотношением осадконакопления и характера их промерзания.

Изучение состава, структур и текстур мерзлых пород является основой мерзлотно-фациального анализа (Катаюонов, 1959, 1960), т. е. реконструкции обстановки, условий и процессов образования мерзлых пород. Фациальный анализ мерзлых пород в сочетании с методами исторической геологии, палеогеографии и теплового моделирования позволяет развивать историческое мерзлотоведение, аналогичное исторической геологии.

У-2. ВИДЫ СТРУКТУР МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. УСЛОВИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

Структурные особенности мерзлых пород определяются в основном двумя факторами: характером унаследованных геологических структур промерзающих пород и характером содержащегося в них породообразующего материала — льда.

В скальных породах при их промерзании лед образуется только в трещинах и пустотах. В силу этого при промерзании скальных пород структуры их не изменяются, а заполняющий трещины и пустоты лед является самостоятельной горной породой. Структура этих льдов определяется комплексом факторов и условий, связанных с геологической историей развития самих пород, их гидрогеологической характеристикой и условиями промерзания.

В рыхлых породах до их промерзания различают агломератные структуры, названия которых соответствуют гранулометрическому составу пород: телитовые структуры глин, алевролитовые структуры пылеватых пород, псаммитовые структуры песков, псефитовые структуры грубообломочных пород, подразделяющиеся на брекчиевые и конгломератовые. Те же структуры свойственны и мерзлым породам, но, по П. А. Шумскому (1957), геологическая характеристика структуры породы должна в этом случае дополняться определением типа и структуры ледяного цемента.

В зависимости от заполнения пор льдом различают следующие типы льда-цемента:

- 1) контактный, — расположенный только в местах контакта частиц скелета;
- 2) пленочный, — обволакивающий поверхность частиц, оставляя часть пор незаполненными;
- 3) поровый, — заполняющий поры целиком, и
- 4) базальный, — образующий основную массу породы и разобщающий частицы минерального скелета.

Тип ледяного цемента мерзлой рыхлой породы зависит от ее начальной влажности и от миграции влаги при промерзании. Контактный и пленочный типы льда-цемента наблюдаются в неполно насыщенных водой песчаных и грубообломочных породах; поровый — в тех же, но водонасыщенных породах, а пылеватые и особенно глинистые породы обладают в большинстве случаев базальным ледяным цементом, состоящим из ультрамикроскопических кристаллов (Шумский, 1957).

Структура льда-цемента относится к типу кристаллически-зернистых структур. В зависимости от размеров зерен, можно различать явнокристаллические (крупно-, средне- и мелкозернистые) и скрытокристаллические (микрокристаллические и ультрамикрокристаллические) структуры, а также равномернозернистые и порфиоровые (неравномернозернистые) структуры.

В зависимости от формы и кристаллографической ориентировки зерен различают структуры:

- а) неправильнозернистую (аллотриоморфнозернистую) — зерна не правильные, деформированные под действием окружающих зерен; кристаллографическая ориентировка беспорядочная;
- б) призматическую (панидиоморфнозернистую) — кристаллы имеют правильную кристаллическую форму и упорядоченную линейную ориентировку;
- в) промежуточную между двумя первыми (гипидиоморфнозернистую). У льда промежуточные структуры бывают двух видов: пластин-

чатая (зерна сплющены по главной оси) и столбчатая (зерна вытянуты по главной оси).

В зависимости от соотношения зерен льда-цемента с частицами скелета породы различают структуры:

а) межчастичную (интерсертальную) — зерна цемента расположены в единичных промежутках между частицами скелета и не превышают их по размерам и

б) объемлющую (пойкилитовую) — зерна цемента крупнее частиц скелета и обволакивают их.

Полные определения структуры мерзлой породы должны включать указанные выше характеристики, например, для пылеватого суглинка — алевритовая объемлющая структура с неправильно зернистым базальным ледяным цементом и т. п. (Шумский, 1957).

Размер кристаллов льда-цемента зависит от размеров пор породы, ее влажности и от скорости замерзания. В мерзлых породах преобладают межчастичные структуры, при которых в глинистых и пылеватых породах лед-цемент является скрытокристаллическим, а в грубодисперсных породах — явнокристаллическим. Но иногда тонкодисперсные породы бывают настолько водонасыщены, что в них встречаются объемлющие структуры (Шумский, 1955).

Ледяной цемент обладает равномернозернистой структурой. Псевдопорфиновые структуры возникают лишь вторично под влиянием механических воздействий.

Неправильнозернистые и пластинчатые структуры у льда возникают в процессе зарождения новых кристаллов, а призматические и столбчатые — при преобладании вынужденной ортотропной кристаллизации (ориентированного роста существующего агрегата кристаллов). У льда-цемента, по-видимому, преобладают неправильнозернистые структуры с хаотической кристаллографической ориентировкой, так как в мерзлых породах всегда имеется большое количество ядер кристаллизации, а также потому, что теплоотдача при промерзании идет в основном через более теплопроводный скелет. В таких условиях зарождающиеся кристаллы ориентируются главными осями преимущественно по нормали к поверхности минеральных частиц, т. е. во всевозможных направлениях (Dobrowolski, 1923, Шумский, 1955).

У-3. ТЕКСТУРЫ МЕРЗЛЫХ ПОРОД. УСЛОВИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

Наличие текстуры в горных породах, как следует из приведенного выше определения, всегда связано с некоторой дифференциацией составных частей породы в пространстве, а отсутствие дифференциации приводит к бестекстурности, условно называемой «массивной структурой».

Текстура мерзлой породы создается взаиморасположением сцементированных льдом минеральных или органоогенно-минеральных агрегатов и шлиров конституционного льда. Шлирами в петрографии называют минеральные тела, выделившиеся в процессе дифференциации во время затвердевания сложного химически расплава (конституционные шлиры), а также продукты внедрения расплава в другие горные породы (инъекционные шлиры).

Типы текстур мерзлых пород. Общепринятой классификации текстур мерзлых пород пока еще нет. Наиболее часто, в зависимости от наличия формы и расположения ледяных шлиров, различают следующие типы криогенных текстур (Шумский, 1957):

1) массивная криогенная текстура — ледяные шлиры отсутствуют;

2) слоистая криогенная текстура — имеются ледяные шпилы в виде взаимно параллельных слоев или линз (рис. 72);

3) ячеистая призматическая (или параллелепипедальная) криогенная текстура (рис. 73).

Второй и третий типы криогенных текстур в зависимости от размеров слоев и ячеек можно соответственно подразделять на микро-, мелко- и толстослоистые и микро-, мелко- и крупноячеистые криогенные текстуры.

Между указанными типами криогенных текстур имеются многочисленные и разнообразные промежуточные текстуры, например пор-

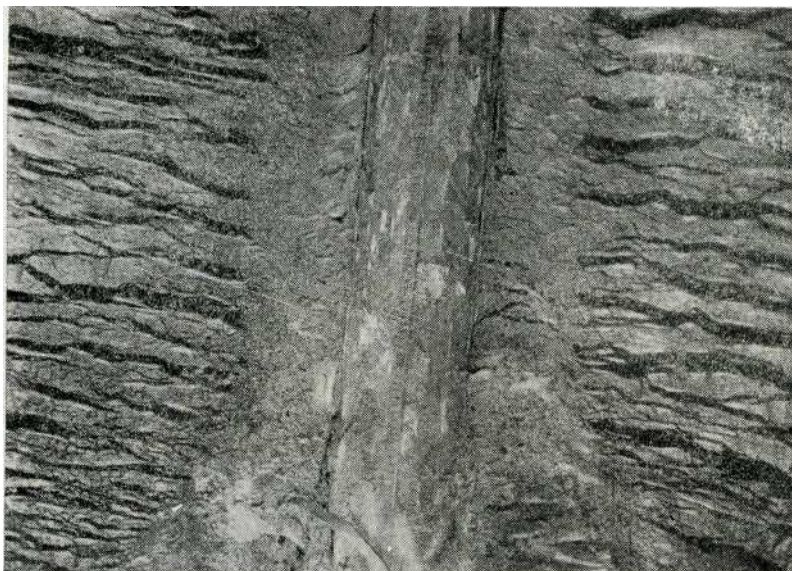


Рис. 72. Слоистая криогенная текстура. Пылеватый суглинок

фировидные текстуры (рис. 74) или слоисто-ячеистые текстуры (рис. 75) и т. д. Для различных генетических типов сингенетически промерзающих пород Е. М. Катасонов (1961) предложил следующие разновидности криогенных текстур, сведенные в табл. 19 и 20.

Генезис текстур. Главную роль в развитии текстур мерзлых горных пород играет льдовыделение (см. IV-4) и возникающие при этом сегрегационные льды. Крупные массы инъекционных и жильных льдов, которые будут описаны ниже, уже выходят за пределы развития собственно текстур и рассматриваются в главе VI как крупные ледяные структуры или мерзлотные физико-геологические явления.

Возникновение ледяных текстур в глинистых мерзлых породах объяснялось различными исследователями влиянием целого ряда факторов: 1) понижением температуры кристаллизации воды в мелких порах и зарождением кристаллов льда преимущественно в крупных порах, 2) наличием в породах перерывов сплошности и плоскостей более слабого сцепления, 3) гранулометрическим составом пород, 4) минералогическим составом, 5) составом обменных оснований в них, 6) сжимаемостью пород, 7) величиной усадки и склонностью к растрескиванию при промерзании, 8) начальной влажностью и скоростью миграции, 9) направлением изотермических поверхностей, 10) величиной темпера-

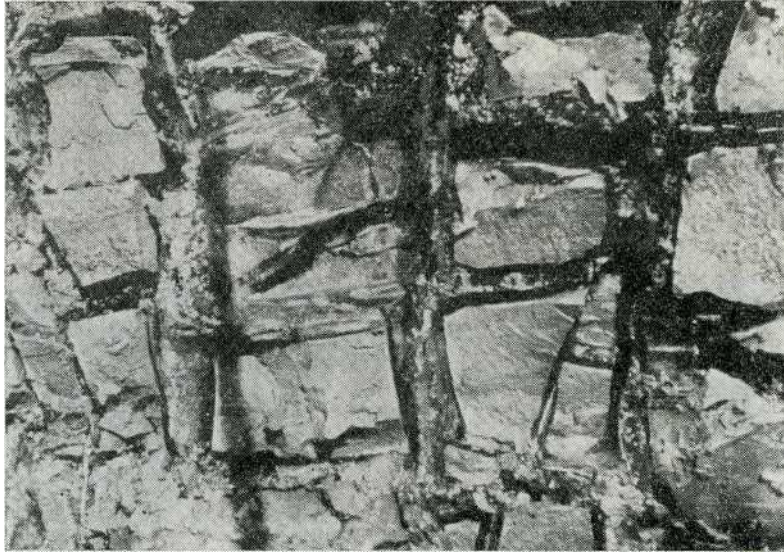


Рис. 73. Ячеистая криогенная текстура. Тяжелая глина

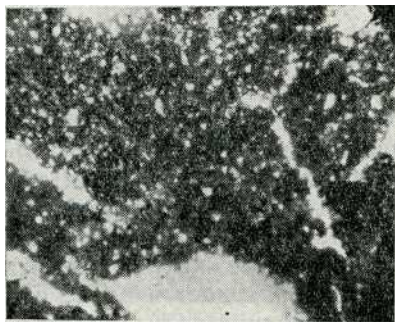


Рис. 74. Порфировидная криогенная текстура. Мерзлый лессовидный суглинок. Увеличено в 40 раз (фото А. Я. Литвинова)

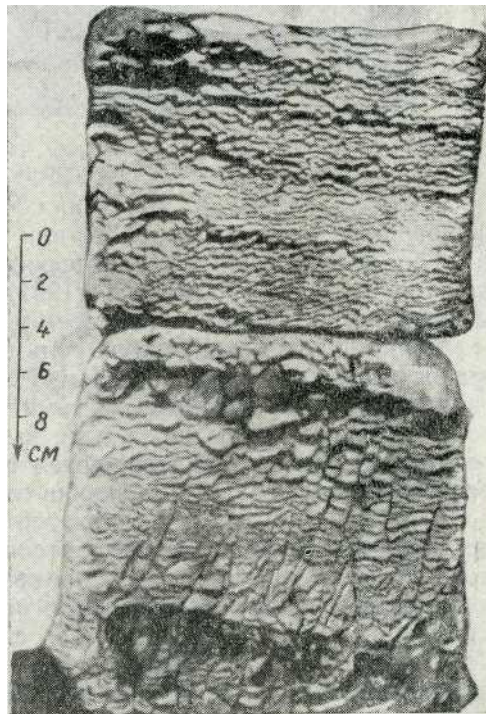
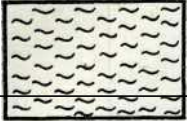
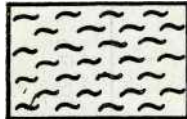





Рис. 75. Слоисто-ячеистая текстура. Пылеватый суглинок (фото Е. М. Катасонова)

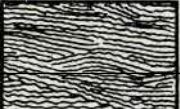
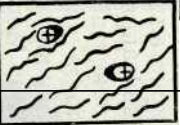
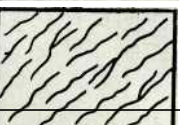

Криогенные текстуры делювиальных отложений (составил Е. М. Катасонов)


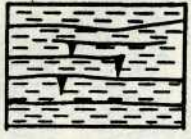
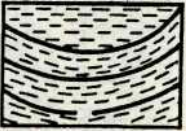

Схематическая зарисовка криогенных текстур	Толщина ледяных включений, мм	Название криогенных текстур	В каких породах, при каких условиях образуется данная текстура	Название фаций, для которых характерна данная текстура*	Влажность, % к сухой навеске
	ДО 1	Тонкая линзовидная	В мало увлажненных и равномерно увлажненных суглинках	Фация крутых, мало обводненных, задернованных склонов	20—40
	до 5—6	Крупная линзовидная	В достаточно увлажненных суглинках и супесях	Фации пологих, мало обводненных, задернованных склонов	30—60
	до 30—35	Пологоволнистая, сетчатая	В незаторфованных переувлажненных суглинках, супесях, пылеватых песках	Фации пологих, сильно обводненных, нездернованных и задернованных склонов	60—140
	до 60	Поясковая (полосчатая)	В сильно переувлажненных щебнистых суглинках	Фация заболоченных склонов	100—500 и более
	до 20	Корковая	В продуктах разрушения коренных пород (ледяные чехлы)	Фация крутых и пологих склонов, сложенных скальными породами	15—40

* Содержание этой графы подлежит дальнейшей доработке и уточнению.

турного градиента и градиента влажности, 11) соотношением скоростей теплоотдачи и выделения тепла кристаллизации подтягиваемой воды, 12) различием сопротивления раздвигания породы в разных направлениях, и, наконец, 13) хаотической ориентировкой кристаллических зародышей, неодинаковой скоростью роста кристаллов льда и процессами отбора кристаллов вследствие различий в условиях питания и роста (Войцус, 1923; Taber, 1929, 1930; Морошкин, 1933; Сумгин, 1937; Штукенберг; Beskow, 1947; Быков и Каптерев, 1938; Rtickli, 1948, 1950; Шумский, 1955 и др.).

Криогенные текстуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений (составил Е. М. Катасонов)

Схематическая зарисовка криогенных текстур	Мощность ледяных включений, мм	Название криогенных текстур	В каких породах, при каких условиях образуется данная криогенная текстура	Генетический тип породы	Название фаций, для которых характерна данная криогенная текстура	Влажность, % к сухой навеске
	до 1—1,5	Волнистая унаследованная	В пылеватых тонкослоистых мало увлажненных супесях	Русловой аллювий	Фация прирусловых отмелей	20—30
	до 5—8	Косолинзовидная	В пылеватых, иногда гравийно-галечных песках	То же	Пристречневая фация	40—60
	до 1,0	Косолинзовидная	В заиленных суглинках, супесях (донные отложения)	Старичный аллювий	Фация постоянно обводненных стариц	60-80
	до 20—25	Косослоистая	То же	То же	То же	70—80

5		до 15	Смешанная (перистая)	В суглинках и супесях, промерзавших как донные осадки и как сезонноталый слой		Фация периодически обсыхающих пойменных ложбин	45—80
6		до 10	Горизонтально-параллельно-слоистая, линзовидная	В малозаторфованных лессовидных суглинках деятельного слоя	Пойменный аллювий	Фация средней поймы	35—55
7		до 20	Вогнуто-параллельно-слоистая, линзовидная	В заторфованных суглинках, супесях деятельного слоя	То же	Фация высокой поймы с полигональным микрорельефом	50-70
8		до 20	Вогнуто-параллельно-слоистая, сетчатая	В незаторфованных суглинках, супесях, пылеватых песках, деятельного слоя снизу	То же	Фация мокрого луга и вторичных водоемов	70—100 и более

Вообще образование криогенных текстур зависит от всех факторов, влияющих на фазовые переходы и на миграцию воды в замерзающих и мерзлых породах. Все указанные выше факторы несомненно влияют на формирование текстур комплексно и взаимосвязанно. Поэтому выделить и оценить роль и значение отдельных факторов очень трудно. В настоящее время можно охарактеризовать влияние только основных и наиболее исследованных факторов. Известно, что в основе образования криогенных текстур, обусловленных расположением сегрегационных льдов в мерзлых породах, лежит процесс миграции влаги при их промерзании.

В связи с этими основными факторами образования криогенных текстур являются: 1) состав породы и ее текстура до промерзания, 2) влажность промерзающей породы и возможность подтягивания воды к фронту промерзания из нижележащих непромерзших слоев, 3) скорость промерзания или градиент температуры в уже промерзшем слое породы и его теплопроводность. Эти факторы уже рассматривались в параграфе IV-4. В параграфе III-23 сформулировано условие образования сегрегационных льдов. Это условие записано в виде формулы (3,137).

Согласно этому условию, при большой скорости промерзания влага не успевает мигрировать к фронту промерзания и замерзает в основном там, где находится, образуя отдельные микро- и макрокристаллы льда-цемента.

Кристаллы льда зарождаются раньше в более крупных порах, где вода менее связана. Зародыши льда ориентируются беспорядочно и стремятся расти преимущественно в базисной плоскости (Шумский, 1954, 1955). Преимущественное развитие зародившихся раньше других кристаллов происходит потому, что они успевают использовать запасы окружающей влаги. В этом случае образуется массивная криогенная текстура и чем больше градиент температуры и быстрее замерзание породы, тем мельче кристаллы льда.

Если градиент температуры и скорость промерзания достаточно малы, чтобы наступило равенство оттока тепла к поверхности и выделяющегося тепла кристаллизации воды, мигрирующей к фронту промерзания, то образуются горизонтальные прослойки льда, перпендикулярные направлению теплового потока, как описано в параграфе IV-4. В этом случае образуется слоистая текстура.

При относительно резких колебаниях на поверхности и в растущей ледяной прослойке миграция влаги не успевает восстановить убыль влаги, идущей на ее рост. Вследствие этого в незамерзшем слое грунта, подстилающем снизу ледяную прослойку, создается градиент влажности, и грунт растрескивается на параллелепипедальные отдельные участки. В образовавшиеся трещины (усыхания), перпендикулярные ледяной прослойке, мигрирует влага, образующая вертикальные прослойки льда. Таким образом создаются ячеистые текстуры.

Следует иметь в виду, что слоистые текстуры могут образовываться двумя путями: 1) при промерзании первоначально талой породы, подстилаемой слоем немерзлой породы, как было описано выше, и 2) при повторных периодических промерзаниях слоя летнего протаивания над многолетнемерзлой толщей (в случае накопления осадков).

В первом случае образуются так называемые *эпигенетические текстуры*, слоистые и ячеистые, характеризуемые тем, что прослойки льда и ячейки становятся с глубиной мощнее и крупнее, и расстояния между ними увеличиваются.

Во втором случае при накоплении осадков на поверхности, подсти-

лаемой многолетнемерзлой толщей, летом вода просачивается сквозь слои сезонного протаивания и мигрирует к поверхности мерзлоты, а при наступлении морозов промерзает, образуя прослойку льда над поверхностью мерзлой толщи. По мере накопления осадков, верхняя поверхность мерзлой толщи передвигается снизу вверх и в последней последовательно фиксируются параллельные прослойки льда, образующие в совокупности слоистую текстуру многолетнемерзлой породы. Образовавшиеся таким способом слоистые ледяные текстуры называются *сингенетическими*.

Эпигенетическими и сингенетическими называются также мерзлые толщи, обладающие соответствующими текстурами и промерзавшие в первом случае — после образования, а во втором — одновременно с их образованием.

Эпигенетические мерзлые толщи возникают в местах отступления водоемов, речных русел, регрессии моря. Мерзлые породы в этом случае отличаются меньшей льдистостью, чем сингенетические мерзлые толщи. Мощность слоя с эпигенетическими текстурами обычно ограничивается глубиной распространения сезонных колебаний температуры. Глубже ледяные слои отсутствуют и наблюдается массивная текстура.

Сингенетические мерзлые толщи развиваются в пойменных условиях и там, где возможно накопление осадков (Попов, 1953, 1955). В случаях равновесия опускания местности и накопления осадков, мощность сингенетических мерзлых толщ может достигать нескольких десятков метров. Их льдистость обычно значительно выше, чем льдистость эпигенетических мерзлых толщ, и достигает иногда 60—80%. При промерзании в начале зимы, в слое сезонного протаивания довольно часто возникают замкнутые системы и возможны возникновения напорной боковой миграции и линз инъекционного льда.

Следует заметить, что мерзлые толщи с чисто эпигенетическими слоистыми и сингенетическими текстурами редки и могут встречаться только при относительно малых глубинах многолетнего промерзания. При глубоком многолетнем промерзании эпигенетические и сингенетические слоистые ледяные текстуры формируются только в верхних частях мерзлых толщ, а ниже залегают эпигенетически промерзшие слои с массивной эпигенетически образовавшейся текстурой. Такие мерзлые толщи с генетически смешанными текстурами, по предложению И. Я. Баранова, называются *полигенетическими*.

Криогенные текстуры мерзлых пород чаще всего наблюдаются в первичном залегании, но вообще возможно их частичное или полное изменение вследствие наложения различных вторичных мерзлотных процессов, например частичного протаивания и нового промерзания, частичного размыва и образования новых текстур при возобновлении отложения осадков и т. д. Некоторые из таких процессов описаны в главе VI.

V-4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛЬДА В МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Из сказанного выше видно, что лед, формирующийся в породах при их промерзании, по его структурным и текстурным особенностям, по условиям образования и залегания, можно подразделять на ряд генетических типов.

Среди процессов образования подземных льдов выделяются три основные группы, которым соответствуют три типа льдов: 1) промерзание увлажненных горных пород создает конституционные льды; 2) заполнение льдом полостей в мерзлых породах вызывает образование

пещерно-жильных льдов; 3) погребение наземных льдов дает погребенные льды (Шумский, 1959).

В таблице 21 приведена классификация подземных льдов по П. А. Шумскому (1959), в которой выделяются одиннадцать генетических типов подземных льдов, процессы образования которых выражены в их названиях.

Т а б л и ц а 2 1

Классификация генетических типов подземных льдов по П. А. Шумскому

Конституционные льды		Лед-цемент мерзлых горных пород Сегрегационные льды Инъекционные льды
Пещерно-жильные льды	Жильные льды	Жильные льды Повторно-жильные льды
	Пещерные льды	Термокарстово-пещерные льды Карстово-пещерные льды
Погребенные льды	Конжеляционные льды	Автохтонные льды гидроэффузивов (наледей), промерзших водоемов и донные Аллохтонные речные, озерные и морские льды
	Осадочно-метаморфические льды	Снежные (инфильтрационные) льды Ледниковые (динамометаморфические) льды

Следует отметить, что распространенность указанных типов льдов убывает приблизительно в порядке нумерации. Наиболее распространен лед-цемент и сегрегационные прослойки, менее — жильные льды и наледы, еще менее — погребенные льды. Величина отдельных включений или масс льда в указанных выше типах, наоборот, возрастает с их порядковым номером.

Выделение генетических типов льда полезно при рассмотрении мелиорации мерзлых толщ, микрорайонировании мерзлотных условий, при изучении мерзлотно-геологических явлений, и особенно термокарста, и при решении многих вопросов мерзлотной съемки и инженерного мерзлотоведения.

У-5. ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Известно, что свойства вещества, например его прочность, электропроводность, плотность и т. д., зависят от состояния вещества, т. е. от термодинамических параметров, и в первую очередь от температуры. Поэтому различные так называемые физические константы, характеризующие свойства мерзлых пород, могут быть действительно постоянными только при строго определенных термодинамических равновесных состояниях последних и при отсутствии влияния фактора времени. Такие условия в мерзлых толщах фактически никогда не осуществляются, так как в последних все время изменяются в большей или меньшей степени температуры, напряжения деформации, количества незамерзшей воды, а поэтому и теплофизические, механические, электрические и другие физические свойства.

Но в реальных условиях относительно динамики физических свойств мерзлых пород можно высказать следующие положения.

1. Термодинамические параметры изменяются в общем закономерно, вызывая закономерные изменения состояния мерзлых пород и соответственно их физических свойств в некоторых пределах; поэтому нужно изучать закономерности и пределы изменения физических свойств в зависимости от изменений, влияющих на них факторов.

2. Физические свойства мерзлых грунтов относительно и зависят от характера и свойства воздействий. Примером этого является изменение свойств льда и мерзлых грунтов, в частности их прочности при реологических процессах (см. IV-8).

3. Свойства мерзлых рыхлых пород очень чувствительны к изменению температуры, так как в них, особенно при изменении последней вблизи нуля градусов, резко изменяется содержание незамерзшей воды. Изменение количества незамерзшей воды влияет на большую часть физических и химических свойств дисперсной мерзлой породы.

4. При промерзании дисперсных и особенно глинистых пород в связи с миграцией влаги и льдовыделением резко изменяется их строение, что также влияет на их физические и механические свойства. Следует иметь в виду, что повторные замерзания и оттаивания дисперсных пород могут приводить к необратимым изменениям их свойств по сравнению с состоянием до замораживания: грунт изменяет структуру, и в том числе дисперсность, в нем увеличивается количество свободной воды, возрастает фильтрационная способность, изменяется прочность, электрические свойства и т. д.

5. Влажные песчаные грунты при промерзании резко изменяют свои свойства при отрицательных температурах, близких к нулю; глинистые же грунты при замерзании изменяют свои свойства более монотонно и плавно в более значительном диапазоне отрицательных температур. Неразрушенные скальные породы изменяют свои физические и механические свойства в наименьшей мере.

1. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ДИСПЕРСНЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД¹

Теплота кристаллизации, как известно, для чистой воды равна 79,69 кал/г. В параграфе IV-3 указывалось, что температура кристаллизации воды зависит от степени ее связанности или от средней величины энергии активации молекул. От этих же величин должна зависеть и теплота кристаллизации, однако изменение последней в зависимости

Коэффициент теплопроводности λ определяется из формулы Фурье:

$$Q = -\lambda \frac{\Delta t}{\Delta z} S \tau, \text{ откуда}$$

$$\lambda = \frac{Q}{\tau} \cdot \frac{1}{S} \cdot \frac{\Delta z}{\Delta t} \frac{\text{кал} \cdot \text{см}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}, \quad (5,1)$$

где Q — количество тепла, прошедшего через площадь S в перпендикулярном к ней направлении за время τ при градиенте температуры $\frac{\Delta t}{\Delta z}$.

Если некоторый объем грунта находится при температуре ниже 0°C и в нем существует градиент и некоторый тепловой поток, то льдистость (лед-цемент) грунта будет возрастать в направлении от более высоких к более низким температурам. А так как коэффициент теплопровод-

от температуры и адсорбционных связей до сих пор изучено недостаточно.

¹ Составлено по Г. А. Мартынову. См. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», сб. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.

ности льда почти в четыре раза больше, чем воды, то грунт будет неоднороден по своему строению, даже в случае одинаковой по всему объему влажности. Таким образом, X мерзлых рыхлых грунтов является функ-

Так как коэффициент λ сильнее всего зависит от льдистости, можно приближенно считать его линейной функцией последней, т. е.

$$\lambda(t) = \lambda_T \left[1 + \left(\frac{\lambda_M}{\lambda_T} - 1 \right) \frac{i_0(t)}{i_{\max}} \right], \quad (5,2)$$

где $i_0(t)$ — относительная льдистость грунта, λ_T — коэффициент теплопроводности талого грунта, λ_M — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта при достаточно низкой температуре t_M , при которой фазовые превращения фактически закончились [$i(t_M) \approx i_{\max}$].

Таким образом, пределы изменения λ при замерзании грунта определяются отношением $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$, а зависимость от температуры — характером кривой льдистости.

Отношение $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$ зависит от состава и дисперсности, выражаемых объемным весом грунта γ , его влажности ω и других причин. Чем меньше влажность грунта, тем меньше изменение λ в результате промерзания грунта. В очень рыхлых породах $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$ может быть даже меньше единицы (т. е. $\lambda_M < \lambda_T$) за счет увеличения пористости при раздвигании частиц грунта образующимися кристаллами льда. Так, для чернозема при $\omega = 5,2\%$ $\lambda_M = 0,83 \lambda_T$, а при $\omega = 28\%$, $\lambda_M = 1,3 \lambda_T$ (при $\gamma = 0,95 \text{ г/см}^3$). Дисперсность и минералогический состав грунта сказываются преимущественно не на отношении $\frac{\lambda_M}{\lambda_T}$, а на зависимости λ от температуры кривой температуры (Мартынов, 1957).

Изучая *теплоемкость* промерзающих и протаивающих грунтов, различают истинную теплоемкость C , численно равную количеству тепла, которое нужно сообщить единице веса породы, чтобы изменить ее температуру на 1°C при отсутствии фазовых переходов и эффективную теплоемкость $C_{\text{эф}}$, равную суммарному количеству тепла, идущего на изменение температуры и на фазовые превращения.

Истинная теплоемкость мерзлого грунта C , в зависимости от масс и теплоемкостей его составных частей, равна

$$C = \frac{1}{m} (m_M c_M + m_H c_H + m_L c_L), \quad (5,3)$$

где m — масса мерзлого грунта; m_M , m_H , m_L — соответственно массы

минерального скелета, незамерзшей воды и льда; c_m, c_n, c_l — соответственно теплоемкости минерального скелета, незамерзшей воды и льда. *Эффективная теплоемкость* промерзающего или протаивающего дисперсного грунта $C_{эф}$ в отличие от выражения (5,3) учитывает выделение или поглощение теплоты кристаллизации воды q_0 при любом изменении отрицательной температуры и равна

$$C_{эф} = \frac{1}{m} \left(m_m c_m + m_n c_n + m_l c_l - q_0 \frac{dm_l}{dt} \right). \quad (5,4)$$

В этом выражении величина $\frac{dm_l}{dt}$ — всегда отрицательная, так как

льдистость возрастает с убыванием температуры. 180

Теплоемкость минерального скелета c_m изменяется от $0,17$ кал/г-град для песка до $0,22$ кал/г-град для глины. Теплоемкость незамерзшей воды c_H незаметно отличается от единицы (Скуратов, 1951); теплоемкость льда равна $0,5$ кал/г-град.

Сильнее всего на величину теплоемкости влияет влажность и льдистость грунта. Принимая во внимание, что $m_H + m_L = m_B$ (масса всей воды), $\frac{m_B}{m} = \omega_{об}$ (общая влажность), $\frac{m_L}{m_B} = i(t)$ (относительная льдистость), из формулы (5,3) получим

$$C = [(1 - \omega_{об})c_m + \omega_{об}c_H] - \omega_{об}(c_H - c_L)i(t), \quad (5,5)$$

где от температуры практически зависит только $i(t)$. Поэтому изменение C в основном определяется кривой льдистости грунта.

Если в (5,4) вместо $\frac{m_L}{m} = \omega_{об}$ подставить $i(t)$ и учесть (5,3) и (5,5), то получим

$$C_{эф} = C - q_0 \omega_{об} \frac{di(t)}{dt}. \quad (5,6)$$

В области значительных фазовых переходов эффективная теплоемкость грунта обычно во много раз больше истинной и определяется главным образом членом $q_0 \omega_{об} \frac{di(t)}{dt}$. При $t=0$ (начало замерзания воды) $C_{эф}$ равна бесконечности и теряет свой физический смысл. В этом случае выделение теплоты кристаллизации приходится учитывать другим способом (Колесников и Мартынов, 1953).

объемной теплоемкости C_v , которая равна

$$C_v = \frac{dq'}{dt} = \frac{1}{V} \frac{dQ}{dt}, \quad (5,7)$$

где $q' = \gamma q$ — количество тепла, нагревающее единицу объема на 1°C ; γ — объемный вес; V — объем всего грунта. Отсюда

$$C_v = \gamma C, \quad (5,8)$$

а эффективная объемная теплоемкость

Иногда вместо удельной теплоемкости (c) пользуются величиной

$$C_{v,эф} = \gamma C_{эф} = \gamma \left(C - q_0 \omega_{об} \frac{di(t)}{dt} \right). \quad (5,9)$$

Коэффициент температуропроводности K , характеризующий скорость распространения в среде температурной волны, равен

$$K = \frac{\lambda}{\gamma C}, \quad (5,10)$$

и коэффициент эффективной температуропроводности $K_{эф}$ выражается формулой

$$K_{эф}(t) = \frac{\lambda}{\gamma C_{эф}} = \frac{\lambda}{\gamma \left(C - q_0 \omega_{об} \frac{di(t)}{dt} \right)}. \quad (5,11)$$

Величина K сравнительно слабо зависит от температуры и обычно $D_m = (1,3—1,5) \text{ Кт}$. Но $K_{эф}$ в области значительных фазовых переходов сначала резко убывает с понижением температуры и лишь затем постепенно увеличивается, стремясь в пределе к значению K .

2. ВОДНЫЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД *

Промораживание различно изменяет водопроницаемость и водопоглотительную способность песчаного грунта в зависимости от того, полностью или частично поры грунта заполнены водой.

При частичном заполнении пор песчаного грунта водой, промораживание резко уменьшает его водопроницаемость, а при полной водонасыщенности промерзшие и песчанистые или скелетные грунты практически являются водонепроницаемыми.

Мерзлые дисперсные глинистые грунты всегда содержат некоторое количество незамерзшей воды и поэтому их нельзя считать абсолютно водонепроницаемыми. Так, по данным В. И. Иванова, мерзлый тяжелый суглинок при влажности около 24% и температуре —ГС обладал водопроницаемостью, и его коэффициент фильтрации был равен около 14×10^{-10} см/сек, т. е. был того же порядка, как и для талых очень плотных и тяжелых глин (Иванов, 1957).

3. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД²

Эти свойства грунтов резко и различно изменяются при промерзании в зависимости от типа грунта и условий промерзания.

Суммарная влажность. Если при промерзании влага не мигрирует, а замерзает на месте, то суммарная влажность практически не меняется.

Если же при промерзании грунта влага мигрирует, то влажность меняется и могут иметь место два случая: а) промерзание с подтоком влаги извне рассматриваемого объема грунта и б) промерзание грунта без подтока влаги извне и с перераспределением влаги, содержащейся в грунте до промерзания. В первом случае суммарная влажность в рассматриваемом объеме грунта может возрастать на десятки и даже сотни процентов, во втором — влажность увеличивается в слоях, близких к поверхности охлаждения, а в удаленных от нее слоях влажность уменьшается. Это положение справедливо для глин, суглинков, супесей и неводонасыщенных песков. В водонасыщенных песках перераспределение влаги идет иначе: в слоях грунта, примыкающих к поверхности охлаждения, влажность уменьшается, а в отдаленных слоях в зависимости от условий отжатия воды она может как увеличиваться, так и уменьшаться (Цытович, 1955).

Изменения *объемного веса и пористости* при промерзании зависят главным образом от изменения суммарной влажности и увеличения объема воды при переходе в лед. Поэтому при увеличении влажности при промерзании пористость увеличивается, а объемный вес уменьшается. При промерзании без увеличения влажности пористость увеличивается, а объемный вес уменьшается на 3—4%.

Прочность и несущая способность мерзлых грунтов значительно выше, чем талых грунтов. Это изменение повышает качество мерзлых грунтов, как оснований сооружений, но в то же время увеличение прочности грунта при промерзании затрудняет его разработку.

Прочность грунтов, как указывалось в параграфе IV-8, зависит от прочности внутренних связей (сцепления) между слагающими грунт компонентами — водой и минеральными частицами. При промерзании грунта возникают новые связи или сцепление за счет цементирующего

¹ Составлено по Н. А. Цытовичу.

² Составлено по С. С. Вялову и Е. П. Шушериной. См. «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов», об. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.

действия льда. Этот вид сцепления повышается с понижением температуры и намного превосходит сцепление в талом грунте. Например, порядок величины сцепления в талых суглинках $0,2—0,1 \text{ кг/см}^2$; после же замораживания его так называемая мгновенная прочность (см. параграф IV-8) повышается до $5—7 \text{ кг/см}^2$ (при температуре от -1 до -2°). Соответственно увеличивается и сопротивление сдвигу. Например, при быстром сдвиге (при нормальном давлении 4 кг/см^2) сопротивление сдвигу талого суглинка равнялось $1,0 \text{ кг/см}^2$, а мерзлого — $6,5 \text{ кг/см}^2$ (при $t = -0,8^\circ$) и $9,0 \text{ кг/см}^2$ (при $t = -2^\circ$). Соответственно мерзлые грунты разрушаются и деформируются труднее, чем талые.

Наличие в мерзлых грунтах льда повышает их вязко-пластические (реологические) свойства. Так, мгновенная прочность дисперсного мерзлого грунта может быть в $5—15$ раз больше длительной прочности. Однако и длительная прочность мерзлого дисперсного грунта обычно значительно выше, чем прочность соответствующего талого грунта.

Отсюда следует, что мерзлые дисперсные грунты при сохранении отрицательной температуры являются гораздо лучшими основаниями, чем такие же грунты в талом состоянии. Действительно, допускаемые давления на мерзлые грунты в основании сооружений принимаются в пределах $2—12 \text{ кг/см}^2$, тогда как для соответствующих талых грунтов величина допускаемого давления составляет от 1 до 4 кг/см^2 .

4. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Изучение электрических свойств мерзлых и талых грунтов в зависимости от различных условий при промерзании и протаивании важно для электроразведки, устройства линий электропередач, изучения электрокинетических процессов в мерзлых породах и др.

Промерзание грунтов особенно сильно изменяет их удельные электрические сопротивления (ρ) и проводимости ($\sigma = \frac{1}{\rho}$); диэлектрическая проницаемость (ϵ) грунтов изменяется при промерзании значительно меньше, а на магнитную проницаемость грунтов (μ) промерзание почти не влияет, и поэтому эта константа далее не рассматривается.

Проводимость (σ) мерзлых грунтов имеет в основном ионный характер и определяется главным образом проводимостью и количеством незамерзшей воды. Последнее зависит, как изложено в главе IV, от температуры, давления, концентрации ионов и величины удельной активной поверхности грунта. Кроме того, проводимость грунта зависит от проводимости скелета грунта и от формы и расположения ледяных включений, иначе — от криогенной текстуры грунта.

В природных условиях все указанные факторы, влияющие на электрическую проводимость, изменяются взаимосвязанно, комплексно, поэтому выполненные пока лабораторные исследования некоторых двусторонних зависимостей являются только частными закономерностями.

Зависимость удельного сопротивления мерзлых пород и грунтов от температуры и других факторов в лабораторных условиях изучали А. Т. Акимов (1937, 1959), А. С. Семенов (1937), А. А. Ананян, В. П. Добровольский (1961) и др. В настоящее время данные по электрическим сопротивлениям мерзлых пород приводятся во многих работах по электроразведке в области распространения мерзлых пород (Акимов, 1937, 1959; Достовалов, 1947; Якупов, 1959, и др.). Ниже приводятся некоторые лабораторные результаты изучения электрических свойств мерзлых грунтов и льда.

Зависимость удельного сопротивления (ρ) мерзлой супеси от тем-

пературы (t) по А. Т. Акимову представлена на рис. 76. Кривая 1 представляет изменение удельного сопротивления грунта, а кривая 2 — изменение температуры во времени. Кривые 1 и 2 симметричны и показывают, что ρ мерзлого грунта тем выше, чем ниже его температура, физически эта зависимость объясняется изменением количества незамерзшей воды в зависимости от температуры.

Влияние концентрации ионов в незамерзшей воде на их удельные сопротивления иллюстрирует рис. 77. На нем показано изменение ρ мерзлой кварцевой пудры, насыщенной растворами NaCl различной концентрации, в зависимости от значений ее отрицательной температуры, по А. С. Семенову. Ход кривых показывает, что разница ρ мерзлых грунтов, пропитанных растворами различной концентрации, увеличивается с понижением t . На оси ординат справа нанесены для сравнения значения ρ грунтов при $+14^\circ$ и соответствующих концентрациях NaCl. Эти значения показывают, что дифференциация талых пород по сопротивлениям в зависимости от концентрации пропитывающих растворов, гораздо меньше, чем мерзлых.

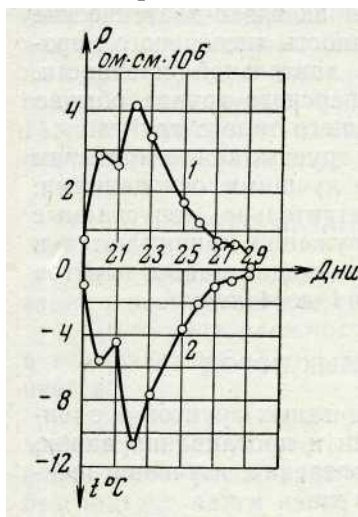


Рис. 76. Изменения удельного сопротивления (ρ) в зависимости от изменения температуры (t) по А. Т. Акимову

Такое расхождение кривых ρ на рис. 77 объясняется неодинаковым увеличением концентрации ионов в незамерзшей воде при промерзании грунта, возрастающим тем сильнее, чем больше начальная их концентрация.

На рисунке 78 представлены изменения ρ кварцевой пудры, увлажненной дистиллированной водой при влажностях 10%, 25, 50 и 100%. На вертикальной линии, соответствующей 0° , нанесены для сравнения значения ρ при $+14^\circ$. Ход кривых рис. 78 показывает, что, во-первых, при незначительных концентрациях растворов, пропитывающих грунты, их дифференциация по (сопротивлениям в талом состоянии больше, чем в мерзлом, и, во-вторых, в мерзлом состоянии (при отсутствии ледяных прослоек) удельные сопротивления слабо зависят от начальной влажности в талом состоянии. Этот последний вывод согласуется с представлениями, что количество незамерзшей воды в дисперсной породе при данной отрицательной температуре определяется главным образом величиной удельной активной поверхности и концентрацией раствора и почти не зависит от начальной влажности грунта в талом состоянии. Приведенные графики показывают резкое увеличение ρ грунтов во время промерзания. Например, ρ пылеватых суглинков изменяется от единиц и немногих десятков $\text{ом}\cdot\text{м}$ в талом состоянии до сотен и десятков тысяч $\text{ом}\cdot\text{м}$ в мерзлом — в зависимости от температуры, льдистости и характера криогенных текстур. Значения ρ пород ниже 100 $\text{ом}\cdot\text{м}$ указывают на их талое состояние.

Переходя к влиянию промерзания на диэлектрическую проницаемость (ϵ) пород, следует иметь в виду, что последняя зависит в основном от агрегатного состояния влаги или количества незамерзшей воды, содержащейся в мерзлом грунте и от частоты электрического поля (f). Диэлектрическая проницаемость воды равна приблизительно 80 единицам CGSE и льда — около 2 единицы CGSE. В этих пределах изменяются диэлектрические проницаемости мерзлых грунтов в зависимости

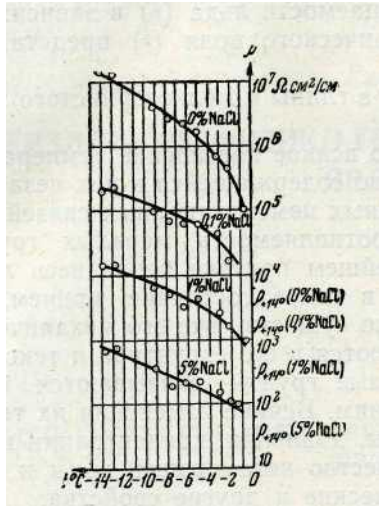


Рис. 77. Изменение удельного сопротивления (ρ) мерзлой кварцевой пудры, увлажненной раствором NaCl различной концентрации, в зависимости от отрицательной температуры (по А. С. Семенову)

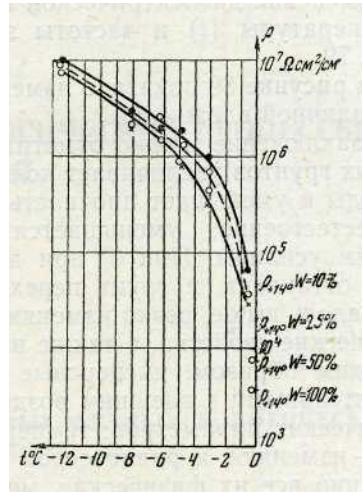


Рис. 78. Изменение удельного сопротивления кварцевой пудры, увлажненной дистиллированной водой, при влажностях 10%, 25, 50 и 100% в зависимости от отрицательной температуры (по А. С. Семенову)

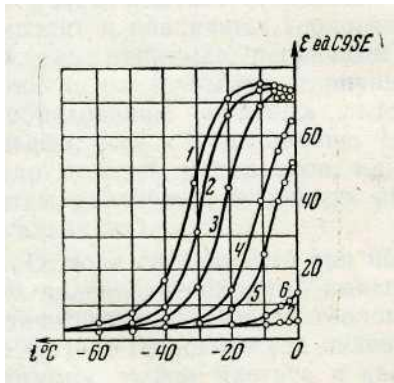


Рис. 79. Изменение диэлектрической проницаемости (ϵ) льда в зависимости от температуры (t) и частоты тока f : 1 — $f=300$ гц, 2 — $f=500$ гц, 3 — $f=1000$ гц, 4 — $f=3000$ гц, 5 — $f=5000$ гц, 6 — $f=20\ 000$ гц, 7 — $f=60\ 000$ гц

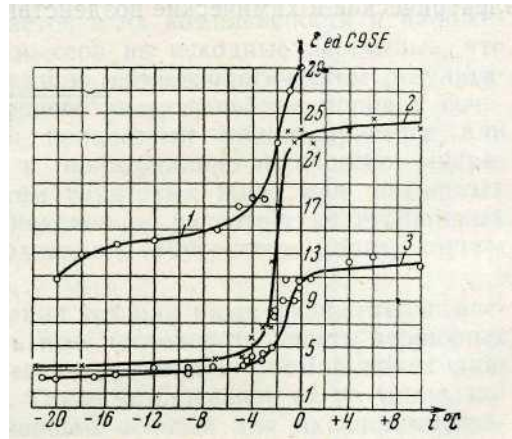


Рис. 80. Изменения диэлектрической проницаемости грунтов (ϵ) различной влажности в зависимости от температуры (t) при $f=10^6$ гц: 1 — глина при $w=35,5\%$; 2 — песок мелкозернистый при $w=9\%$; 3 — песок мелкозернистый при $w=3\%$

от всех указанных выше факторов, влияющих на количество незамерзшей воды.

Изменение диэлектрической проницаемости льда (ϵ) в зависимости от температуры (t) и частоты электрического поля (f) представлено на рис. 79.

На рисунке 80 показано изменение ϵ глины и мелкозернистого песка при различной влажности.

В заключение можно отметить, что всякое повышение температуры мерзлых грунтов увеличивает количество содержащейся в них незамерзшей воды и уменьшает прочность ледяных цементационных связей; при этом, естественно, уменьшается сопротивляемость мерзлых грунтов внешним усилиям. При 0° при дальнейшем притоке тепла весь лед в грунте оттаивает, и грунт переходит в талое состояние, причем, как указывалось выше, резко изменяются по существу все его механические и физические свойства, а также изменяются и его структура и текстура.

Таким образом, дисперсные мерзлые грунты оказываются очень чувствительными к внешним воздействиям. Всякие изменения их термодинамических параметров: температуры, давления, концентрации ионов и пр. — изменяют и равновесное количество незамерзшей воды и соответственно все их физические, механические и другие свойства.

Исследование закономерностей изменения свойств мерзлых грунтов в зависимости от различных факторов, и в первую очередь от температуры, открывает возможность управления их свойствами в практических целях. Так, понижение температуры грунтов и сохранение отрицательных достаточно низких температур увеличивает их прочность и несущую способность, наоборот, повышение их температуры теми или другими способами облегчает разработку мерзлых грунтов. Возможны и применяются и другие методы мелиорации мерзлых грунтов или изменения их свойств в нужном направлении, включающие, например, электрические и химические воздействия.



МЕРЗЛОТНЫЕ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

VI-1. О СИСТЕМАТИЗАЦИИ МЕРЗЛОТНЫХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Процессы тепло- и массообмена в горных породах в естественных условиях средних и северных широт приводят к развитию специфических мерзлотно-геологических комплексных процессов, в результате которых развиваются так называемые мерзлотные или криогенные физико-геологические явления.

Четкая классификация или систематизация мерзлотно-геологических процессов и явлений в настоящее время не разработана.

Основная трудность систематизации мерзлотных физико-геологических процессов и явлений заключается в их комплексности и наложении разнообразных вторичных процессов на исходные первичные, что приводит к различным геологическим и геоморфологическим результатам. Так, например, первичный процесс растрескивания пород в сочетании с различными вторичными процессами может привести или к образованию жильных льдов и полигонально-валикового микро-рельефа, или к образованию систем грунтовых жил, или пятнистых тундр и пятен медальонов, или, наконец, к развитию полигональных систем различных бугристых образований («бугристые мари», «бугры могильники»).

Отсюда следует, что при изучении тех или иных физико-геологических явлений необходимо выяснить всю последовательность первичных физических и вторичных геологических процессов, формирующих данное физико-геологическое явление. Такое комплексное их изучение, по-видимому, может явиться в дальнейшем основой для их систематизации по комплексам процессов.

Исходные физические, физико-химические и механические процессы, приводящие к развитию мерзлотно-геологических процессов и к формированию физико-геологических явлений, описаны в главе IV. Образование криогенных текстур мерзлых пород рассмотрено в главе V; в настоящей главе сначала освещаются комплексные физико-геологические процессы, не описанные выше, а затем рассматриваются наиболее важные и распространенные первичные мерзлотно-физико-геологические и вторичные мерзлотно-геоморфологические явления, сгруппированные по сходству комплекса первичных процессов.

VI-2. ВЫПУЧИВАНИЕ (ВЫМОРАЖИВАНИЕ) ТВЕРДЫХ ТЕЛ ИЗ РЫХЛОГО ВЛАЖНОГО ГРУНТА ПРИ ЕГО ПОВТОРНЫХ ПРОМЕРЗАНИЯХ И ПРОТАИВАНИЯХ*

В естественных условиях рыхлые грунты в поверхностном слое зимой промерзают и пучатся, а летом протаивают и усаживаются, причем величины пучения и усадки пропорциональны глубине промерзания и протаивания. Эти пучения и усадки, в связи с возрастанием сил смерзания при понижении температуры, приводят к своеобразным процессам выпучивания (вымораживания) из породы на поверхность достаточно крупных твердых тел (столбов, валунов, галек и пр.), находя-

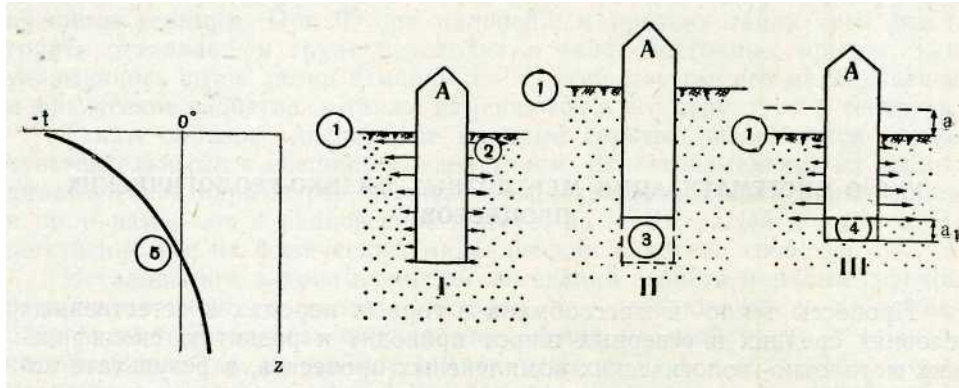


Рис. 81. Схема выпучивания (вымораживания) твердых тел при повторных промерзаниях и протаиваниях пучинистых рыхлых грунтов: *A* — выпучивающийся столб; I, II, III — стадии выпучивания; 1 — поверхность грунта; 2 — силы смерзания столба с грунтом, зависящие от отрицательной температуры; 3 — пустота под столбом, образовавшаяся при движении столба вверх вместе с верхней частью пучинящегося грунта; 4 — часть пустоты (5), заполненная грунтом при протаивании; 5 — изменение температуры с глубиной

щихся в слое сезонного промерзания—протаивания. Этот процесс особенно интенсивен в области развития многолетнемерзлых пород.

Последовательные стадии процесса выпучивания твердых тел за год показаны на рис. 81.

Первая стадия (I) соответствует началу промерзания грунта в начале зимы. Так как силы смерзания (2), условно показанные на рис. 81 стрелками, пропорциональны понижению температуры, то с поверхностью твердого тела *A* особенно сильно и прочно смерзается верхний слой грунта. Поэтому этот слой при своем движении вверх вследствие пучения всего промерзающего грунта увлекает за собой тела *A* и вырывает его из нижележащих слоев грунта, где температуры выше и силы смерзания меньше. Этот процесс движения тела *A* вверх, сопровождаемый образованием под ним полости (3), представляет вторую стадию процесса его выпучивания (II). Эта полость (3) частично заполняется осыпающимися частицами грунта. Третья стадия (III) процесса происходит во время весенне-летнего протаивания грунта. При начале протаивания силы смерзания исчезают постепенно сверху по мере протаивания, а более глубокие, непротаявшие слои грунта прочно скреплены с телом *A* и мешают ему оседать. Поэтому верхние протаявшие слои, сокращаясь в объеме, движутся вниз относительно тела *A*, на величину (*a*). По окончании протаивания и оседания

* Процессы пучения промерзающих дисперсных грунтов в связи с миграцией к льдовыделением рассмотрены в параграфе IV-6. тела *L*, по-

следнее не может вернуться в прежнее положение, так как полость (3) частично заполняется грунтом, а кроме того, оседанию в какой-то мере мешают силы трения между поверхностью тела и осевшей ранее верхней частью грунта. Таким образом, в результате годового цикла пучения грунта при промерзании и его осадки при протаивании тело *A* оказывается перемещенным вверх на некоторое расстояние (*a*).

В результате таких повторных циклов вышораживания твердых тел из пучинистых грунтов может происходить выталкивание столбов и ва-

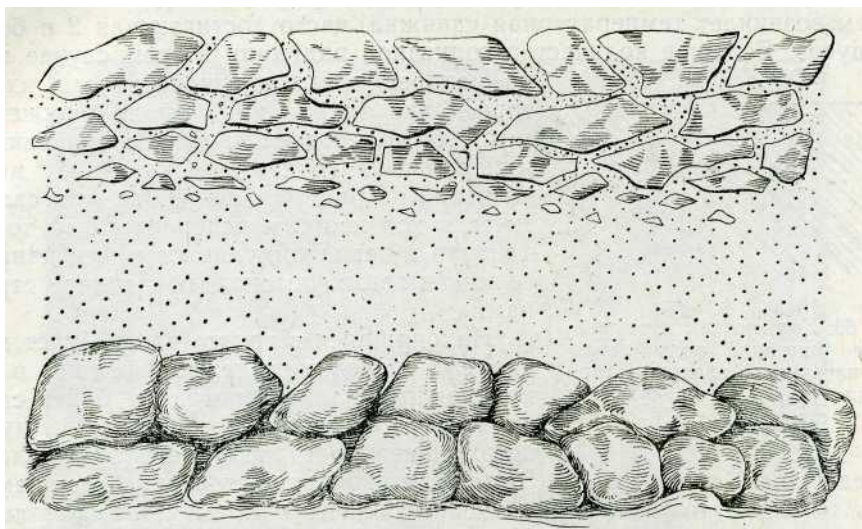


Рис. 82. Дифференциация щебенисто-обломочных элювиально-делювиальных отложений в результате многократного промерзания и протаивания

лунов на поверхность, деформирование фундаментов и зданий. При многократных циклах промерзания и протаивания элювиально-делювиальных отложений, состоящих из крупнообломочного материала, щебня и заполняющего пустоты мелкозема, происходит дифференциация материала по слоям. Глыбово-обломочный материал и щебень выпучиваются из мелкоземистого субстрата на поверхность. В результате этого формируется типичное для области многолетнемерзлых горных пород слоистое строение элювиально-делювиальных отложений, схематически представленное на рис. 82. Подобное строение элювиально-делювиальных отложений наблюдается по Якутии, Дальнему Востоку, Забайкалью и др.

VI-3. БУГРЫ ПУЧЕНИЯ

В естественных условиях области распространения многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания описанные выше процессы пучения могут приводить к образованию так называемых бугров пучения.

Образование бугров пучения связано с процессами миграции воды при промерзании и накоплением льда. Локальное накопление льда может происходить: 1) путем образования и накопления сегрегационного льда вследствие миграции влаги под влиянием градиента температуры и влажности и 2) путем передвижения воды под действием гидростати-

ческого давления, развивающегося в закрытых системах при их промерзании. Так формируются бугры на основе накопления инъекционного льда.

Рассмотрим сначала на основе 'первого из этих процессов образование торфянистых бугров, широко распространенных в области вечной мерзлоты.

Известно, что торф и мох содержат большое количество влаги, поэтому теплопроводность мерзлого торфа значительно выше талого и он сильнее охлаждается зимой, чем нагревается летом. В результате этого в нем возникает температурная сдвигка, часто достигающая 2 и более градусов. Большое количество солнечной радиации в этом случае идет

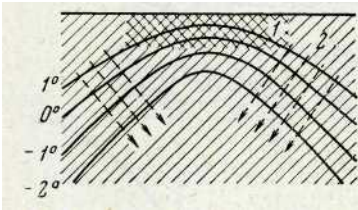


Рис. 83. Ход изотерм и направление миграции воды летом иод площадкой влажного торфа или мха (1) на суглинистом грунте (2)

на испарение влаги с поверхности мха и торфа, что также приводит к понижению температуры последнего по сравнению с минеральным грунтом. Сказанное выше показано на рис. 83, изображающем схематически ход изотерм под площадкой торфа или мха и 'перпендикулярное к ним направление тепловых потоков, показанное стрелками.

Находящаяся в грунте влага будет мигрировать 'вследствие термодиффузии в направлении теплового потока и будет скапливаться преимущественно у выгнутой вверх поверхности многолетней мерзлоты, определяемой изотермой 0°. Зимой эта скопившаяся влага будет замерзать, образуя утолщенные прослойки и линзы льда и вызовет локальное вспучивание поверхности грунта под торфяным или моховым слоем.

Если бугор или система бугров образовались, то в последующие годы их дальнейший рост облегчается и усиливается вследствие того,,

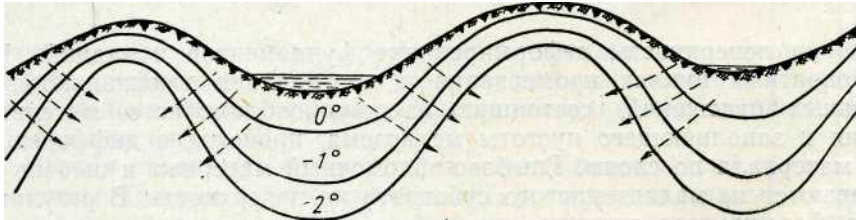


Рис. 84. Расположение изотерм и направление миграции елаги под торфяными буграми летом

что снег зимой скапливается между буграми и сдувается с их вершин. Это обеспечивает более интенсивные охлаждения вершин бугров зимой и прогревание летом углублений между буграми, где скапливается вода. Вследствие этого изотермы под буграми изгибаются более резко, миграция влаги под них усиливается, и их рост ускоряется. Ход изотерм и тепловых потоков под системой бугров миграционного пучения изображен на рис. 84.

При достаточной высоте бугров начинают развиваться процессы, ослабляющие их развитие. Верхние части бугров становятся менее влажными, на них перестает расти мох, торф оголяется и высыхает, иногда он растрескивается с поверхности вследствие сокращения своего объема или вследствие распираия льдом изнутри. Поверхность ледя-

ных линз обнажается; они протаивают, и бугор оседает. Иногда это расписание породы образующейся линзой льда достигает большой силы и может приводить к разрушительным последствиям. Пример такого действия показан на рис. 85, где толстая лиственница, разорвана распирающей почвой линзой льда.

Бугры миграционного пучения достигают обычно высоты 1,5—2 м и редко 4—8 м. Их диаметры бывают очень различными. На торфяниках иногда образуются сложные системы бугров, разделенные канавообразными углублениями. Такие образования обычно называются

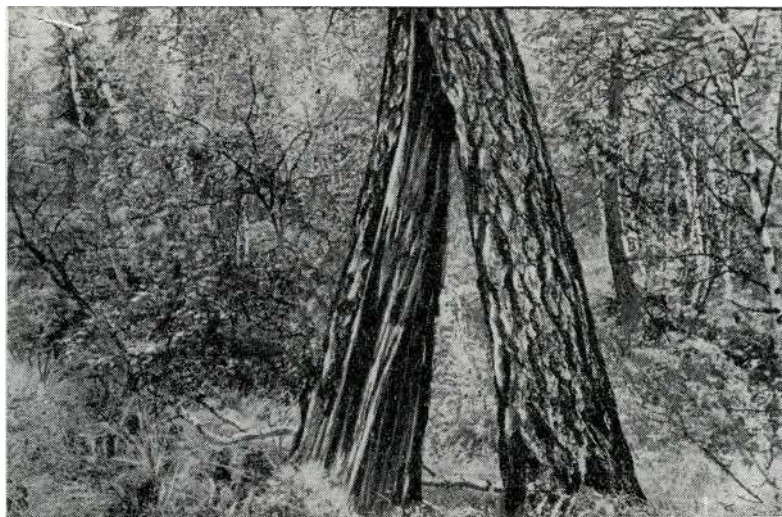


Рис. 85. Лиственница, разорванная снизу растущей линзой льда, распирающей почву. Фото А. П. Тыртикова

бугристыми торфяниками. Один из довольно крупных торфяных бугров пучения представлен на рис. 86.

По наблюдениям А. И. Попова в Западной Сибири (Попов, 1957), влажность суглинка под торфяником достигала 35—80%, тогда как за его пределами по периферии она не превышала 15—20%. Этот факт подтверждает наличие описанного выше процесса миграции влаги под торфяник. Торфяники с буграми миграционного пучения встречаются чаще в высокотемпературной периферийной зоне области многолетней мерзлоты, южнее зоны распространения подземных жильных льдов. Они наиболее развиты на Европейском Севере СССР и в Западной Сибири и менее — в восточных районах Сибири. Севернее этой зоны развитие бугристых торфяников осложняется образованием в них систем жильных льдов и сопутствующими процессами. Эти последние процессы не связаны непосредственно с миграционным пучением, развиваются на основе других первичных процессов и описываются ниже, после рассмотрения процессов развития жильных льдов.

Второй тип бугров пучения представлен буграми, образующимися вследствие накопления инъекционного льда в условиях промерзания крупных закрытых систем.

Механизм образования таких бугров, носящих названия в СССР «булгунняхы» (Якутия), гидралакколиты (по предложению Львова,

1916; Толстихина, 1932), а в Америке — «пинго», можно представить следующим образом.

Если над многолетнемерзлой толщей существует водоем с относительно неглубокой чашей протаивания под ним, то при промерзании

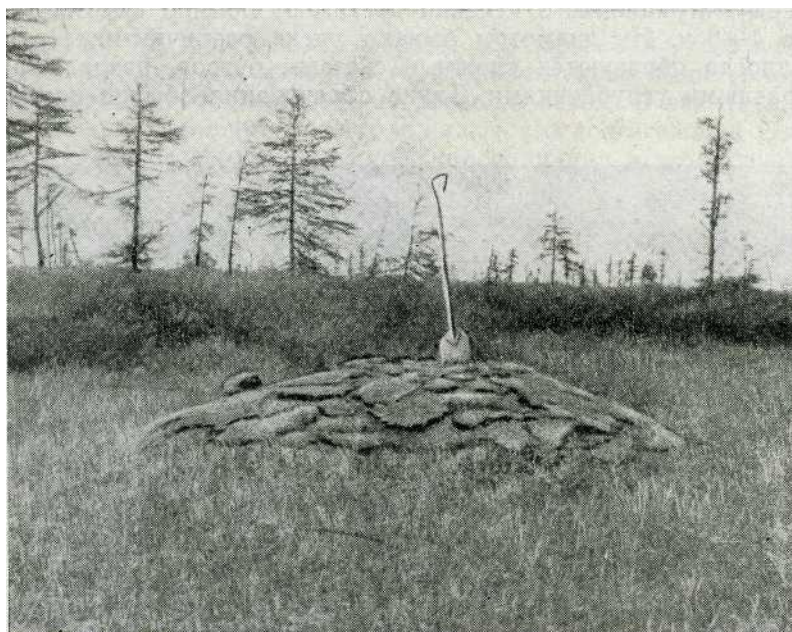
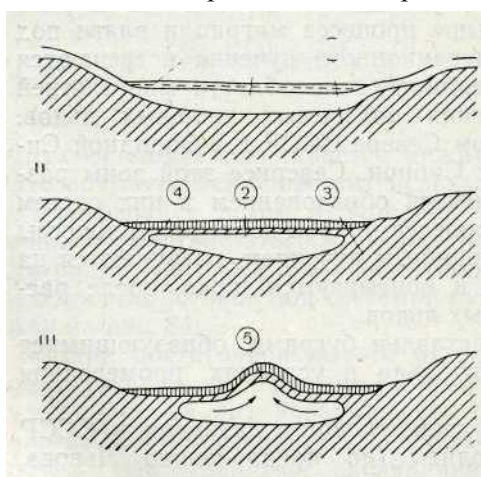


Рис. 86. Бугор пучения. Фото Г. М. Эпштейна

зимой такого талика сверху обычно образуется замкнутая со всех сторон масса талого грунта и воды (закрытая система). Давление в этой системе при промерзании талика быстро возрастает до очень больших значений.

Под влиянием этого давления вода и водонасыщенный грунт выжимаются в наиболее слабое место такой системы, где они приподнимают лед и верхний слой мерзлого грунта, образуя бугор (рис. 87).



f
© © (3)

Если процесс пучения

Рис. 87. Схема образования булгуння-хо'в:
1 — вода, 2 — талый грунт, 3 — мерзлая толща; 4 — лед; 5 — выжатый вверх талый и мерзлый грунт, образовавший булгуннях; / — начальная стадия — летнее протаивание; // — промерзание воды и грунта на дне и образование закрытой системы; /// — нарастание давления -в системе при промерзании и выжимание талого и мерзлого грунта вверх в слабом месте, приводящее к образованию булгуннях

В дальнейшем этот бу
мерзает и в нем образу
зы или слои инъекцион

заканчивается, и летом происходит протаивание линз льда и оседание вспучившейся поверхности, то такие бугры называются сезонными буграми пучения. Но процесс может также повторяться в течение ряда лет и приводить к развитию многолетних бугров -пучения размером 8—12 м и изредка даже высотой до 40 м (рис. 88).

Булгуньяхи особенно часто встречаются в Якутии, в «аласах» — впадинах, образовавшихся при вытаивании мощных древних жильных

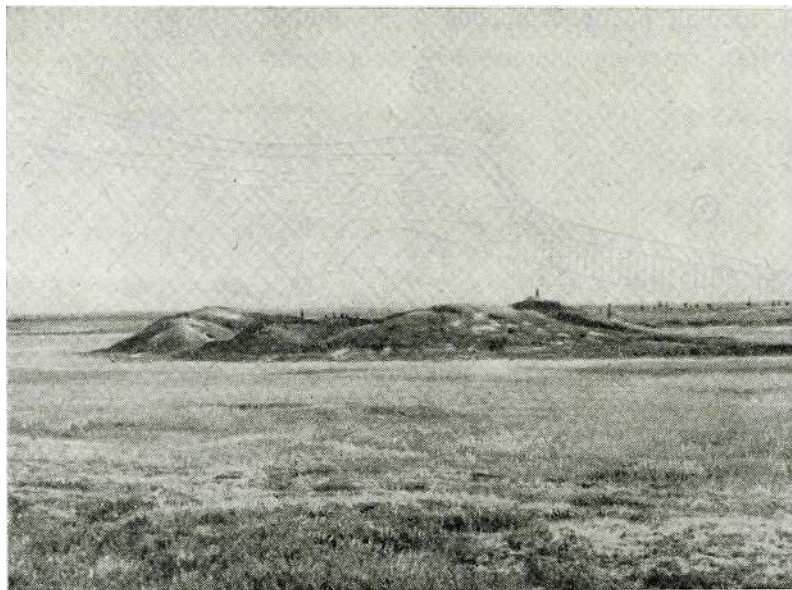


Рис. 88. Многолетний бугор пучения — булгуньяхи. Фото О. Г. Боярского

льдов. Распространены они также на севере европейской части СССР и Западной Сибири, на Северном Урале, в Забайкалье, на северо-востоке СССР и в Северной Америке. Они описаны в трудах многих исследователей (Porsild, 1938; Тол стихии, 1941; Соловьев, 1952; Maarleveld, 1965, и др.).

Пучины, появляющиеся иногда на дорогах, аэродромах и пр., представляют собой образования большей частью сезонных бугров миграционного или инъекционного происхождения. Они наблюдаются как в зоне многолетнемерзлых пород, так и в районах глубокого сезонного промерзания. Их предупреждение и борьба с ними являются одной из важных проблем инженерного мерзлотоведения.

VI-4. НАЛЕДИ

Наледями называются обычно горизонтальные слои льда, образовавшиеся при замерзании воды, вылившейся под напором на поверхность речного льда и прилегающей части долины, вследствие перемерзания русла реки. Отсюда и произошло слово «наледь» (относившееся первоначально к «речным наледям»). Но в мерзлотоведении этому термину в настоящее время придают более широкий смысл и обозначают им вообще всякие наземные слои льда, образовавшиеся от изливания вод на поверхность (например, наледи подземных источников), а также

подземные большей частью горизонтальные слои льда, сходные с пластовыми интрузиями и происшедшие от внедрения под напором и замерзания воды между слоями породы (подземные наледы).

Отсюда видно большое сходство механизма образования наледей с механизмом образования инъекционных бугров щучения—булгунняхов или гидролакколитов, особенно в случае образования наледных бугров и подземных наледей.

В районах многолетнемерзлых пород и особенно на северо-востоке Сибири, наледы распространены очень широко. О множестве наледей

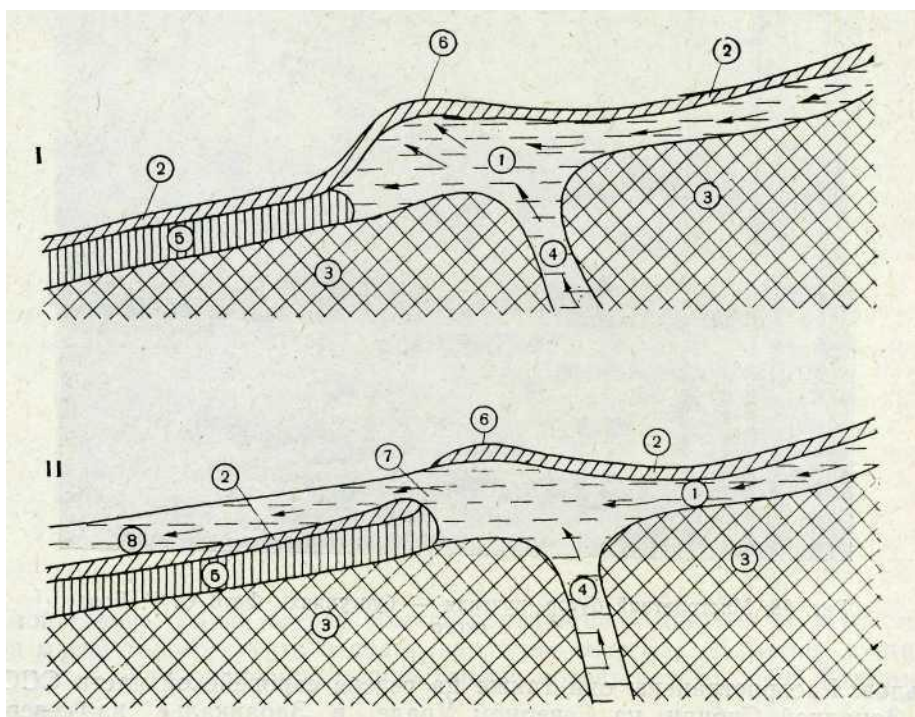


Рис. 89. Схема образования речных наледей (пояснения в тексте)

в этих районах писали П. Ф. Швецов и В. П. Седов (1941), П. Ф. Швецов (1946, 1947, 1951), А. И. Калабин (1945, 1947, 1952) и другие исследователи.

Классификации наледей. В зависимости от источников питания можно выделить наледы (А. И. Калабин, 1960):

а) речных, б) подземных, в) смешанных (речных и подземных) вод.

В условиях многолетнемерзлых пород среди наледей подземных вод по генетическим признакам можно в свою очередь выделять: а) наледы надмерзлотных вод; б) наледы межмерзлотных вод; в) наледы подмерзлотных вод; г) наледы смешанных (надмерзлотных, подмерзлотных и, редко, межмерзлотных) вод.

И. Н. Толстихин разделяет наледы подземных вод на: а) грунтовые и б) ключевые. Грунтовые наледы образуются от замерзания надмерзлотных грунтовых вод всех типов и межмерзлотных пластовых вод речных долин. Ключевые наледы являются результатом замерзания воды источников подмерзлотных вод. Если наледь связана с речным потоком,

питающимся целиком источниками подмерзлотной воды, то она называется ключевой наледью.

По з а л е г а н и ю наледи делятся на надземные и подземные, а по времени различаются наледи современные и ископаемые.

По о т н о ш е н и ю к р е л ь е ф у местности выделяются наледи русел и пойм рек, террас, склонов, подошв склонов, обрывов и искусственных выработок. Наиболее крупные наледи образуются в поймах речных долин (Калабин, 1960).

По д л и т е л ь н о с т и с у щ е с т в о в а н и я наледи бывают: а) сезонные, формирующиеся зимой и растаивающие летом, и б) многолетние, развивающиеся зимой и не успевающие растаять летом.



Рис. 90. Многолетняя наледь на пойме реки

Наледи в поймах рек, протекающих над мерзлыми породами, часто питаются дополнительно оодмерзлотными водами. В местах таких источников река или не промерзает до дна, или промерзает значительно позже, чем на соседних ее участках (рис. 89).

Схема образования речных наледей представлена на рис. 89, на котором изображен продольный разрез вдоль русла реки. В верхней части этого рисунка (1) показана начальная стадия образования наледи. После образования на воде (1) слоя льда (2), в расширении русла, где река особенно мелка и течение медленно, вода промерзает до дна (5), причем в этом случае может произойти слияние с многолетнемерзлой породой (3). Это перекроет ток воды; подо льдом гидростатическое давление возрастает и может образоваться наледный бугор (6). В нижней части (//) рис. 89 показана вторая стадия процесса. Увеличение гидростатического давления приводит к разрыву наледного бугра (7). Вода (1) и (4) начинает поступать на поверхность ранее образовавшегося льда (8) и, замерзая на ней и на пойме, увеличивает слой льда как по мощности, так и по площади.

На рисунке 90 показана многолетняя наледь, на рисунке 91 — крупная наледь, в отдельные годы не растаивающая полностью.

Горные реки, протекающие по мерзлым толщам в суровых климатических условиях при достаточном развитии и мощности подземных

источников, могут образовывать наледи площадью в десятки квадратных километров и мощностью до 5 м.

Широкое развитие таких гигантских наледей (по-якутски — тарынов) наблюдается в долинах хребта Тасхаяхта в Якутии, исследованных П. Ф. Швецовым и В. П. Седовым (1941).

По исследованиям в Забайкалье, образующие наледи источники имеют выходы главным образом на перегибах склонов южной экспозиции и на дне долин (Баранов, 1940).

Наледи, перекрывая дороги, затрудняют движение транспорта, приносят вред сооружениям, поэтому учет возможности их образования



Рис. 91. Крупная наледь на р. Дурай (Южная Якутия), >в отдельные годы не растаивающая полностью. Фото Н. И. Труш

и борьба с ними необходимы при строительстве дорог и других сооружений в области распространения мерзлых пород.

По борьбе с наледями предложены многие методы: взрывные работы, искусственное протаивание льда, устройство заграждений току воды, образующей наледь (Петров, 1930), применение дренажа, осушающего местность.

Наледи имеют практическое значение при поиске источников в условиях промерзания горных пород (Подьяконов, 1903; Толстихин, 1941) и служат их индикаторами. По массе и объему наледей подсчитывают дебит источников за зимний период, а также определяются водные ресурсы в районах распространения многолетнемерзлых пород.

VI-5. ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ОСНОВЕ РАСТРЕСКИВАНИЯ ПОРОД

Не только в районах современного распространения многолетнемерзлых пород и сезонного промерзания, а также далеко за их пределами и в горах, наблюдаются разнообразные формы так называемых «полигональных образований». Общим признаком таких образований является их полигональная (часто тетрагональная) форма, создаваемая сеткой трещин или канавообразных углублений, ограничивающих полигоны или многоугольники (чаще четырехугольники). Иногда сеть таких канавок сочетается с системой валиков по периферии полигонов, образуя полигонально-валиковый микрорельеф. В других случаях сеть углублений ограничивает системы мелких или крупных бугров, расположенных в шахматном порядке, тогда говорят о мелкобугристом или крупнобугристом микрорельефе. Кроме того, к полигональным образованиям относят разнообразные полигональные системы ледяных и грунтовых жил, пятна-медальоны и пятнистые тундры, каменные венки, так

Называемые «криотурбации», «котлы кипения» и другие структурные полигональные формы в грунтах и иочвах.

Размеры полигональных форм изменяются от нескольких сантиметров до десятков и более метров.

Несмотря на имеющиеся в большом количестве полевые и экспериментальные работы и обширную литературу, четкой классификации полигональных форм до сих пор нет. Поэтому некоторые из приводимых в литературе терминов по полигональным образованиям носят случайный характер и, по всей вероятности, в будущем изменятся или отпадут.

В основе образования полигональных форм лежит следующий ряд первичных и вторичных процессов: 1) физические или физико-химические процессы (охлаждение, промерзание, нагревание, диагенез и пр.), вызывающие изменение объема породы, 2) напряжения и деформации, вызванные изменением этого объема, 3) геологические процессы, зависящие от фациальных условий (накопление осадков; дифференциация или сортировка вещества породы, образование жил, эрозия, суффозия и пр.).

В главе IV было показано, что объемно-градиентные напряжения и деформации в породе, вызываемые неравномерным изменением элементов объема, концентрируются по полигональным (тетрагональным) сеткам. Поэтому можно утверждать, что первичной общей основой полигональных форм является развитие полигональных систем трещин, вызываемых неравномерным уменьшением объема вследствие охлаждения (морозобойные трещины) или диагенеза (трещины усыхания).

В 1963 г. Е. В. Артюшков, ссылаясь на опыты с однородными жидкостями под действием градиента температуры или со слоями жидкостей разных плотностей под действием силы тяжести, показал возможность образования подобия полигональных форм вследствие конвекционных движений вещества в жидких или сильно пластичных телах. Такие процессы могут объяснить полигональные формы, наблюдаемые, например, во флише, или, может быть, конвекционные токи вещества в мантии. Однако формы ледяных и грунтовых жил, прямые наблюдения роста грунтовых жил и определения скорости протекания процессов их формирования показывают, что вещество в большинстве наблюдаемых полигональных форм нельзя считать жидким или пластичным, наоборот, по времени релаксации оно является скорее твердым и хрупким. Поэтому именно развитие полигональной сетки трещин (морозобойных или вследствие усыхания) следует считать основой подавляющего большинства полигональных форм, наблюдаемых в дисперсных породах.

VI-6. РАЗВИТИЕ ПОЛИГОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

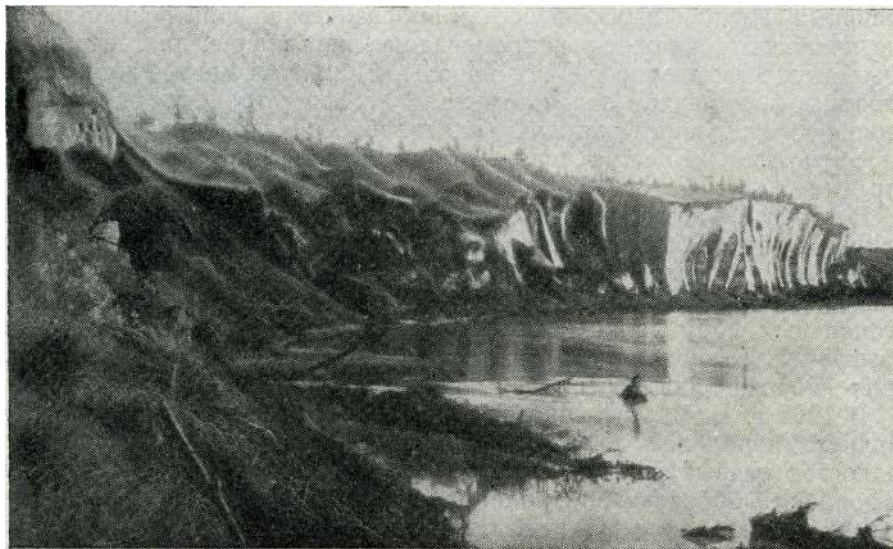
1. ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ФОРМЫ МИКРОРЕЛЬЕФА

Решетчатые полигональные системы ледяных жил очень широко распространены в Арктике и Субарктике, развиваются главным образом в суглинистых и торфянистых грунтах. Они составляют иногда свыше 50% объема верхнего тридцатиметрового слоя породы, часто накладывают специфический отпечаток на характер ландшафта и обладают сложными формами и структурой, отражающими влияние физико-механических, тепловых и фациальных условий их развития.

Несмотря на то, что крупные массы подземных льдов рассматривались в литературе с разных точек зрения уже свыше ста лет, начи-

ная с А. Е. Фигурина (1823), процессы их образования оставались весьма дискуссионными вплоть до 1949—1950 гг. В эти и последующие годы комплексными исследованиями, главным образом Института мерзлотоведения АН СССР, вопрос о процессах образования крупных подземных масс льда был в значительной мере выяснен, при этом было доказано, что подавляющая часть их представлена полигональными жильными льдами (Попов, 1952; Достовалов, 1952; Шумский, 1952; Шумский, Швецов, Достовалов, 1955).

На рисунке 92 показано обнажение древних ископаемых льдов Мус-Хая на р. Яне. Минеральные породы, вмещающие системы ледя-



Р.ис. 92. Обнажение жильных льдов Мус-Хая на р. Яне. Фото А. П. Тыртикова

ных жил, имеют слоистое сложение, что хорошо видно на рис. 93 и 94, на которых представлено обнажение жильных льдов на о. Б. Ляховском (Новосибирские острова).

Современные полигональные системы жильных льдов формируют на поверхности специфический полигонально-валиковый микрорельеф, представляющий собой правильные тетрагональной формы полигоны на однородных по литологическому составу породах (рис. 95). На литологически разнородных породах развивается неправильный полигонально-валиковый микрорельеф (рис. 96).

В настоящее время установлено, что полигональные системы многолетних жильных льдов развиваются на основе повторных морозобойных растрескиваний многолетнемерзлых пород на полигональные отдельности, как это описано в параграфе IV-7.

В области распространения многолетнемерзлых пород трещины, образующиеся зимой в поверхностном слое сезонного протаивания, могут проникать на некоторую глубину и в многолетнемерзлую толщу. Во время весеннего половодья и таяния снега температура стенок зияющих трещин в многолетнемерзлой толще остается достаточно низкой, и попадающая в них вода быстро замерзает, цементируя трещины в мерзлой толще и превращая последнюю снова в сплошной массив. Повторные чередующиеся морозобойные растрескивания и цементация трещин

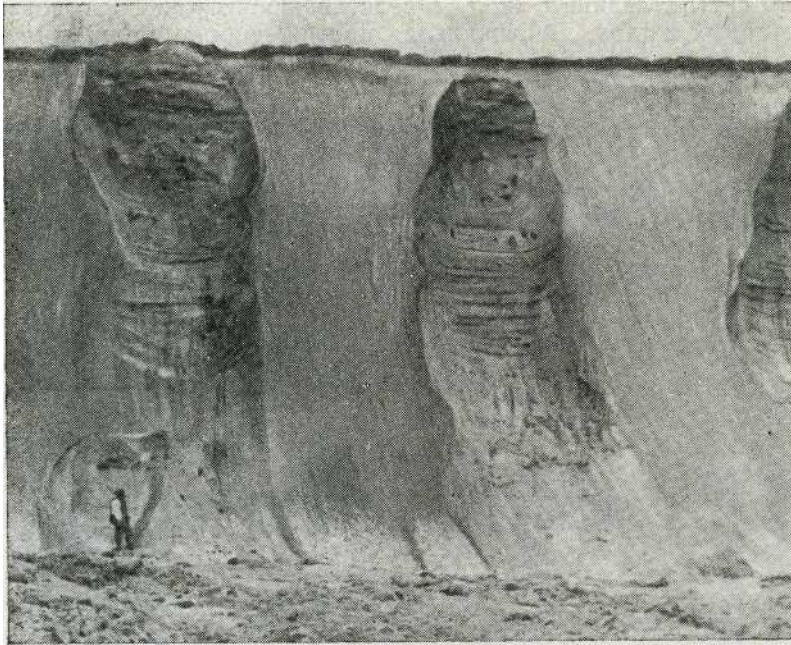


Рис. 93. Обнажение жильных льдов на о. Б. Ляховском. Фото Н. Н. Романовского

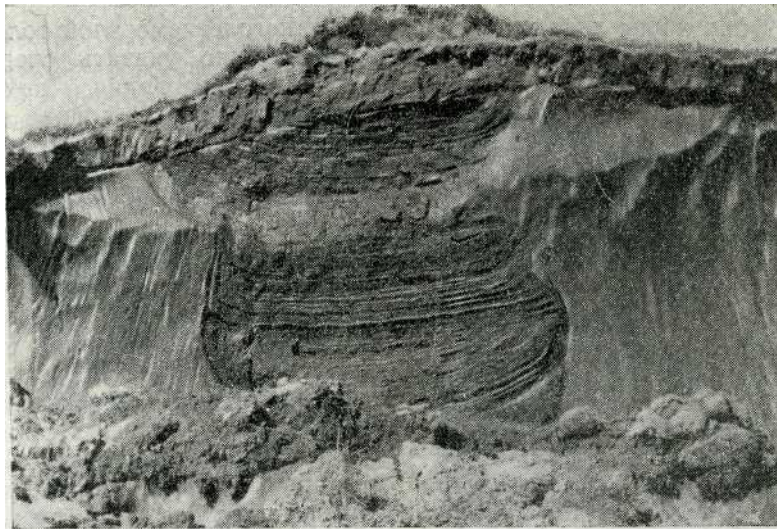


Рис. 94. Слоистое сложение вмещающих льды минеральных пород. Фото Н. Н. Романовского

льдом приводит к развитию полигональных, преимущественно тетрагональных систем ледяных жил, представляющих собой совокупности элементарных жилок. Вертикальная протяженность таких жил иногда достигает 40 м при поперечной мощности до 6—8 м (см. рис. 101).

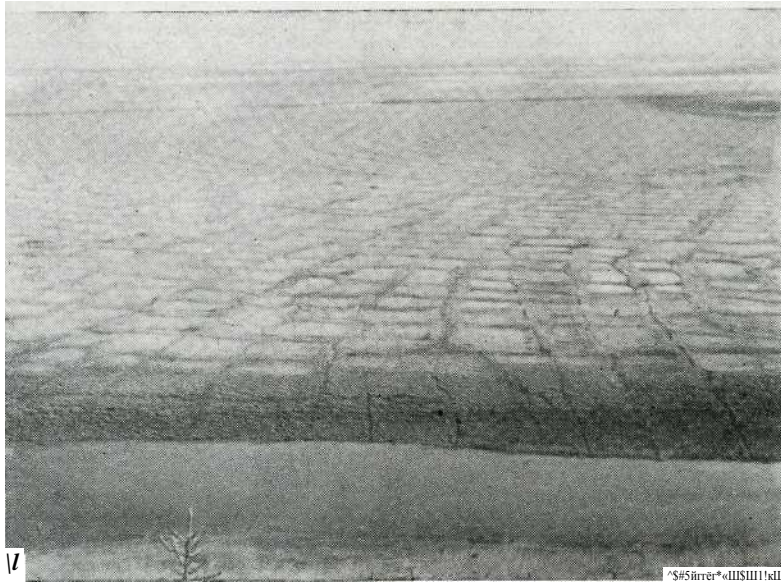
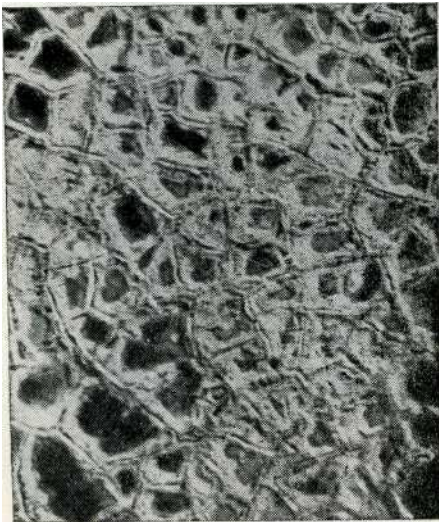


Рис. 95. Полигональный рельеф в однородных породах на высокой пойме р. Анабар. Фото О. Г. Боярского

Так как жилы льда растут только в многолетнемерзлой толще при растрескивании и цементации последней, можно указать следующие условия образования подземных жильных льдов: 1) порода должна представлять собой сплошной достаточно крупный непластичный хрупкий массив; 2) трещины, возникшие в результате температурных градиентов, должны проникать в многолетнемерзлую толщу; 3) должна обеспечиваться возможность заполнения и цементации трещин льдом. Если трещины становятся слишком узкими, рост жилы прекращается; 4) процесс морозобойного растрескивания породы и цементация ее льдом должен периодически повторяться на том же месте; 5) глубины протаивания не должны превышать глубины промерзания.



Неправильный полигонально-валиковый микрорельеф на неоднородных породах

при несоблюдении хотя бы одного из указанных условий, подземные жильные льды не развиваются.

П

Действительно, если, например, морозобойные трещины проникают только в слой сезонного промерзания — протаивания, не заходя в многолетнемерзлую толщу, то образующийся в трещине в начале весны лед будет вытаивать летом и ледяная жила не будет формироваться. Точно так же ледяные жилы не могут расти, если в трещины не может попасть вода, или порода вообще не может растрескиваться, являясь, например, массой сухого песка.

Такие жильные льды наиболее широко распространены в северных районах области распространения многолетнемерзлых пород, в областях аккумуляции осадков; в пойменных отложениях речных террас, в прибрежно-озерных и прибрежно-морских отложениях северных морей.

2. ЭЛЕМЕНТАРНЫЙ ЦИКЛ РАЗВИТИЯ ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ И ВЕРОЯТНОСТЬ ПОВТОРНОГО РАСТРЕСКИВАНИЯ ПОРОД

Морозобойное растрескивание дисперсных пород впервые начинается зимой на участках пород, выходящих на поверхность, вследствие отступления водоемов. Если такие участки промерзли глубже слоя сезонного протаивания, т. е. многолетнемерзлая толща уже сформировалась, то вода, попадающая в трещины весной во время половодья, быстро замерзает и цементирует растрескавшуюся многолетнемерзлую толщу в сплошной массив, тогда как оттаявшая часть деятельного слоя продолжает оставаться разбитой на отдельности, и трещины в ней заполнены воздухом, водой или жидким илом. Кроме того, на площадях между трещинами отлагается некоторый слой осадка. Во время летнего повышения температуры в слое ее сезонных колебаний породы расширяются, зимние растягивающие напряжения сменяются летним сжатием и уплотнением, причем это сжатие постепенно ослабевает вследствие релаксации. В начале следующей зимы, при новом промерзании, слой летнего протаивания также превращается в сплошной массив, сначала пучится вследствие расширения воды при замерзании, а затем при достаточном понижении температуры начинает сокращаться в объеме и растрескивается вновь.

Сочетание единичного растрескивания и заполнения трещин льдом образует элементарный цикл развития ледяной жилы. Последняя представляет собой сумму периодически образующихся элементарных жилок.

При этом важно иметь в виду, что вероятность повторного растрескивания тем меньше, чем выше порядок генерации трещин. В относительно теплые зимы градиенты температур малы и образуются трещины только невысоких порядков генерации; в суровые зимы со значительными относительными минимумами температуры градиенты последней велики, и растрескивание доходит до более высоких порядков генераций трещин (рис. 62). Таким образом, элементарные жилки, приуроченные к трещинам высоких порядков генерации, образуются не каждый год и тем реже, чем выше порядок генерации трещин.

Другими словами, повторяемость или частота элементарных циклов развития жильных льдов на одном и том же участке больше для длинных жил и меньше для коротких жил.

Поэтому поперечная мощность жил, растущих одновременно, но формируемых трещинами различных порядков генерации, должна быть тем меньше, чем выше порядок генерации трещин, которыми эти жилы формируются (рис. 97).

Подтверждением сказанному выше может служить рис. 98, изображающий фактическое залегание ледяных жил на глубине 14—16 м,

вскрытое шурфом с рассечками. Из рисунка видно, что жила, простирающаяся с юга на север, имеет мощность 5,5—6,0 м, тогда как мощность жилы восточного простирания равна 3,5 м. Разность мощностей этих жил объясняется сказанному выше тем, что восточная жила формировалась трещинами более высокого порядка генерации, которые образовывались реже, чем трещины более низкого порядка генерации, формировавшие северную жилу.

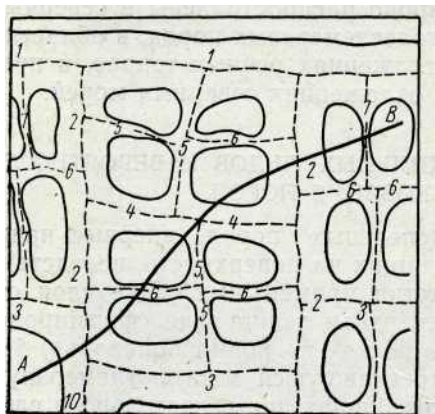


Рис. 97. Схема изменения мощности ледяных жил в зависимости от порядка (1... 7) формирующих их трещин. Разрез по линии АВ показан на рис. 101

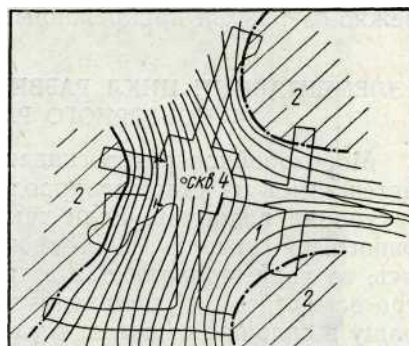


Рис. 98. План шурфа в ледяных жилах в пос. Чокурдах (по П. А. Шумскому): 1 — лед, 2 — суглинок

3. ТОЛЩИНА ЖИЛ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ И ШИРИНЫ ТРЕЩИН И СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

После первого растрескивания породы и цементации трещин льдом дальнейший рост ледяной жилы и форма ее поперечного сечения зависят от соотношения между глубиной растрескивания (Γ), шириной повторных трещин (c) и скоростью накопления осадков (d).

Значение накопления осадков, как основного условия роста крупных ледяных жил, было впервые указано Н. И. Толстихиным (1934) и развито А. И. Поповым (1949—1952). Гальвиц (1949), а вслед за ним и другие исследователи стали различать: 1) эпигенетические жилы, возникающие в отложившейся породе без дальнейшего накопления осадков, 2) сингенетические жилы, растущие одновременно с отложением осадков.

Следует заметить, что в природе не встречается чисто сингенетических или эпигенетических жил. Все они начинают свой рост эпигенетически, затем растут некоторое время сингенетично с осадками и прекращают свой рост при достаточном замедлении скорости накопления последних.

При этом важно иметь в виду, что соотношение между скоростью накопления осадков и частотой элементарных циклов развития жил различно для жил, формируемых трещинами разных порядков генерации. Между двумя последовательными растрескиваниями высоких порядков, происходящими не каждый год, осадки могут отложиться несколько раз, а число циклов развития жил, формируемых трещинами первого и второго порядка, должно почти совпадать с числом весенне-летних, накоплений осадков.

Чтобы выяснить вопрос, как идет рост жилы при различных скоростях накопления осадков, рассмотрим два крайних случая: *A* — осадки совсем не накапливаются (эпигенетический рост) и *B* — накопление осадков идет очень быстро (сингенетический рост). Схематически рост жилы в этих двух случаях представлен на рис. 99. При этом для простоты мы пока отвлекаемся от летнего протаивания, считаем сечение трещин прямоугольным¹ и полагаем, что растрескивание происходит всегда по центральной осевой линии ледяной жилы на одну и ту же глубину i (А).

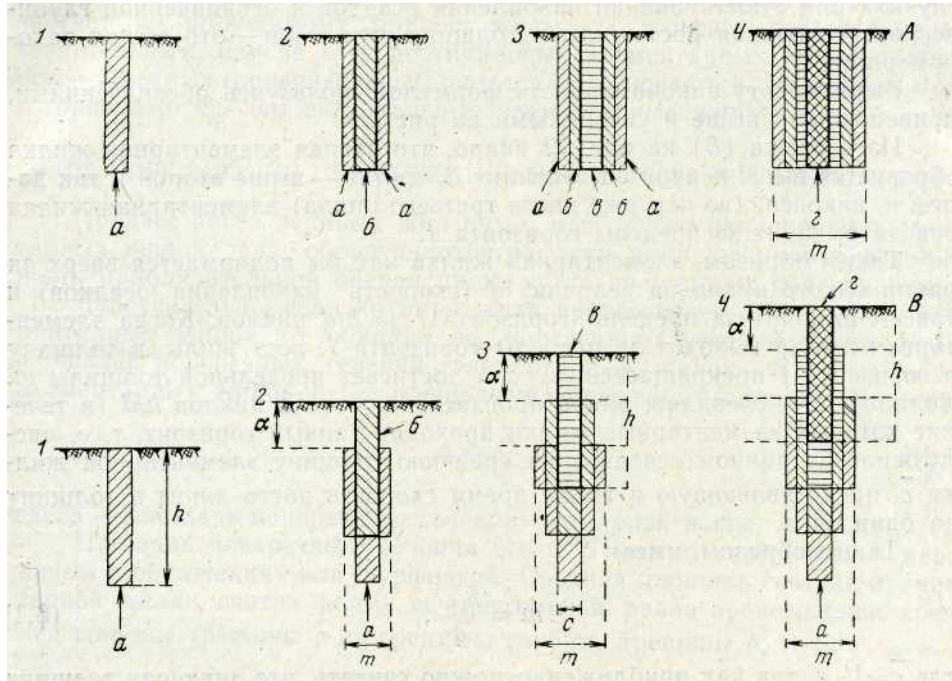


Рис. 99. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (В) роста ледяных жил

Рассматривая верхнюю часть (А) рис. 99, где a , b , v и z представляют собой элементарные жилки, образующиеся при последовательных годовых циклах растрескивания и заполнения трещин льдом, видно, что при отсутствии накопления осадков рост жилы происходит только в толщину. Вертикальная мощность клина определяется глубиной растрескивания, длина — расстоянием, на которое трещины распространяются на поверхности по простираю, а ширина равна сумме толщин элементарных жилок, составляющих клин (или широкую жилу).

В случае А, т. е. без накопления осадков, образующиеся элементарные жилки льда все время расклинивают породу и увеличивают в ней напряжения сжатия. Трещины становятся все более узкими и в конце концов рост жилы прекращается.

Рассмотрим теперь рост жилы при быстром накоплении осадков (случай В на рис. 99). Здесь, как и раньше, a , b , v и z представляют собой элементарные жилки, образующиеся при четырех последовательных элементарных циклах. Глубина трещин равна L , средняя ширина тре-

¹ В действительности форма поперечного сечения трещин в многолетнемерзлой толще близка к узкому равнобедренному треугольнику с основанием около 0,5 см и высотой (глубиной) 300—400 см.

щин, представляющая в то же время скорость роста жилы в толщину за время одного цикла, равна c ; скорость накопления осадков за время одного цикла равна d ; общая толщина жилы равна m . Рассматривая последовательные циклы 1, 2, 3 и 4 на рис. 99 (Б), мы видим, что рост жилы в толщину в этом случае прекращается после третьего цикла. Во время четвертого и дальнейших циклов наша схематизированная жила растет уже только по вертикали, не увеличивая своей толщины. При меньших скоростях накопления осадков предельная толщина жилы увеличивается и достигается через большее число циклов, но во всех случаях при существовании накопления осадков и ограниченной глубине растрескивания рост жилы в толщину ограничен — это общая закономерность.

Выразим эту закономерность формулой, пользуясь обозначениями, приведенными выше и указанными на рис. 99.

Из чертежа (В) на рис. 99 видно, что вторая элементарная жилка образуется выше первой на величину d ; третья — выше второй и так далее, и, наконец, (на чертеже после третьего цикла) элементарная жилка совсем выходит за пределы горизонта l .

Таким образом, элементарная жилка как бы поднимается вверх за время одного цикла на величину d (скорость накопления осадков) и совсем выходит за пределы горизонта l за h/d циклов. Когда элементарная жилка выходит за пределы горизонта l , рост жилы в толщину в горизонте l прекращается и она достигает предельной толщины t . Толщина эта, очевидно, равна произведению числа циклов h/d (в течение которых элементарные жилки проходят данный горизонт, т. е. числу жилок в данном сечении) на среднюю толщину элементарной жилки c , представляющую в то же время скорость роста жилы в толщину за один цикл.

Таким образом, имеем

$$m = \frac{\bar{h} \bar{c}}{d}, \quad (6,1)$$

где $\bar{c} = 1/2 c$, так как приближенно можно считать, что зияющая трещина имеет треугольное сечение и ширина ее изменяется от величины c у поверхности многолетнемерзлой толщи до 0 на глубине h ; \bar{h} — равно средней глубине проникновения трещин в многолетнемерзлую толщу.

Так как рост жилы в толщину ограничен, то ограничены и развивающиеся напряжения сжатия. В этом случае жила не должна беспредельно уплотнять породу. Последняя образуется одновременно со льдом.

Заметим при этом, что рост жилы вверх, пока образуются элементарные жилки и происходит достаточно быстрое накопление осадков, не ограничен, так как накопление свободно отлагающихся ненапряженных осадков обуславливает возможность дальнейшего растрескивания.

Контакты между жилами и вмещающими наслаивающимися породами при сингенетическом росте не представляют собой поверхности трещин. Они имеют более или менее зубчатую форму и формируются постепенно сопряжениями самых верхних частей элементарных жилкок с краями отлагающихся слоев осадков.

При выводе формулы (6,1) входящие в нее величины приняты постоянными. На самом деле, эти величины изменяются в зависимости от геолого-географических и климатических факторов. Так, скорость накопления осадков (d) зависит от режима рек и водоемов и других факторов.

Глубина растрескивания (h) и ширина трещин (c) являются функциями распределения температур в грунте и его механических и физических свойств. При всех изменениях упомянутых выше величин меняются также и поперечные сечения жил.

А. И. Попов указал, что в тело жилы включаются и горизонтальные слои льда, аналогичные прожилкам льда во вмещающей породе, и назвал такой процесс «фронтальным ростом» ледяных жил.

Фронтальный рост имеет второстепенное значение в формировании жил, пока их толщина мала по сравнению с глубиной растрескивания. По мере увеличения толщины жил значение фронтального роста возрастает, но, по-видимому, прирост жилы за его счет остается менее значительным, чем за счет вертикальных элементарных жилок, вследствие того что горизонтальные прослойки включаются не каждый год, а гораздо реже, чем вертикальные элементарные жилки.

4. ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РОСТА ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Процесс роста ледяных жил путем повторного накопления элементарных жилок льда, образующихся за один цикл, открывает возможность приблизительной оценки промежутка времени их образования.

Действительно, если крупная жила представляет собой сумму элементарных жилок, то площадь ее поперечного сечения равна сумме площадей поперечных сечений элементарных жилок. Поэтому число элементарных жилок (n) с площадями поперечного сечения (S) равно

$$n = \frac{S}{s}, \quad (6,2)$$

где s — площадь поперечного сечения суммарной жилы.

Площадь поперечного сечения жилы S можно определить измерениями в обнажениях или шурфовкой. Средняя площадь сечения элементарной жилки, считая форму ее треугольной, равна произведению средней ширины трещины c на среднюю глубину трещины \bar{h} , т. е.

$$\bar{s} = \bar{c} \bar{h}. \quad (6,3)$$

Среднюю ширину элементарных жилок можно определить, подсчитывая число вертикальных полосок, образуемых пузырьками воздуха, а также минеральными и растительными частицами, собирающимися в осевой части элементарной жилки при замерзании воды в трещине, идущем с двух сторон от стенок к центру. П. А. Шумский определял также ширину элементарных жилок кристаллооптическим методом (1955). По его данным, эта ширина в среднем приблизительно равна 0,5 см.

Глубину трещин можно рассчитать, по-видимому, с некоторым превышением по формуле (4,32) или оценить по температурным кривым (Достовалов, 1952).

В обнажении Мус-Хая на р. Яне (рис. 92) вертикальная мощность жил достигает 40 м при средней поперечной мощности 6 м, т. е. $S = 240 \text{ м}^2$. Пусть средняя ширина элементарной жилки равна 0,005 м и глубина трещины 4 м. Тогда по формуле (6,2) имеем

$$n = \frac{S}{\bar{c} \bar{h}} = \frac{240}{0,005 \cdot 4} = 12\,000 \text{ циклов.}$$

Таким образом, такая жила росла не менее 12 000 лет. Следует заметить, что возраст системы жил следует определять по самым мощ-

ным жилам, формируемым трещинами 'первого и второго порядков, так как эти трещины образуются чаще трещин более высоких порядков генерации и для них число элементарных циклов n ближе всего подходит к числу лет роста системы жил. Но в более мягкие зимы в некоторых местах, более прикрытых снегом, могли не образовываться и эти трещины. Поэтому приведенный выше способ расчета времени роста ледяных жил дает только нижний предел этой величины. После прекращения роста ледяные жилы переходят в ископаемое состояние, поэтому их абсолютный возраст складывается из периода роста и пребывания в ископаемом состоянии, которое может быть во много раз длительнее периода их роста.

5. ИЗМЕНЕНИЕ ПРОЦЕССА РАСТРЕСКИВАНИЯ ПОРОД И РОСТА ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГРАДИЕНТА ТЕМПЕРАТУРЫ И СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Выше было выяснено (формула 4,30), что сетка образующихся трещин и крупность отдельностей (x) связаны с физико-механическими характеристиками породы (a, G, x^y) и тепловыми воздействиями, выражаемыми градиентом температуры (At/Az). Была установлена также зависимость поперечной мощности растущей жилы от скорости накопления осадков (d), глубины ($/г$) и ширины (c) трещин (формула (6,1)).

При сингенетическом росте жил в течение длительных промежутков времени все эти факторы могут изменяться как в данной точке, так и от района к району, отражая изменения фациальных условий роста жильных льдов.

Рассматривая влияния изменения указанных выше факторов на развитие жильных льдов, можно сделать следующие выводы:

1. При изменении состава накапливающейся мерзлой породы изменяются ее механические характеристики и размеры образующихся при растрескивании отдельностей. Такой процесс должен искривлять вертикальные оси растущих ледяных жил.

2. Так как размеры отдельностей обратно пропорциональны градиентам температур, а последние возрастают с увеличением континентальноеTM климата, то в более суровых климатических условиях сетки трещин и ледяных жил должны становиться более частыми, чем в более умеренных условиях.

3. Мощность и рост ледяных жил зависят от порядка генерации трещин, которыми они формируются (рис. 97), а количество порядков[^] генерации трещин зависит от величины минимумов температуры. По этому при сингенетическом росте жил, увеличении минимумов температур (похолодании климата и увеличении его континентальноеTM), сетка трещин должна становиться более частой в силу образования трещин все более высоких порядков генерации, причем последние при сингенетическом росте должны появляться последовательно на более высоких уровнях по вертикали. При относительном потеплении или уменьшении континентальноеTM климата процесс должен идти в обратном направлении.

Указанную закономерность поясняет схематический рис. 100, изображающий форму ледяных жил, растущих синхронно с накоплением осадков снизу вверх при двух резких вековых похолоданиях на фоне периодов с более теплыми зимами. На рисунке 100 вмещающая порода мысленно удалена.

Действительно, прослеживая рост этой структуры снизу вверх и начиная с периода относительно мягких зим, мы видим, что в нижней части структуры должны расти только нижние части жил / и 2, форми-

руемые трещинами первого и второго порядков. Трещины третьего порядка не образуются и жила 3 внизу структуры отсутствует. При увеличении с течением времени минимумов и градиентов температуры в наслаивающейся породе начинают образовываться трещины третьего порядка и расти нижняя часть нижней жилы 3. При первом максимальном похолодании к росту жил 7, 2 и 3 добавляется еще и рост жилы 4, формируемой трещинами четвертого порядка. Далее, при потеплении зим и уменьшении минимумов и градиентов температуры, процесс роста жил должен изменяться в обратном порядке. Сначала исчезают трещины четвертого порядка и прекращается рост 'нижних жил 4. Затем, при дальнейшем смягчении зимних холодов исчезают трещины третьего порядка, прекращается рост нижней жилы 3 и снова продолжают расти только жилы 1 и 2. При новой вековой волне похолодания снова могут появиться последовательно трещины третьего и затем четвертого порядка и образуется соответственно новый верхний горизонт жил 3 и 4, который затем последовательно исчезает при относительном потеплении.

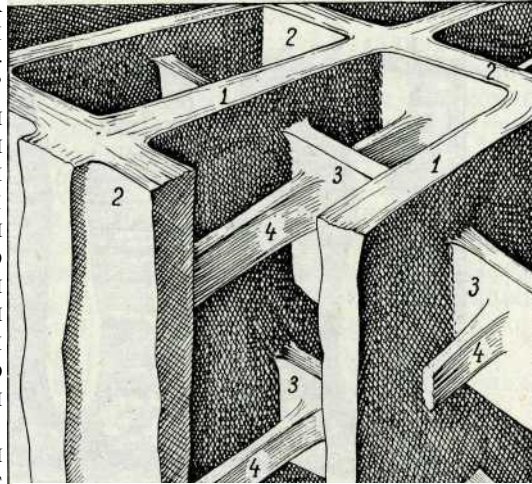


Рис. 100. Системы сингенетических ледяных жил в зависимости от изменения градиента температуры (два вековых похолодания на фоне более мягких периодов)

4. Изменения скорости накопления осадков влияют на рост жил в толщину (формула (6,1)) и на напряжения сжатия в растрескивающемся массиве. При уменьшении скорости (накопления осадков толщина основных жил, формируемых трещинами первого и второго порядка, увеличивается; напряжение сжатия в массиве возрастает и это затрудняет появление трещин более высоких порядков и тем сильнее, чем выше порядок трещин. Градиент температуры сначала должен снять напряжения сжатия и только уже после этого может вызвать разрывающие усилия. Наоборот, при увеличении скорости накопления осадков основные жилы становятся тоньше; напряжения сжатия в породе уменьшаются и облегчается появление трещин более высоких порядков генерации. Таким образом, уменьшение скорости накопления осадков и увеличение градиента температуры действуют на появление трещин и на рост жил противоположно друг другу.

Для роста жил особенно благоприятным сочетанием является быстрое накопление осадков при высоких градиентах температуры; наоборот, одновременное уменьшение скорости накопления осадков и градиентов температуры может совсем прекратить рост жил. При противоположных изменениях градиентов температуры и скорости накопления осадков возможна некоторая компенсация их влияний на рост жил.

Разберем с точки зрения указанных закономерностей часть обнажения Мус-Хая на р. Яне, представленного на рис. 101; порядок жил соответствует разрезу по линии АВ рис. 97.

Утолщениям первой, третьей и четвертой жил (рис. 101, слева направо) в нижних их частях соответствуют более тонкие части второй и пятой жил. В средней части первой, третьей и четвертой жил наблюдаются утоньшения, тогда как средние части второй и пятой жил утолщаются и, наконец, в верхних частях все пять жил утолщаются и оканчиваются на одном уровне.

Эти соотношения толщин жил объясняются на основании указанных выше закономерностей следующим образом.

Первая, третья и четвертая жилы на рис. 101 формировались соответственно трещинами второго, четвертого и второго порядков генера-

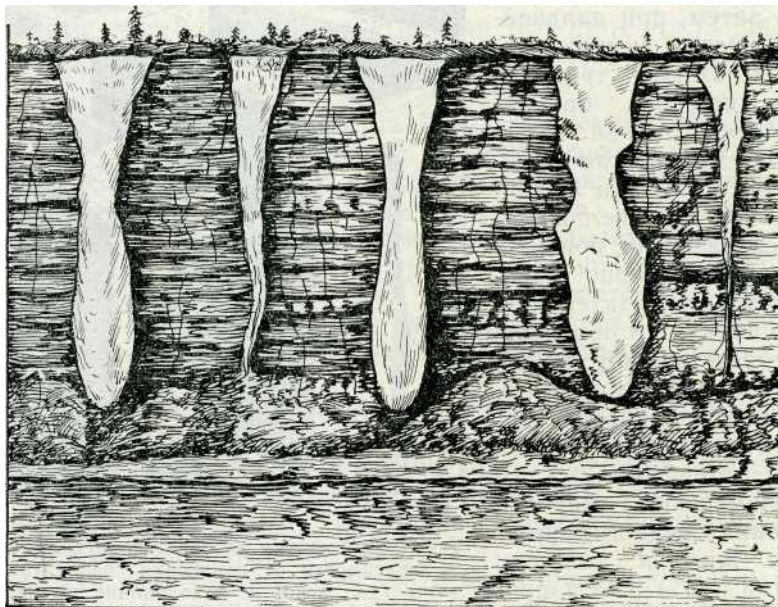


Рис. 101. Часть обнажения жильных льдов Мус-Хая на р. Яне

ции (рис. 97), являются основными и их толщина определила режим напряжений сжатия в массиве; вторая жила формировалась трещинами шестого порядка, а пятая — трещинами седьмого порядка генерации (рис. 97, разрез *AB*). При росте нижних частей жил градиенты температуры оставались постоянными, а скорость накопления осадков уменьшалась, вызывая утолщение основных жил и затрудняя появление трещин более высоких порядков, вследствие увеличения сжатия. Поэтому утолщению в нижней части основных жил соответствует тонкая часть второй жилы, формировавшейся трещинами шестого порядка и почти полное отсутствие пятой жилы, формировавшейся трещинами седьмого порядка.

При росте средних частей жил скорость накопления осадков увеличилась, основные жилы стали тоньше, напряжения сжатия уменьшились, и при тех же градиентах температуры возросла возможность растрескивания. Поэтому средняя часть второй жилы, формируемой трещинами шестого порядка, стала толще, чем в нижней части и стал возможным рост и утолщение жилы пятой, формируемой трещинами седьмого порядка.

При росте верхних частей жил происходило уменьшение скорости накопления осадков и основные жилы утолщались, увеличивая напряжения сжатия.

Вторая и пятая жилы должны были бы при этом утоньшаться, как в нижней части, но произошло увеличение градиента (похолодание или увеличение континентальноеTM), которое скомпенсировало влияние уменьшения скорости осадконакопления и дало возможность второй и пятой жилам расти вверх и даже утолщаться. Это похолодание продолжалось не менее, а скорее более пяти тысяч лет.

При достаточном уменьшении скорости накопления осадков, ведущем к утолщению жил и возрастанию сжатия породы, даже трещины первого и второго порядков становятся, по-видимому, настолько узкими, что рост жил фактически прекращается. Так как осадки, хотя и медленно, все же продолжают накапливаться, поверхность деятельного слоя отрывается от поверхности жил и последние переходят в ископаемое состояние. Морфологическим указанием на прекращение роста жил вследствие уменьшения скорости накопления осадков являются резкие утолщения в верхней части жил. Кроме того, изменения скорости накопления осадков сказываются и на характере полигонально-валикового микрорельефа. При относительно быстром накоплении осадков в пойме поверхность полигонов должна быть сравнительно плоской. При выходе поверхности из пойменной стадии и замедлении накопления осадков полигоны становятся более вогнутыми или чашеобразными, а в осадках начинает преобладать растительная (торфянистая) часть.

Таким образом, изгиб и состав слоев породы между жилами льда отражают фациальные условия их образования.

5. Причинами изменения, приостановки и прекращения роста ледяных жил могут являться также изменения теплового и влажностного режима деятельного слоя в зависимости от изменения теплооборотов и условий, модифицирующих последние (растительный и снежный покровы, положение в рельефе и пр.).

При достаточном общем или локальном увеличении притока тепла в объем содержащей подземные льды породы процесс роста ледяных жил может смениться их частичным или полным протаиванием. Частичное протаивание жил до глубины, где градиенты температуры малы, также может прекратить их растрескивание и перевести жилы в ископаемое состояние.

В зависимости от колебания средних годовых притоков тепла в породу возможны последовательные смены роста ледяных жил их протаиванием, значительно осложняющие процесс их общего развития.

6. РАЗВИТИЕ ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА В НИЗОВЬЕ р. ИНДИГИРКИ

Климатически этот район характеризуется среднегодовой температурой воздуха, равной -14°C , с минимумами до -60° , температурой пород на глубине 10 м около -9°C и малыми атмосферными осадками.

Местность представляет собой тундру с различными формами полигонального микрорельефа, образующимися на основе морозобойных трещин и развития жильных льдов, а также на основе трещин усыхания. Тетрагональные системы жильных льдов распространены чрезвычайно широко и наблюдаются почти на всех элементах рельефа. Вытаивание этих льдов приводит к образованию большого количества термокарстовых озер, имеющих угловатую форму и часто соединяющихся протоками с рекой. Элементы рельефа, распространение жильных

льдов и термокарстовых озер представлены схематически на разрезе рис. 10(2, на котором указаны также положения уровня реки в различные времена года.

На поверхности второй террасы наблюдаются многочисленные термокарстовые впадины с обнажениями льдов на склонах и озерами на дне, покрываемыми обычно только часть впадины. Во впадинах местами развиваются современные системы жильных льдов и бугры пучения (булгунняхы) (см. рис. 88).

На рисунке 102 видно, что пойма подразделяется по высотным отметкам на четыре поверхности, заливаемые рекой на различные проме-

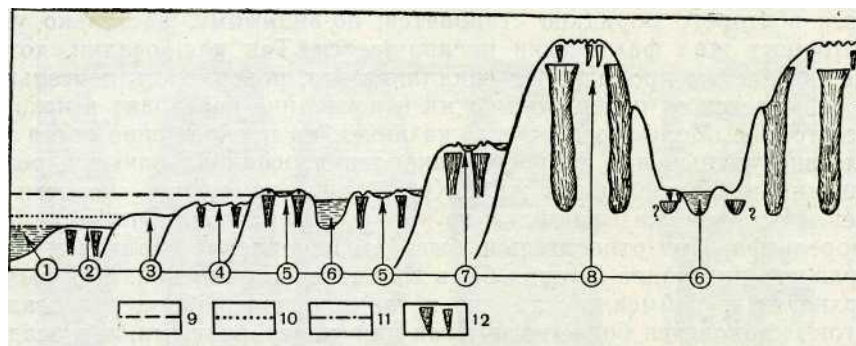


Рис. 102. Схема рельефа местности в низовье р. Индигирки около с. Чокурдах: 1 — р. Индигирка около с. Чокурдах; 2 — дно лайд; 3 — низкая пойма; 4 — молодая высокая пойма; 5 — старая высокая пойма; 6 — термокарстовые озера; 7 — первая надпойменная терраса; 8 — вторая надпойменная терраса (аллювиальное плато); 9 — весенний уровень реки (июнь); 10 — средний уровень реки (август); 11 — низкий уровень реки (октябрь); 12 — жильные льды

жутки времени и отличающиеся друг от друга по тепловому и влажностному режимам, мощности слоя летнего протаивания и характеру растительного покрова.

Самый низкий уровень поймы представлен дном лайд или временных озер, соединенных с рекой протоками и заливаемых приблизительно на 70 дней. Дно лайд лишено растительного покрова. Оно обнажается к концу сентября, замерзает во влажном состоянии и при дальнейшем охлаждении покрывается сеткой морозобойных трещин. На дне лайд растут жильные льды.

Над дном лайд метра на два с половиной возвышается низкая пойма в виде полос земли, прилегающих к лайдам и протокам. Молодая низкая пойма находится под водой около 20 дней и почти лишена растительного покрова. После спада воды она сильно прогревается и разбивается сеткой трещин усыхания на относительно мелкие отдельные участки. На этих поверхностях жильных льдов не обнаружено, но иногда наблюдалась полигональная сеть канав, образовавшаяся скорее всего вследствие вытаивания маломощных ледяных жил.

Следующий по высоте уровень поймы, возвышающийся на один-полтора метра над молодой низкой поймой, представлен молодой высокой поймой, покрытой травяным покровом. На ней растут жильные льды, образующие на поверхности тетрагональный трещинно-валиковый микрорельеф. Полигоны между валиками относительно сухие, плоские, без водоемов (рис. 103,а). Молодая высокая пойма заливается в половодье на 4—7 дней и тепловые и влажностные условия на ней

являются оптимальными для роста жильных льдов. На этой поверхности нет термокарстовых озер.

Примерно на метр выше молодой высокой поймы располагается обширная поверхность старой высокой поймы. Эта поверхность заливаеся весной не каждый год и выходит, собственно говоря, уже в режим надпойменных террас. Характер микрорельефа представлен на рис. 103, б. Здесь по валикам часто растут кустарник, голубика и морошка. Вогнутые полигоны часто заполнены водой и заросли мхом. Сильно выражены процессы протаивания жильных льдов и образования термо-

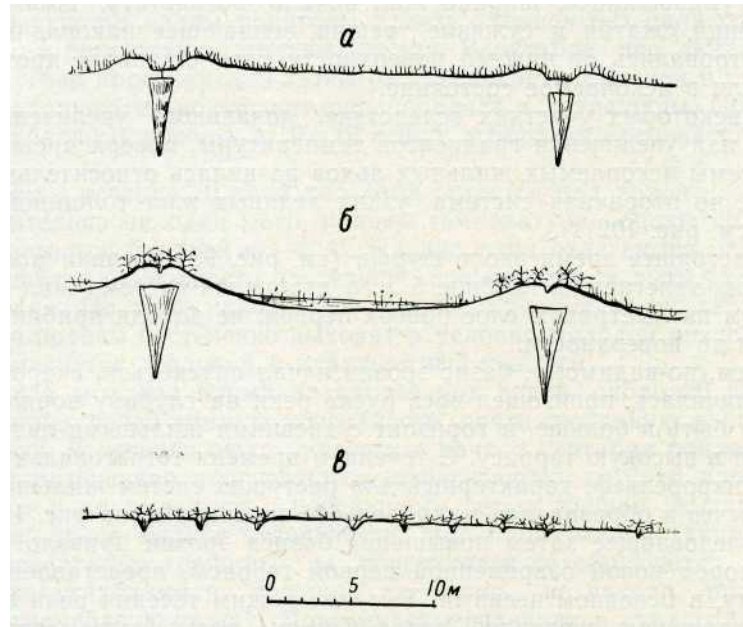


Рис. 103. Микрорельеф на различных элементах рельефа: а — молодая высокая пойма; б — старая высокая пойма; в — вторая терраса

карстовых озер путем последовательного слияния водоемов внутри полигонов.

На основе изложенных выше закономерностей формирования жильных льдов в зависимости от температурных напряжений и растрескивания, механических свойств вмещающей породы, скорости накопления осадков и термодинамических соображений мы приходим в общих чертах к следующей истории рельефа, представленного на рис. 102.

В прошлом пойма находилась на современном уровне верхних частей древних ледяных жил второй террасы и на ней отлагались пески, подстилающие в настоящее время слой суглинков и льдов, который тогда еще не существовал. Климатические условия были более суровыми и континентальными, чем в настоящее время. Породы в пойме находились в мерзлом состоянии, но жильные льды не формировались вследствие неблагоприятного состава породы на поверхности.

Поверхность поймы, по-видимому, опускалась, но это опускание постепенно замедлялось, уменьшая скорость течения реки. Вследствие этого на слое песков стал накапливаться слой суглинка и в нем начали формироваться нижние части жил современной второй террасы. Затем наступило относительное равновесие между скоростью накопления

осадков и скоростью опускания местности на период времени роста системы жил второй террасы (10—20 тысяч лет). За этот период нижние части жил по мере накопления осадков постепенно уходили в глубину, а верхние их части оставались все время более или менее на одном и том же уровне, продолжая расти в пойменных условиях.

Следующим этапом развития явилось нарушение равновесия между скоростью опускания и скоростью накопления осадков. Возможно, что опускание совсем прекратилось и поверхность развития льдов начала выходить в стадию надпойменной террасы. Скорость накопления осадков уменьшилась; ширина жил начала возрастать, вызывая рост напряжений сжатия и сужение трещин, мешающее накоплению льда. Жилы оторвались от нижней поверхности слоя сезонного протаивания и перешли в ископаемое состояние.

На некоторых участках вследствие локального увеличения роста осадков или увеличения градиентов температуры, поверхность древней мощной системы ископаемых жильных льдов развилась относительно также древняя, но вторичная система узких ледяных жил толщиной в доли метра (см. рис. 102).

В настоящее время около шурфа (см. рис. 98) древняя мощная система жил залегает на глубине 5 м, а вторичная система жил находится в этом пятиметровом слое поверх первой, не доходя приблизительно на 60 см до поверхности.

Затем, по-видимому, базис эрозии начал опускаться, скорость течения увеличилась, произошел врез русла реки на глубину порядка 40 м, а может быть и больше, и горизонт с древними жильными льдами превратился в высокую террасу. С течением времени тетрагональный валиковый микрорельеф, характерный для растущих систем жильных льдов, на ней исчез и образовался микрорельеф, показанный на рис. 103, в.

Последовавшее затем повышение базиса эрозии привело к накоплению пород новой современной первой террасы, представленных, по-видимому, в основном песками. Там, где режим течения реки способствовал отложению суглинков, снова начали расти льды современной первой надпойменной террасы. Они также росли сингенетически, т. е. в условиях относительного равновесия накопления осадков и некоторого опускания местности, обеспечивавшего сохранение пойменных условий, необходимых для роста крупных жил льда. Судя по размерам жил льда первой террасы, эти условия, по-видимому, сохранялись в течение 4—5 тысяч лет. Затем поверхность первой террасы вышла из пойменной стадии, скорость накопления осадков уменьшилась, и рост жил льда на ней прекратился. Более крупные размеры полигонов на первой террасе по сравнению со второй террасой свидетельствуют о том, что она формировалась в более мягких климатических условиях, чем вторая терраса.

Через некоторое время после выхода поверхности современной первой террасы из пойменной стадии и прекращения на ней роста льдов произошло новое опускание базиса эрозии и врез русла реки, по-видимому, метров на двадцать, а может быть и больше. Затем снова начали накапливаться отложения и расти льды уже современной поймы.

В настоящее время льды растут на всех элементах поймы, за исключением низкой молодой поймы (см. рис. 102), но современные условия не благоприятствуют росту крупных ледяных жил, во-первых, потому, что нет процесса опускания, сохраняющего достаточно долго пойменные условия в месте роста жил, как это было при росте льдов второй террасы, а во-вторых, потому, что приход тепла в настоящее время настолько велик, что в условиях старой высокой поймы процесс

яроtaивания часто начинает преобладать над процессом накопления жильных льдов и на этом элементе рельефа образуются термокарстовые озера. Последние постепенно переходят в режим лайд, и этот переход восстанавливает возможность роста жильных льдов, но уже на более низком уровне и при несколько изменившихся условиях.

Итак, рассмотрение фациальных условий роста льдов в современной пойме приводит к выводу о следующей периодичности их развития на этом элементе рельефа.

Наиболее низким уровнем роста льдов в пойме является дно лайд. Вода уходит из лайд во второй половине сентября, и на их голой илистой поверхности видны полигоны в виде канавок без валиков, указывающие на присутствие жильных льдов. В октябре дно лайд промерзает, не успев просохнуть, а затем растрескивается. Весной в половодье лайды заполняются водой, которая попадает и в трещины, замерзая в них по тепловому расчету в 10—15 минут и образуя элементарные жилки льда.

Летом в течение 70 дней дно лайд остается под водой и оттаивает приблизительно на один метр, причем температура породы на глубине 5—6 м остается близкой к -6°C . На дне лайд отлагаются осадки, поэтому уровень поверхности постепенно повышается, и льды растут сингенетически. По мере накопления осадков краевые части лайд и прирусловые полосы постепенно выходят в условия молодой низкой поймы, причем меняется тепловой и влажностный режимы.

Низкая молодая пойма находится под водой около 20 дней. Она представляет собой темную поверхность, почти лишенную растительного покрова. В течение июля—августа и начала сентября пойменные отложения интенсивно прогреваются, относительно глубоко протаивают, высыхают и покрываются с поверхности сетью трещин усыхания, разбивающей ее на мелкие отдельные. При промерзании таких отложений морозобойные трещины на поверхности не образуются, а только несколько углубляются трещины усыхания, не заходя при этом в многолетнемерзлую толщу. Поэтому замерзающая в этих трещинах во время половодья вода образует лишь сезонные жилки льда, протаивающие, по-видимому, во время пребывания молодой низкой поймы под водой. В некоторых местах низкая пойма, освобождаясь от воды летом, имеет совершенно ровную поверхность без следа прошлогодних трещин; в других местах, особенно в краевых частях лайд, на основе трещин усыхания развивается мелкобугристый микрорельеф. Если на низкой пойме, в бытность этой поверхности дном лайды, формировались жильные льды, последние вытаивают на некоторую глубину, образуя тетрагональную сеть канав. Уровень низкой поймы постепенно повышается; она покрывается травяным покровом и переходит в режим высокой молодой поймы.

При переходе низкой поймы в стадию высокой молодой поймы время затопления внешними водами уменьшается с 20 до 4—7 дней, и поэтому влажность деятельного слоя, казалось бы, должна уменьшаться, но на самом деле она увеличивается. Происходит это благодаря зарастанию поверхности травой и мхом, препятствующими высыханию и уменьшающими приток тепла в почву вследствие увеличения альбедо поверхности.

Вследствие увеличения влажности трещины усыхания не образуются; при наступлении холодов молодая высокая пойма смерзается в массив и при дальнейшем охлаждении на ней появляются морозобойные трещины и начинают расти жильные льды. Рост последних сопровождается появлением полигонально-валикового микрорельефа, препятст-

вующего стоку вод и еще более увеличивающего влажность деятельного слоя.

Однако внутренние части полигона типичной высокой молодой поймы вскоре после половодья уже не содержат воды в виде водоемов и представляют собой относительно сухие, почти плоские, покрытые травой поверхности (рис. 102). Ледяные жилы на высокой молодой пойме в Чокурдахе имеют возраст порядка 100—250 лет.

По мере дальнейшего накопления осадков уровень молодой высокой поймы повышается и она постепенно переходит в режим старой высокой поймы, при этом все реже заливается водой, скорость накопления осадков уменьшается.

Рост льдов не сразу реагирует на уменьшение скорости накопления осадков, поэтому некоторое время льды продолжают расти почти по-прежнему и при меньшей скорости накопления осадков. Изменение соотношения скоростей роста льдов и накопления осадков приводит к изменению характера микрорельефа. Жилы как бы выдвигаются вверх из породы, а внутренние части полигонов понижаются и превращаются из почти плоских (см. рис. 103, а) в чашеобразные (см. рис. 103, б). В половодье и при таянии снега в этих углублениях собирается больше воды, чем в плоских полигонах молодой высокой поймы, и она не успевает испаряться летом. Поэтому в полигонах старой высокой поймы образуются водоемы. Вследствие этого увеличивается поглощение лучистой энергии (альбедо уменьшается), процессы протаивания возрастают, еще более увеличивая глубину водоемов. В особенно благоприятных случаях при современных условиях теплообмена начинают протаивать и сами жилы льда между полигонами; водоемы в полигонах сливаются в постепенно увеличивающееся и углубляющееся термокарстовое озеро.

В других «случаях образующийся в полигоне водоем успевае зарастить мхом, протаивание не развивается, и жилы переходят в ископаемое состояние.

Потоки воды во время половодий постепенно вырабатывают протоки, соединяющие термокарстовые озера с рекой; последние переходят в режим лайд и мелеют, причем снова возобновляется рост жильных льдов.

Период времени, в течение которого сформировались наиболее крупные жилы на старой высокой пойме, приблизительно составляет 1,5 тысячи лет.

Следует заметить, что русла реки и проток с течением времени передвигаются, размывая различные участки поймы и террас и прекращая на них развитие жильных льдов. В то же время развитие жильных льдов начинается вновь на участках, освобождаемых водоемами.

На озерах процессы протаивания сочетаются с процессами переработки берегов под влиянием волноприбойной деятельности. Поэтому наблюдаются группы продолговатых термокарстовых озер, вытянутых в направлении преобладающих летних ветров.

Описанные закономерности и процессы развития подземных жильных льдов показывают, что в структуре этих льдов отражается влияние фациальных условий их образования.

Так, образование крупных жил, безусловно, связано с опусканием территории; размеры жил дают возможность оценить длительность аккумуляции террас; изменение числа порядков растрескивания и рост жил на разных горизонтах свидетельствуют об изменении климатических условий. Существование древних подземных льдов с абсолютным возрастом в несколько десятков тысячелетий исключает на обширных

территориях их развития распространение покровного оледенения. Характер разреза свидетельствует о чередующихся и затухающих опусканиях и поднятиях. Дальнейшее более детальное изучение форм и структур жильных льдов и вмещающих их пород, несомненно, приведет к уточнению сделанных выводов.

VI-7. ОБРАЗОВАНИЕ ТЕТРАГОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ ГРУНТОВЫХ ЖИЛ

В суглинках и супесях, как в области многолетнемерзлых пород, так и далеко вне ее, наблюдается распространение жил или клиньев преимущественно из более тонкого по составу материала, образующих тетрагональные системы, аналогичные по своей конфигурации системам подземных жильных льдов.

Развитию глинистых грунтовых клиньев посвящена значительная литература (Москвитин, 1947; Gallwitz, 1949; Паталеев, 1955; Данилова, 1956; Каплина и Романовский, 1960, и др.). В более ранних работах высказывалось мнение, что такие жильные образования являются следствием вытаявания существовавших некогда систем ледяных жил и заполнения образовавшихся пустот глинистым материалом. Отсюда иногда делались выводы, что наличие глинистых клиньев в рыхлых породах является вообще доказательством былого распространения многолетнемерзлых толщ.

Однако такой общий вывод наблюдениями последних лет не подтверждается. Так, в работе А. В. Паталеева (1955) описывается современное образование тетрагональной системы глинистых жил в районе Хабаровска при заведомом отсутствии многолетнемерзлых пород. В то же время в области распространения мощных сингенетических жильных льдов, вытаявание последних в настоящее время обычно не сопровождается образованием глинистых клиньев. В этом случае образуются термокарстовые озера, впадины (аласы), системы быстро разрушающихся бугров из вмещающей породы (байджерахи), но не грунтовые жилы. Кроме того, большое разнообразие размеров и форм грунтовых жил свидетельствует о значительных различиях физических, геологических и фациальных условий при их образовании, а также о наложении различных комплексов вторичных процессов, изменявших первоначальные формы, структуру и состав жил.

Классификация полигональных систем грунтовых жил еще не разработана; многие вопросы их развития остаются дискуссионными, но, по имеющимся в настоящее время сведениям, можно наметить по механизму и процессам их образования следующие подразделения (А, Б и В), группы (1, 2, 3) и подгруппы (а, б, в).

А. Грунтовые жилы, образовавшиеся на основе морозобойного растрескивания (крупные полигоны порядка десяти и более метров в поперечнике).

1. Полигональные системы повторно-трещинных жил, развивающиеся при глубоком сезонном промерзании, и повторных растрескиваниях и цементациях трещин глинистым материалом (сингенетические и эпигенетические).

2. Псевдоморфозы по вытаявшему жильному льду:

- а) неслоистые жилы,
- б) частично незаполненные жилы,
- в) мерзлотные структуры облекания.

3. Суффозионные жилы.

Б. Полигональные системы жил, образовавшиеся на основе трещин усыхания (мелкие полигоны диаметром в десятки сантиметров).

1. Жилы, образовавшиеся вследствие заполнения трещин инородным материалом.

2. Полигональные зоны окрашивания светлых дисперсных пород гумусом, проникающим по системе трещин усыхания и порам.

В. Полигональные формы, возникающие при субаквальном перемещении жидких (текучих) слоев илистых или глинистых пород (диаметр десятки сантиметров).

1. Полигональные формы, образовавшиеся при продавливании более тяжелого жидкого слоя в более легкий.

2. Полигональные формы, образовавшиеся при конвекции, вследствие наличия градиента температуры.

Первая из указанных выше разновидностей грунтовых жил — повторно-трещинные жилы (А,1) — описана А. В. Паталеевым (1955). Такие жилы развиваются при глубоком сезонном промерзании и повторном растрескивании суглинков, если трещины в последних цементируются попадающим в трещины глинистым раствором. Процесс протекает аналогично образованию жильных льдов.

При наступлении морозов влажная рыхлая порода превращается в достаточно протяженный мерзлый слой и при дальнейшем охлаждении растрескивается на полигональные отдельности. В начале весны в трещины попадает вода, несущая частицы окружающей породы и растительные остатки. Так как в это время температура слоя сезонного промерзания еще низка, вода, попавшая в трещины, замерзает, образуя сезонные жилки льда. Эти жилки льда летом вытаивают, оставляя в трещине вертикальную элементарную жилку глинистого материала, обычно более тонкого, чем окружающая порода. Так как для замерзания воды, попадающей в трещину, требуется некоторое время, в каждой элементарной жилке возможна вертикальная дифференциация частиц по крупности. Эта дифференциация частиц в элементарных жилках по вертикали маскирует вертикальную слоистость растущей грунтовой жилы; получается скорее чешуйчатая структура, в которой небольшие скопления более крупных частиц неправильно чередуются со скоплениями более тонкого материала. Однако некоторые авторы отмечают вертикальную слоистость повторно-трещинных грунтовых жил.

Современные повторно-трещинные грунтовые жилы имеют вид узких правильных клиньев. Они расклинивают вмещающую породу и иногда образуют на поверхности слабый полигонально-валиковый микрорельеф. Одна из таких жил в районе Хабаровска изображена на рис. 104 по А. В. Паталееву.

Вторым типом полигональных систем грунтовых жил являются псевдоморфозы по -вытаявшему жильному льду (тип А,2). Вытаивание льда образует полигональную сеть канав на поверхности, или пустот на некоторой глубине, которые полностью или частично заполняются рыхлой породой, образующей псевдоморфозы по вытаявшему льду.

В зависимости от состава вмещающей породы и заполняющего пустоты грунта, а также от характера процесса заполнения могут возникать очень разнообразные формы жил. Эти начальные формы грунтовых жил, по-видимому, могут еще более осложняться последующими процессами эрозии и новых отложений осадков, особенно в случае древних псевдоморфоз по льду (рис. 105).

В настоящее время описаны, по-видимому, три разновидности метаморфоз по жильному льду:

а) жилы, образованные заполнением пустот, неслоистым обвалившимся или оплывшим сверху грунтом;

б) жилы, частично заполняющие пустоты, оставшиеся после вытаявания жильного льда;

в) «мерзлотные структуры облекания», или слоистые **жилы** (рис. 106), в которых слои повторяют или облекают форму пустот, образовавшихся при вытаявании жильных льдов (Романовский, 1958).

Возможны также и комбинации процессов заполнения пустот, или канав, образовавшихся от вытаявания жильных льдов. Например, нижние части пустот могут быть заполнены обвалившейся или оплывшей

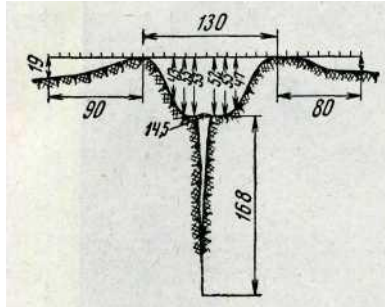
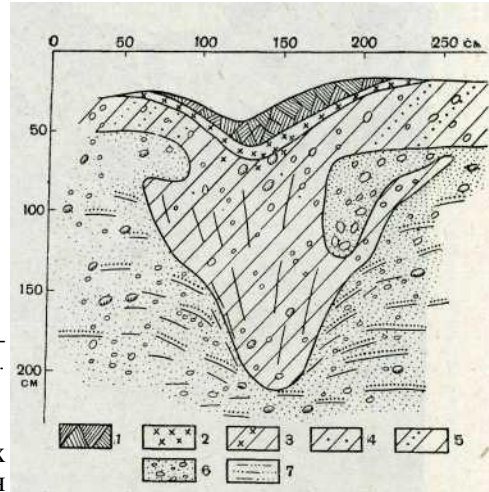


Рис. 104. Современная повторно-трещинная грунтовая жила по А. В. Паталеву (размеры в см)



вмещающей породой, а в верхних их частях могут образовываться структуры облекания. Такие последовательности процессов заполнения пустот указывают вообще на изменение фациальных условий формирования грунтовых жил.

В статьях о структурах облекания обсуждается вопрос о «субаэральном» и «субаквальном» образовании таких структур (Каплина, Романовский, 1960; Лаврушин, 1960). По-видимому, возможны оба процесса. Б. Н. Достовалов наблюдал в районе сел. Чокурдах на низкой пойме р. Индигирки, заливаемой ежегодно приблизительно на 20 дней, полигональную сеть канав от вытаявшего жильного льда. На этой поверхности ежегодно отлагаются осадки и при послойном заполнении канав возможно образование структур облекания.

Для восстановления фациальных условий образования грунтовых жил важна разработка критериев или признаков, по которым их следует относить к тому или иному типу.

Для псевдоморфоз по полигонально-жильному льду Н. Н. Романовский и Т. Н. Каплина (1960) указывают следующие признаки:

- 1) наличие в разрезах следов канавообразных углублений, образующих в плане полигональную сеть;
- 2) следы выдавливания вмещающих отложений вверх у стенок по гребенных канав;
- 3) опускание слоев вмещающих пород вниз у контактов с псевдоморфозами;
- 4) наличие сбросов и обрушений вмещающих пород в приконтактной зоне;
- 5) возможность восстановления ненарушенного залегания пород, перекрывавших ледяные жилы.

Достоверные псевдоморфозы по вытаявшему жильному льду являются единственным типом грунтовых жил, непосредственно свидетельствующие о былом существовании многолетнемерзлой толщи в месте их залегания.

«Суффозионные грунтовые жилы» (типы А, 3) наблюдались Т. Н. Каплиной в валунных глинах. При образовании полигональной

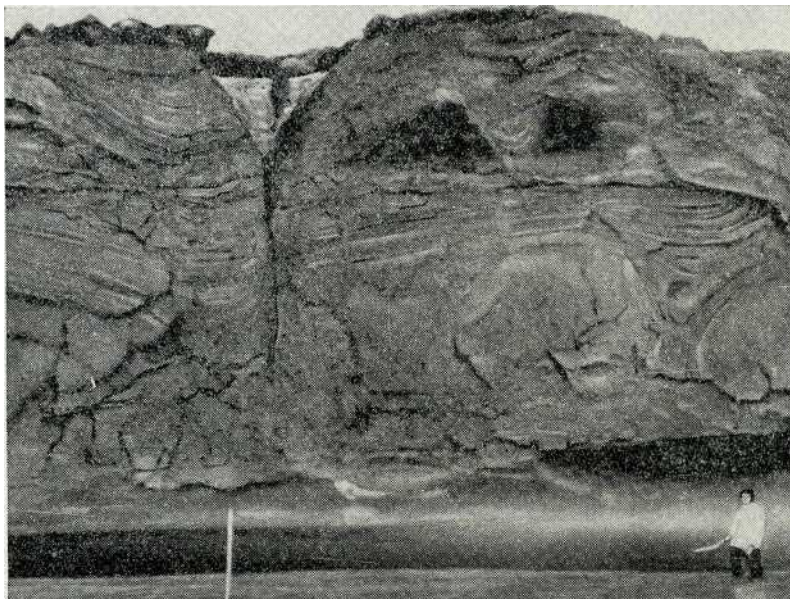


Рис. 106. Мерзлотная структура облекания — слоистое облекающее заполнение пустот (или канав), оставшихся после вытаивания жильных льдов. Фото Н. Н. Романовского

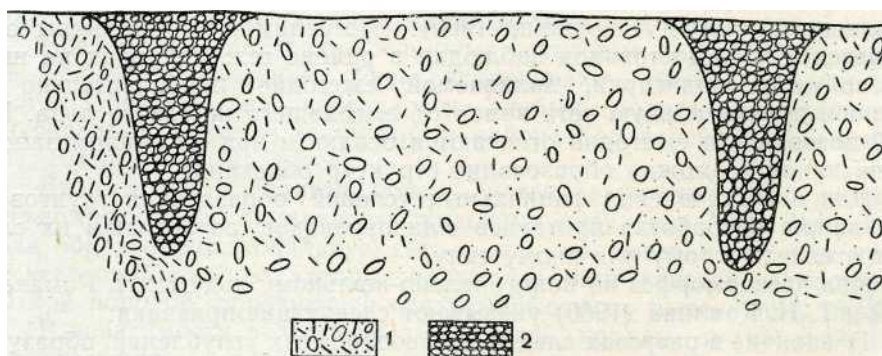


Рис. 107. Схема образования суффозионных грунтовых жил, образовавшихся вследствие вымывания тонкодисперсного материала: 1 — валунная глина; 2 — промытые включения без тонкодисперсного заполнителя (по Т. И. Каплиной)

системы трещин в таких неоднородных по механическому составу породах, поверхностные воды могут их размывать, вынося из окрестности трещин более тонкие фракции породы. В результате таких повторных вымываний в толще более дисперсных пород создается полигональная

система жил или клиньев из менее дисперсного материала. Пример таких жил представлен на рис. 107.

Полигональные системы жил, образовавшиеся на основе трещин усыхания (типы Б,1 и Б,2), по существу уже не имеют прямого отношения к промерзанию и не представляют поэтому мерзлотные физико-геологические явления. Они и дальнейшие полигонально-жилые образования описываются здесь для того, чтобы их не смешивали с криогенными образованиями.

Полигональные системы трещин усыхания или вообще диагенетических трещин (параграф IV-5) отличаются от морозобойных трещин

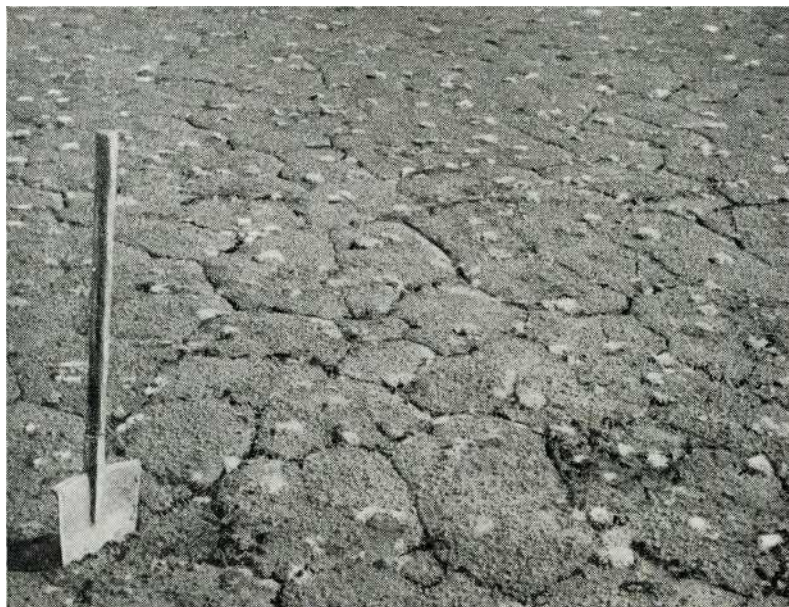


Рис. 108. Трещины усыхания. Земля Франца Иосифа. Фото В. Л. Суходрооского

более мелкой сеткой (диаметр отдельностей в десятки сантиметров, вместо десятков метров в случае морозобойных отдельностей).

Пример полигонов, образованных трещинами усыхания, показан на рис. 108.

При замерзании воды в трещинах усыхания образуется полигональная сеть сезонных жилок льда (рис. 109).

При однократной или многократной цементации трещин усыхания глинистым материалом могут образовываться миниатюрные полигональные системы мелких грунтовых жил или жилок (тип Б,1). Такие системы распространены преимущественно вне области распространения многолетнемерзлых толщ, но встречаются и в пределах последней на участках более глубокого сезонного иротаивания.

По устному сообщению Пустовойтова, по системам трещин усыхания иногда происходит окрашивание более светлых почв более темными просачивающимися растворами гумуса. Такой процесс приводит к образованию миниатюрных полигональных систем окрашенных зон (тип Б,2), внешне сходных с системами грунтовых жил. Такие образования, разумеется, не имеют никакого отношения к промерзанию.

Наконец, в осадочных породах наблюдаются полигональные структуры размерами от десятков сантиметров до метров, относительно которых трудно говорить об их трещинном происхождении. Форма этих структур в одних случаях наводит на предположение их субаквального формирования и в других — к представлениям о вязком течении пластических пород под влиянием силы тяжести (Костяев, 1964). Образо-



Рис. 109. Сезонные жилы льда в трещинах усыхания. Земля Франца Иосифа. Фото В. Л. Суходровского

вание такого вида полигональных структур на основе конвекцию является дискуссионным. Более уверенно можно говорить о конвективном субаквальном происхождении структур в глинистых переувлажненных породах под влиянием силы тяжести и, может быть, градиента температуры. Пример такого образования приведен на рис. 110, представляющем флиш (сантон) около Геленджика (тип В,1). Размеры полигонов в плане порядка десятков сантиметров.

VI-8. ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ФОРМЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРОЦЕССОВ РАСТРЕСКИВАНИЯ ГРУНТОВ И ПРОМЕРЗАНИЯ ЗАКРЫТЫХ СИСТЕМ

Растрескивание слоя сезонного протаивания, сложенного тонкодисперсными породами со значительным содержанием коллоидальных частиц, в комплексе с промерзанием, образованием закрытых систем, развитием напряжений и деформаций и другими процессами, приводит к образованию различных полигональных форм. К таким формам относятся «пятнистые тундры» и «пятна-медальоны», «каменные венки», «котлы кипения», «криотурбации» и пр.

Имеющиеся в литературе названия таких форм даны главным образом по внешним признакам и часто не отражают физические и мерзлотные процессы, приводящие к их развитию.

При образовании таких форм в области распространения многолетнемерзлых пород отмечается следующая последовательность про-

цессов: 1) растрескивание (морозобойное или вследствие усыхания) тонкодисперсных грунтов, слагающих слой сезонного протаивания; 2) образование на этой основе закрытых систем при неравномерном

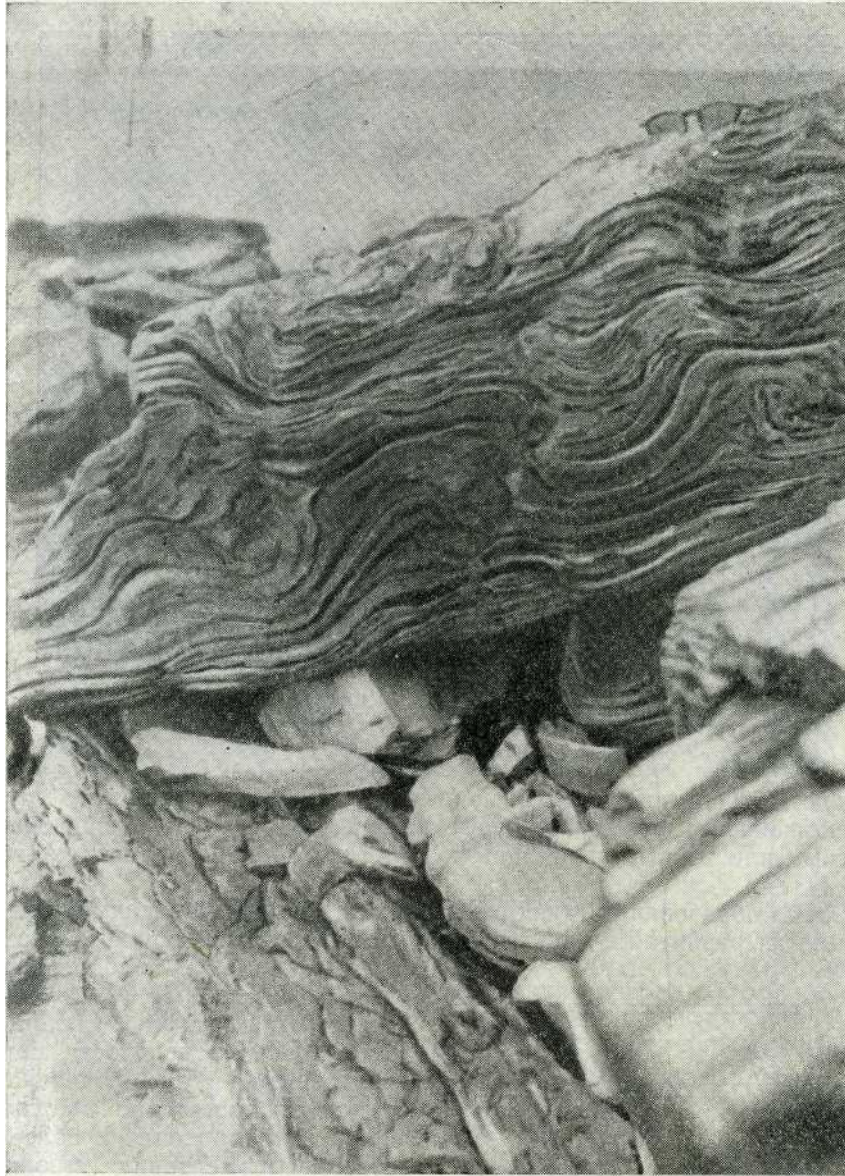


Рис. ПО. Флиш (сантон) около Геленджика. Фото А. И. Попова

промерзания сезонноталого слоя; 3) развитие в закрытых системах напряжений, деформаций, а иногда и разрывов.

Эти процессы, проявляясь в грунтах различного литологического состава с различными влажностями и тиксотропными свойствами, при различных поверхностных условиях приводят к многообразию описываемых полигональных форм.

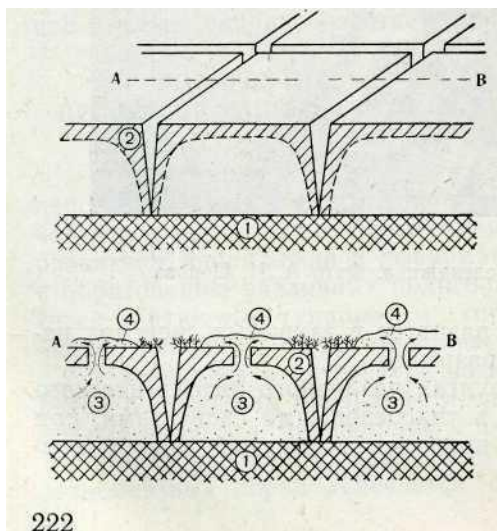
Пятнистые тундры и пятна-медальоны широко распространены на Европейском Севере СССР и в Сибири, а также в горных районах, на участках глинистых пород, при наличии многолетнемерзлых толщ с относительно низкой отрицательной температурой. Внешне они пред-



Рис 111. Пятнистая тундра на северо-востоке Якутии. Фото Н. Н. Романовского

ставляют собой поверхности, покрытые «пятнами» глинистого грунта[^] расположенными в неправильном шахматном порядке, разделенными полосами или зонами травянистой или кустарниковой растительности (рис. 111).

Схема образования таких глинистых пятен представлена на рис. 112. Процесс их развития складывается, по-видимому, из следующих этапов.



1. К началу холодов влажный тиксотропный грунт разбивается зияющими трещинами усыхания на отдельные, причем внутренние части отдельных остаются достаточно влажными. 2. Это приводит к более быстрому промерзанию сезонно-

Рис. 112. Схема образования глинистых пятен (внизу разрез по линии *AB*): 1 — многолетнемерзлая толща; 2 — замерзшая часть грунта, образующая оболочку закрытой системы; 3 — талый, влажный тиксотропный грунт; 4 — выдавливаемая через разрыв на поверхность часть грунта, образующая глинистое пятно

лого слоя по трещинам и к образованию замкнутых систем талого грунта в центральных частях блоков, при промерзании которых давление резко возрастает вследствие увеличения объема замерзающего грунта.

3. Вследствие нарастания давления тиксотропный влажный талый грунт внутри отдельностей переходит в пластично-текучее состояние, прорывает мерзлую корку на поверхности и расплзается вокруг прорыва в виде глинистого пятна.

Процесс повторяется периодически, пока есть достаточное количество влаги, обеспечивающей тиксотропность грунта.



Рис. 113. Глинистое пятно-медальон, обрамленное каменным венком. Фото В. Л. Суходровского

«Каменные венки», встречающиеся в суровых климатических условиях на Крайнем Севере и в горах (рис. 113), образуются аналогично глинистым пятнам. Дополнительными условиями являются: 1) неоднородный состав тонкодисперсных пород с включением обломочного каменного материала элювиальных, делювиальных, моренных и других отложений; 2) процесс морозной дифференциации породы вследствие вымораживания каменных включений на поверхность; 3) перемещение каменных обломков от центра глинистых пятен к их периферии пластичной глинистой массой, выжимаемой на поверхность при разрыве образующихся при промерзании закрытых систем. Схема образования «каменных венков» представлена на рис. 114.

Верхняя часть рис. 114 показывает начальную стадию промерзания слоя летнего протаивания, разбитого трещинами усыхания на отдельности. Промерзший слой (2) смыкается с многолетнемерзлой толщей (1) и образует закрытые системы, в которых давление быстро возрастает при увеличении промерзания. В конечной стадии (3) появляются разрывы в центральных частях отдельностей и разжиженный тиксотропный грунт выжимается на поверхность, сдвигает каменные обломки к периферии пятен, образуя «каменные венки» (5).

«Криотурбациями» и «котлами кипения» обычно называют перемятые сильно деформированные участки почв или грунтов со следами движения вещества иногда в виде завихрений, образуемых различно окрашенными слоями грунта или его текстурными особенностями. Эти структурные или текстурные формы представляют собой, по-видимому, деформации грунтов при промерзании закрытых систем, уже описанных выше. Для образования таких закрытых систем развитие трещин

является благоприятным, но не обязательным процессом. Они могут развиваться, например, и на основе неравномерного промерзания грунта, вследствие изменений мощности снежного покрова.

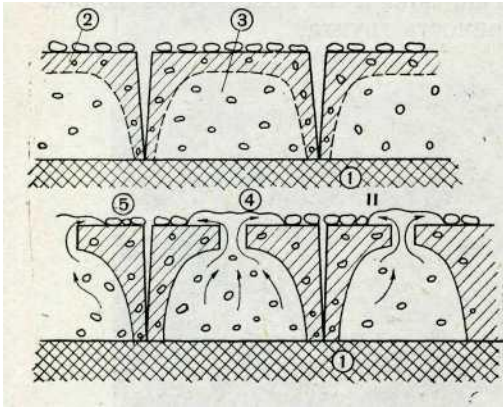


Рис. 114. Схема образования каменных венков (пояснения в тексте)

VI-9. ТЕРМОКАРСТ

Термокарст образуется в связи с вытаиванием подземных льдов. Это явление сопровождается проседанием поверхности земли и возникновением отрицательных форм рельефа. Вода, образовавшаяся в результате вытаивания льдов, выходит на поверхность, и, заполняя возникшие

местные понижения, образует термокарстовое озеро, если из него не происходит стока воды. В противном случае вода стекает, и возникает сухое термокарстовое понижение.

В обоих случаях развитие термокарста идет различно. Под термокарстовым озером всегда идет прогрессивное развитие термокарста либо до полного протаивания многолетнемерзлых горных пород, либо до образования стабильной чаши протаивания. Полное протаивание многолетнемерзлых горных пород отмечается в том случае, когда поперечные размеры озера либо больше, либо одного размера с мощностями толщи многолетнемерзлых пород. Стабильная чаша протаивания образуется в том случае, когда мощности многолетнемерзлых толщ значительно больше поперечных размеров термокарстового озера.

Для образования и развития термокарста необходимы два основных условия: первое — наличие подземных льдов и второе — глубина сезонного протаивания горных пород должна быть больше глубины залегания подземных льдов. В то же время интересно отметить, что протаивание мерзлых толщ под сформировавшимся термокарстовым озером наблюдается вне зависимости от льдистости нижних горизонтов этих толщ. Таким образом, наличие подземных льдов является совершенно необходимым условием только для начала развития термокарста и создания термокарстового озера.

В случае сухого термокарстового понижения нередко в силу второго условия термокарст приостанавливается в своем развитии даже при наличии подземных льдов. Оживление этого процесса отмечается только эпизодически в отдельные годы.

Причиной различия в развитии термокарста является покровный слой воды, который приводит к утеплению подстилающих донных отложений (см. рис. 134 в гл. VII). С увеличением глубины водоема тепляющее его влияние на донные отложения увеличивается. Отсюда легко

объясняется прогрессивное развитие термокарста в любых даже самых суровых северных условиях. В случае образования термокарстового озера, термокарст, однажды возникнув, приводит к утеплению донных отложений, т. е. к повышению их средней годовой температуры. С последней связана глубина сезонного протаивания донных отложений. С повышением средней годовой температуры она увеличивается, а следовательно, увеличивается и интенсивность вытаивания подземных льдов. В связи с этим в каждое последующее лето термокарст будет развиваться интенсивнее, чем в предыдущее. Получается как бы цепная реакция. Раз возникнув, термокарст будет прогрессировать в своем развитии до полного вытаивания подземных льдов. При достижении глубины водоема больше глубины H_i (когда средняя годовая температура донных отложений станет положительной) протаивание мерзлых толщ под водоемом будет происходить уже вне зависимости от льдистости этих толщ. Протаивание будет продолжаться либо до полного перехода мерзлых толщ в талое состояние (при ширине термокарстового озера больше мощности мерзлых толщ), либо до образования чаши протаивания (при ширине водоема значительно меньше мощности мерзлых толщ).

Из приведенной зависимости легко объясняется различие в ходе развития термокарста в случае образования сухих термокарстовых понижений. Отопляющее действие поверхностного слоя воды здесь отсутствует, и поэтому термокарст может не прогрессировать в своем развитии. Отсюда вытекает важный практический вывод — борьба с вредными последствиями термокарста прежде всего предполагает осушение термокарстовых озер.

Под термокарстовым озером, при прогрессивном увеличении его глубины, средние годовые температуры донных отложений будут повышаться, а следовательно, будут увеличиваться и глубины сезонного протаивания. В дальнейшем последнее перейдет в сезонное промерзание донных отложений, и при глубине водоема больше глубины его зимнего промерзания донные отложения будут находиться в талом состоянии I круглый год. Таким образом, явление термокарста далеко не всегда должно связываться с общей деградацией многолетнемерзлых толщ.

В северных районах области распространения многолетнемерзлых горных пород широко развиты клиновидно-жильные льды. Глубина залегания этих льдов часто равна или близка к глубине сезонного протаивания горных пород. В силу этого при относительно небольших изменениях внешних условий в этих районах, например вырубка леса (рис. 115), можно ожидать, что термокарст начнет развиваться даже при низких средних годовых температурах горных пород (порядка -5° и ниже).

Таким образом, термокарст, связанный с вытаиванием клиновидно-жильных льдов, встречается, в основном, в районах с низкотемпературной многолетнемерзлой толщей горных пород. В том случае, когда термокарст не сопровождается стоком поверхностных вод из образовавшегося термокарстового понижения и образуются термокарстовые озера, вытаивание клиновидно-жильных льдов приводит к образованию аласных термокарстовых форм (рис. 116).

При хорошем стоке поверхностных вод из термокарстовых понижений формы термокарста будут зависеть от условий залегания клиновидно-жильных льдов. В случае редкой решетки образуются байджа-рачные формы термокарста.

В южных районах области распространения многолетнемерзлых горных пород эта разновидность льдов либо редко встречается, либо

вообще отсутствует. Подземные льды в этих районах представлены преимущественно в виде сегрегационных льдов линзообразного залегания. Эти льды эпигенетические и их образование связано с миграцией



Рис. 115. Термокарст, начавший развиваться после вырубке леса. Фото К. А. Кондратьевой



Рис. 116. Термокарстовое озеро в аласе. Фото К. А. Кондратьевой

влаги во время промерзания горных пород. Глубина залегания этих льдов чаще много больше глубины летнего протаивания горных пород. Поэтому в данных районах далеко не всегда термокарст может быть

связан с одним только увеличением глубины сезонного протаивания горных пород, вызванным местными или временными причинами. Начало развития термокарста при относительно глубоком залегании эпигенетических линзообразных льдов часто связывается с общим процессом деградации многолетнемерзлых толщ и с их оттаиванием.

В параграфе (V-4) указывалось, что льдистость пород, содержащих лед-цемент, вообще меньше, чем льдистость пород, в которых развиты полигонально-жильные льды, хотя льда-цемента в мерзлых горных породах гораздо больше, чем жильных льдов. Кроме того, и пространственное распределение льда в породе изменяется в зависимости от



Рис. 117. Начальная стадия протаивания жильных льдов и образования байджерахов

его генетического типа, что приводит к образованию различных форм термокарста при изменении генетических типов льда в протаивающих мерзлых породах. Чем меньше льдистость, тем мельче формы термокарста.

Поэтому при вытаивании льда-цемента и сегрегационных льдов образуются: «блюдца протаивания», «термокарстовые западины», «небольшие и неглубокие депрессии и котловины», «мелкие термокарстовые озера».

Эти понижения могут быть заполненными водой или сухими в зависимости от условий стока, испарения и возраста термокарста.

Вытаивание жильных льдов дает формы термокарста больших размеров. При этом образуются группы байджерахов или бугров, образованных вмещающей породой, оставшейся в центральных частях полигонов после вытаивания жил льда. Образование байджерахов из первичной системы полигональных ледяных жил показано на рис. 117, 118, 119. На фотографии (рис. 117) видна начальная стадия протаивания жильных льдов и появление «столбов» вмещающей породы; на рис. 118 видно, что лед между столбами вмещающей породы большей частью уже протаял и, наконец, на рис. 119 видна конечная стадия процесса — группа байджерахов.

При большой льдистости вмещающих ледяные жилы пород последние при протаивании расплываются и образуются не байджерахи, а округлые котловины — «аласы» глубиной до 8—12 ж, реже до 30 м.



Рис. 118. Продвинувшаяся стадия протливания жильных льдов и образования байджерахов

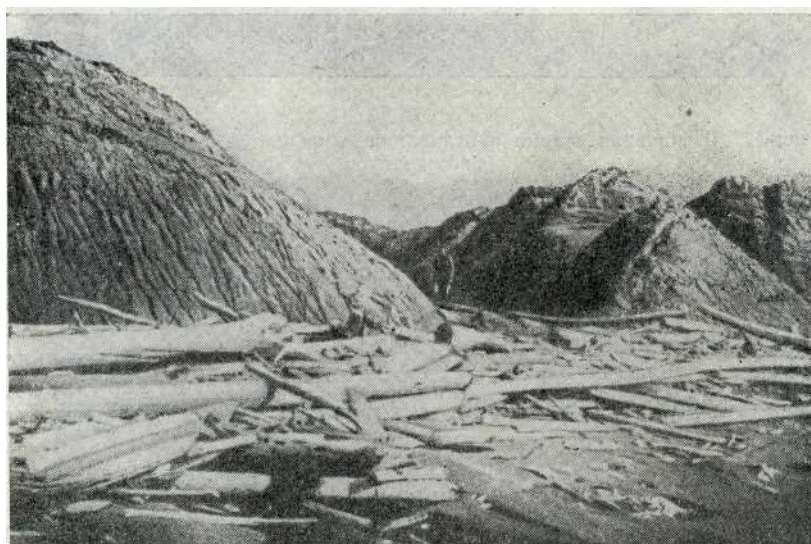


Рис. 119. Бугры-байджерахи, образовавшиеся после вытаивания жильных льдов. Конечная стадия

Иногда наблюдаются и смешанные формы —аласы с байджерахами на склонах (рис. 120).

В начальные стадии существования аласов в них часто бывают озера (рис. 116). В более поздней стадии озера в аласах высыхают и в

них часто образуются булгуньяхи. Чаши протаивания под ними снова замерзают, и восстанавливается многолетнемерзлая толща с обычным для района температурным режимом.

При вытаивании систем менее мощных ледяных жил в поймах и на низких пойменных террасах водоемы в отдельных полигонах постепенно сливаются, образуя термокарстовые озера, менее глубокие, чем озера в аласах.



Рис. 120. Ал ас (конечная стадия развития) и байджерахи на его склоне в Якутии; между байджерахами, под склоном северной экспозиции — снег.
Фото О. Г. Боярского

Развитие термокарста может быть широким региональным вследствие планетарных вековых изменений теплообмена, но также возможны и локальные протаивания, вызванные местными изменениями теплового режима пород, вследствие ограниченных изменений естественных геолого-географических условий. Такие локальные явления термокарста часто вызываются производственной деятельностью человека.

VI-10. МОРОЗНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ ПОРОД. ПРОЦЕССЫ НИВАЦИИ

Процессы выветривания, диагенеза и эпигенеза мерзлых пород в настоящее время изучены еще совершенно недостаточно. Работ по исследованию комплекса химических, физико-химических, физических, механических и других процессов, составляющих в совокупности выветривание мерзлых пород, сравнительно мало, да и те являются дискуссионными. Поэтому по данному вопросу можно высказать лишь следующие самые общие соображения.

Вплоть до пятидесятих годов текущего столетия считалось, что интенсивность процессов химического выветривания в области распространения мерзлых пород мала по сравнению с зонами, где температуры пород более высоки. Область распространения многолетнемерзлых пород называлась зоной химического покоя (А. А. Сауков). Это мнение

не поддерживается, а скорее опровергается рядом выполненных экспериментальных работ. Так, исследования реакций обмена ионов в мерзлых и талых грунтах, выполненные И. А. Тютюновым (1961), показали, что такие реакции почти не ослабевают при промораживании суглинков до температур -2° . Этот факт объясняется наличием в мерзлых дисперсных грунтах некоторого количества незамерзающей воды. Возможно также, что одновременно с уменьшением объема жидкой фазы при промерзании грунта происходит увеличение концентрации ионов в незамерзшей части раствора, поддерживающее интенсивность химических реакций. Такое предположение подтверждается и данными по электропроводности мерзлых дисперсных грунтов, показывающими, что последняя остается относительно высокой при низких температурах по сравнению со льдом и сухими минеральными грунтами.

Физическое выветривание в области распространения многолетнемерзлых пород идет интенсивнее, чем в более южных зонах Земли. Причинами этого являются: а) увеличение амплитуды колебаний температуры, вызывающих внутренние напряжения в кристаллических породах вследствие неодинакового температурного расширения и сокращения кристаллов различных минералов. Поэтому в породах появляются микротрещины между кристаллами, и они распадаются на отдельные зерна; б) механическое расклинивающее воздействие водных пленок в микротрещинах, особенно сильное при их замерзании; в) частые переходы температуры поверхностного слоя пород через 0° С, особенно в весеннее время.

Процессы физико-механического выветривания становятся особенно интенсивными вблизи снежников, периодически увлажняющих поверхность пород во время весеннего таяния снегов. Эта совокупность процессов носит специальное название «нивации». Во многих работах отмечается, что процессы нивации являются значительным фактором литогенеза, особенно в области распространения мерзлых пород (Попов, 1958), а также влияют на формирование рельефа, образуя во взаимодействии с солифлюкцией и процессами выноса материала различной формы котловины.

VI-11. СОЛИФЛЮКЦИЯ, ОПОЛЗНИ, ОБВАЛЫ, ОПЛЫВЫ, ЛАВИНЫ

Солифлюкция, представляющая собой медленное «течение почв», возможна при следующих условиях: 1) по составу почвы должны быть представлены тонкодисперсными пылеватými грунтами; 2) влажность почв должна достигать полной влагоемкости; 3) на участках развития солифлюкции должны быть уклоны, обеспечивающие медленное течение почв ($3-10^{\circ}$).

В зависимости от тех или иных указанных выше условий возможны различные скорости процесса и мощности захваченного солифлюкцией слоя. Так, например, на одном и том же склоне общее оползание вниз дисперсного протаявшего слоя может осложняться развитием локальных более быстрых течений породы, образующих «языки» или «фестоны», или даже «грязевые потоки».

Солифлюкция может происходить пока имеется поверхностный слой текущей дисперсной породы и должна прекращаться при исключении одного из вышеуказанных условий. Поэтому ее длительное развитие по существу зависит от процессов выветривания, диспергирования, размельчения поверхностного слоя коренных пород. В сочетании с этими процессами солифлюкция является в конечном счете мощным фактором планировки рельефа.

Механизм и скорости солифлюкции. Солифлюкция на склонах происходит под влиянием силы тяжести или собственного веса дисперсных пород в случаях, когда порода при увлажнении приходит в неустойчивое состояние вследствие уменьшения сцепления между частицами. Если составляющая силы тяжести или веса грунта, направленная параллельно склону, становится больше сил сцепления, то грунт начинает ползти или течь.

Такие реологические процессы являются полностью необратимыми деформациями грунта и сопровождаются его сложными текстурными и структурными изменениями.

В зависимости от большего или меньшего изменения прочностных свойств грунта и скорости движения, процессы солифлюкции можно подразделить на: 1) медленное сползание, 2) пластично-вязкое течение и 3) прогрессирующее или жидкое течение.

Медленное сползание дисперсного грунта по склону осуществляется в результате многократных пучений при промерзании и осадок при протаивании. Схема такого движения представлена на рис. 121. По этой схеме протаявший слой (2), залегающий на многолетнемерзлой толще (1), при промерзании пучится и его поверхность переходит из положения $a—b$ в положение $a_1—b_1$. Соответственно точка m_1 на его поверхности переходит в точку m_2 по перпендикулярной к склону линии. При последующем протаивании и осадке

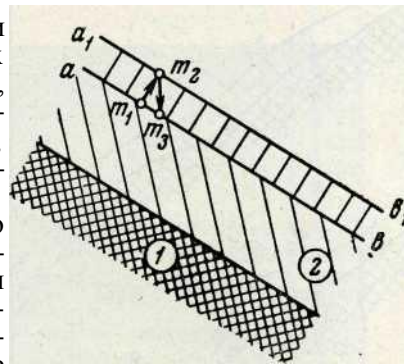


Рис. 121. Схема оползания по склону дисперсного грунта при его многократных пучениях и осадках при повторных промерзаниях и протаиваниях: 1 — многолетнемерзлая толща; 2 — протаивающий слой; m_1, m_2, m_3 — последовательные положения точки m при начале промерзания, пучения и осадке

частицы грунта под влиянием силы тяжести смещаются вниз по вертикали, и точка m_2 не возвращается в точку m_1 , а переходит в положение m_3 , смещаясь вниз по склону. В результате повторных многократных промерзаний с пучением и протаиваний с осадкой, поверхностный слой дисперсного грунта медленно сползает вниз.

При достаточном увлажнении грунта, уменьшении его прочности и возрастании пластичности может развиться деформация грунта на склоне под влиянием его собственного веса, происходящая с постоянной скоростью, или, иначе говоря, стадия его медленного пластически-вязкого течения. Наконец, при еще большем уменьшении сил сцепления между частицами, наступает стадия прогрессирующего или жидкого течения, как описано в параграфе IV-8.

Данных по измерениям действительных скоростей солифлюкции имеется мало. По измерениям главным образом скандинавских исследователей (Rapp, 1961), скорость медленного сползания в горах Скандинавии в благоприятных условиях (тонкозернистая валунная глина при высоком уровне грунтовых вод) изменяется от 0 до 8 см в год, в исключительных случаях до 30 см в год на склонах крутизной 10—30°. Движение наиболее быстро совершается у поверхности и прекращается в большинстве случаев на глубине 50—60 см.

Образование солифлюкционных и нагорных террас. Скорость сползания дисперсной породы по склону при прочих равных условиях зависит от крутизны склона. На участках большей крутизны скорость соли-

флюксии больше, чем на участках меньшей крутизны, что приводит к скоплению текущего вещества на этих участках и к изменению рельефа склона. Таким образом, изменения крутизны склона являются первым основным фактором образования солифлюкционных террас.

Второй фактор представлен тенденцией процесса солифлюксии к установившемуся режиму течения, при котором через площади (S) различных сечений текущей породы в единицу времени должны протекать

одинаковые объемы вещества (v). Поэтому там, где скорость течения (u) мала, S должна быть велика и наоборот; т. е. должно выполняться условие $v = U_i S_i = U_2 S_2 = \dots$, приводящее к накоплению вещества и утолщению текущего слоя на участках склона с относительно малыми крутизной и скоростью течения.

Третьим основным фактором, влияющим на образование солифлюкционных террас на склонах, является относительное постоянство средней глубины сезонного протаивания. Вследствие постоянства глубины сезонного протаивания нижние части утолщений текущего слоя грунта становятся многолетнемерзлыми, увеличивая резкость рельефа верхней поверхности многолетнемерзлой толщи и усиливая различие скоростей течения грунта на участках склона различной крутизны. Совместное действие этих факторов, образующих солифлюкционные террасы, показано схематически на рис. 122.

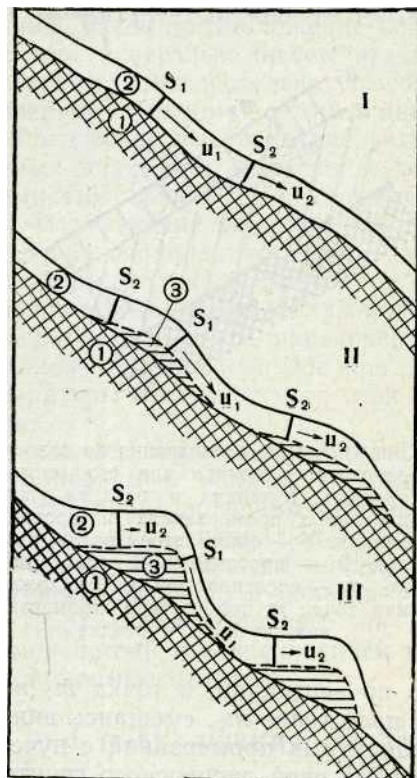


Рис. 122. Схема образования солифлюкционных террас: I, II и III — по неподвижной поверхности коренных пород (I). Во время начальной стадии (I) через сечения S_1 и S_2 в единицу времени протекают неодинаковые количества вещества.

Вследствие этого текущее вещество накапливается на более пологих участках склона (стадия II); солифлюкционный слой здесь становится толще и нижние его части (3) переходят в многолетнемерзлое состояние.

Конечная стадия развития солифлюкционных террас (III) достигается, когда пологие участки склона, т. е. сами террасы станут горизонтальными, а крутые — приблизятся к углу естественного откоса талой породы. В этом случае солифлюкция или совершенно прекращается, или становится очень медленной и установившейся ($v = u \cdot S = U_2 S_2 = \dots$). В этом последнем случае солифлюкционные террасы должны медленно передвигаться вверх по склону вследствие более интенсивного стелания грунтов с крутых участков склона и нарастания горизонтальных участков (террас) сверху. Иначе говоря, они должны

представлять как бы «волны рельефа склона», идущие вверх, в то время как солифлюкционный слой течет вниз.

Следует заметить, что отступление террас вверх по склону возможно и после достижения процессом солифлюкции конечной стадии и при обнажении на склонах коренных скальных пород. В этом случае крутопадающие склоны уступов разрушаются процессами выветривания, а образующийся мелкозем распределяется по поверхности террас. Такого рода террасы называются «нагорными террасами». Различие между солифлюкционными и нагорными террасами заключается в том, что образование первых непосредственно связано с промерзанием соли-

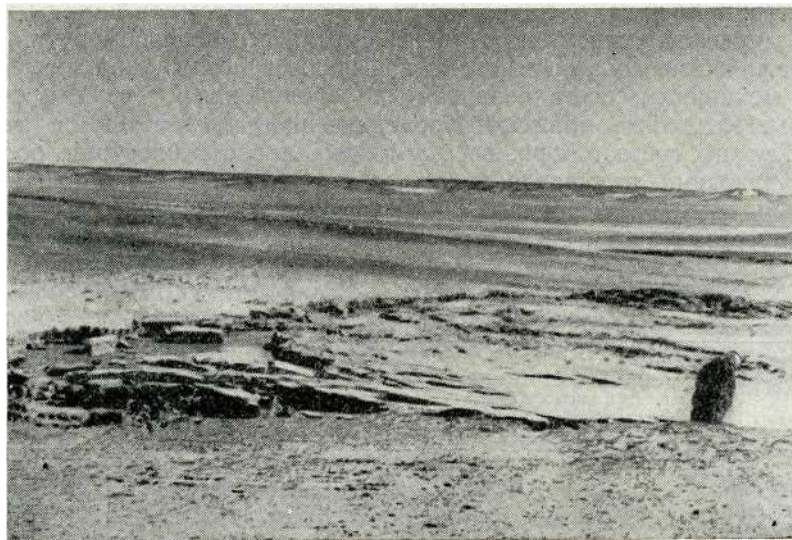


Рис. 123. Солифлюкционный спływ грунта. Земля Франца Иосифа.
Фото В. Л. Суходровского

флюкционного слоя и они представляют собой мерзлотно-физико-геологические явления, тогда как образование вторых не связано непосредственно с мерзлотными процессами, они обусловлены существованием уступов коренных скальных пород и относятся уже к собственно геологическим явлениям.

Ширина солифлюкционных террас, как видно из рис. 122, зависит от расстояний между выпуклостями поверхности неподвижной породы, подстилающей сползающий вниз слой. Если эти выпуклости исчезают в направлениях, параллельных склону, то ширина террас сходит на нет по краям террас. В результате образуются фестончатые террасы.

Иногда вследствие особенностей рельефа склона и условий увлажнения грунт разжижается на узком участке и течет под растительным покровом, образуя вытянутые по склону «лопасти» или «языки» грунта. Иногда растительный покров разрывается — в нижней части языков, и жидкий грунт выливается на поверхность, образуя грязевые потоки и конусы выноса.

Оползни, сплывы, грязевые потоки, сели, лавины. Увлажнение почвы у поверхности мерзлых толщ на склонах может уменьшить прочность сцепления почвенного слоя с мерзлой толщей и вызывать оползни больших по протяженности участков слоя летнего протаивания. Иногда

Наблюдается сползание таких слоев, несущих лесной покров (Тыртиков, 1963). При большой текучести сползающего слоя образуются солифлюкционные сплывы с неравномерным смещением масс грунта (рис. 123).

При еще большей текучести грунта, обычно в узких долинах горных речек и ручьев, могут образовываться крупные грязевые потоки. Такие грязевые потоки бывают особенно велики и иногда имеют катастрофические последствия в долинах горных речек, вытекающих из-под ледников. Массы неподвижного льда или обвалы пород могут, запруживая течение воды и способствовать накоплению разжиженного грунта. При протаивании льда или прорыва блокирующего препятствия разжиженный грунт и вода, несущие массу валунов, обломков породы и сложенных деревьев, устремляются вниз, сметая все на своем пути. Такие катастрофические грязевые потоки называются «сели», или «муры».

По механизму своего развития и проявлениям с селями сходны некоторые «снежные лавины». Последние подразделяются на лавины чистого сухого снега и «грязные», «мокрые лавины», несущие большие массы мелкозема, валунов и обломков деревьев. Последний тип снежных лавин имеет большое геоморфологическое значение потому, что они перемещают значительные массы материала.

Т а б л и ц а 22

Перемещение масс грунта различным процессами		
Вид процесса	Тонны перемещенного за год грунта на площади 1 км ²	Тонна-метры перемещенного за год грунта для всей долины
Оползни грунта .	43	20 000
Грязевые потоки	26	76 000
Лавины (мокрые)	159	22 000
«Камнепады» . .		19 500

А. Рапп (Rapp, 1961), оценивая количественный эффект быстрых перемещений масс грунта различными процессами, по наблюдениям в долине Кэркевагге (Karkevagge) в Скандинавии у 68° сев. широты, дает следующие данные (табл. 22).



Глава VII

СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

VIII. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНОВ «СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ» И «СЕЗОННОЕ ПРОТАИВАНИЕ» ПОРОД

В главе III было выяснено, что основной причиной сезонного промерзания и протаивания пород являются годовые теплообороты в них, приводящие к переходу температуры пород через нуль градусов.

Там же было показано, как эти теплообороты связаны с радиационным балансом (П1-20) и как они формируют среднегодовые температуры пород (t_{cp}) и амплитуды температур на поверхности (A) в зависимости от литологического состава пород, их коэффициента теплопроводности (K), влажности (w), а также, как зависят от всех этих параметров глубины сезонного промерзания и протаивания (g).

В главе VII анализируются зависимости сезонного промерзания и протаивания пород от комплекса геолого-географических условий, таких, как снежный и растительный покровы, положение участков в рельефе, экспозиции склонов и пр.

Сезонное промерзание и протаивание пород отличаются особой спецификой, смысл которой заключается в следующем:

1. Сезонное промерзание и протаивание являются тепловым мерзлотным процессом, обусловленным периодическим изменением количества поступающей солнечной радиации на поверхность земли в связи с вращением Земли вокруг Солнца по орбите, близкой к круговой, при условии что земная ось наклонена к плоскости эклиптики. Это обстоятельство обуславливает существование годовых теплооборотов в верхнем слое пород. Слой сезонного промерзания и протаивания, представляя собой верхнюю часть слоя годовых колебаний температур, отличается тем, что в нем совершается наибольшая часть годовых теплооборотов пород всего слоя годовых колебаний температур и наиболее интенсивно протекают физические, физико-химические и физико-геологические процессы.

2. Слой сезонного промерзания и протаивания пород является той промежуточной контактной средой, через которую осуществляется теплообмен на поверхности Земли с многолетнемерзлыми толщами.

3. Процессы сезонного промерзания и сезонного протаивания пород, а также физические, физико-химические и физико-геологические процессы, протекающие в этом слое, во многом определяют характер криогенного строения и свойств многолетнемерзлых пород.

4. Сезонное промерзание является наиболее распространенным мерзлотным процессом. Имея многие общие закономерности с разви-

тием многолетнемерзлых толщ, сезонное промерзание развивается быстрее, а наблюдается легче, чем развитие последних. Поэтому его изучение помогает понять многие общие закономерности формирования многолетнемерзлых толщ.

Сезонное промерзание и сезонное протаивание пород представляют собой различные понятия и определяются следующим образом (В. А. Кудрявцев).

Сезонное промерзание представляет собой промерзание талых пород, имеющих среднюю годовую температуру выше 0° . Слой сезонного промерзания подстилается немерзлыми породами и образуется за счет теплооборотов, идущих при отрицательных температурах пород.

Сезонное протаивание представляет собой протаивание мерзлых пород, имеющих среднюю годовую температуру ниже 0° . Слой сезонного протаивания подстилается многолетне-мерзлыми породами и образуется за счет теплооборотов, идущих при положительных температурах пород.

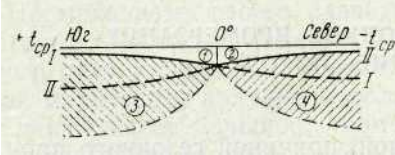


Рис. 124. Схема перехода слоя сезонного промерзания пород в многолетнемерзлую толщу со слоем их сезонного протаивания при движении с юга на север: / — слой сезонного протаивания и слой сезонного промерзания; 2 — пространственное соотношение между ними; 3 — слой сезонных колебаний по положительной температуры пород; 4 — слой сезонных колебаний от отрицательной температуры пород

Пространственно при движении с юга на север или, точнее, перпендикулярна геозотермам, область сезонного промерзания переходит в область многолетне-мерзлых пород и сезонного их протаивания. Переход слоя сезонного промерзания в мерзлые породы и сезонного их протаивания в талые породы, которые могли бы формироваться если бы породы были мерзлыми. Аналогично этому кривая // изображает изменение глубин сезонного протаивания (сплошная линия) в области многолетнемерзлых пород и глубин потенциального сезонного протаивания (пунктирная линия) в области немерзлых пород, которые могли бы формироваться, если бы породы были талыми. На этом рисунке по оси абсцисс отложены среднегодовые температуры пород при движении с юга на север. Кривая / изображает изменение глубин сезонного промерзания (сплошная линия) в области немерзлых пород и глубин потенциального сезонного промерзания (пунктирная линия) в области многолетнемерзлых пород, которые могли бы формироваться если бы породы были талыми. Аналогично этому кривая // изображает изменение глубин сезонного протаивания (сплошная линия) в области многолетнемерзлых пород и глубин потенциального сезонного протаивания (пунктирная линия) в области немерзлых пород, которые могли бы формироваться, если бы породы были мерзлыми.

При $t_{ср} = 0^{\circ}$ глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов (сплошные линии) равны друг другу. К югу и к северу от этой точки они уменьшаются.

Потенциальное сезонное промерзание и протаивание при $t_{ср} = 0$ равно обычному сезонному промерзанию и протаиванию грунтов. К югу и к северу от этой границы потенциальное сезонное промерзание и протаивание резко увеличиваются.

В области сезонного промерзания теплообороты в грунтах, идущие при отрицательных температурах, значительно меньше теплооборотов при положительных температурах. Первые почти полностью идут на сезонное промерзание грунтов, вторые же только частично используются на протаивание сезоннопромерзающего слоя, а остальная их часть идет на сезонные колебания положительных температур в нижележащих породах (рис. 124,3). В области сезонного протаивания теплообо-

¹ О потенциальном промерзании и протаивании см. VII-6.

роты в грунтах при положительных температурах значительно меньше теплооборотов при отрицательных температурах. Первые полностью идут на сезонное протаивание грунтов, вторые же только частично используются на промерзание сезонноталого слоя, а остальная их часть идет на сезонные колебания отрицательных температур в нижележащих породах (рис. 124,4).

При среднегодовой температуре, равной нулю, отмечается максимальное сезонное промерзание, равное максимальному сезонному протаиванию. Теплообороты при положительных и отрицательных температурах в этом случае также равны и все они гасятся в слое сезонного промерзания и протаивания, поэтому в нижележащих породах не отмечается сезонного колебания температур.

В более ранних работах по мерзлотоведению слой сезонного протаивания назывался «деятельным слоем» (Сумгин и др., 1940), и разница между ним и слоем сезонного промерзания формулировалась менее четко.

VH-2. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА ОБ ИЗУЧЕНИИ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

Вопросом изучения сезонного промерзания и протаивания почвы и грунтов занимаются многие специалисты уже в течение десятков лет для различных целей и с разных точек зрения. При этом в изучении и решении этого вопроса определяются три основных направления.

Первое направление — географическое — охватывало изучение пространственных особенностей сезонного промерзания и протаивания почвы и зависимость их глубины от снежного и растительного покровов, от степени и характера заболоченности поверхности, от экспозиции склонов и прочих элементов геолого-географической среды. Систематические наблюдения за глубиной промерзания и протаивания почвы проводились на исследовательских станциях. На этих же станциях производилась статистическая обработка данных наблюдений.

Второе направление — теплофизическое — рассматривало сезонное промерзание и протаивание почвы как чисто теплофизический процесс. Основной целью этого направления являлось получение математических зависимостей глубины сезонного промерзания и протаивания пород от температуры воздуха, теплопроводности почвы и других факторов. Геолого-географические особенности в этом случае почти не учитывались.

Третье направление, которое можно назвать техническим, распространено среди специалистов технического профиля, главным образом среди строителей, автодорожников, железнодорожников и близких к ним специальностей. В работах этого направления основной задачей являлась разработка методов определения глубины промерзания и протаивания почвы на строительных площадках и на дорогах, с учетом некоторых особенностей геолого-географической обстановки. Для достижения этой цели обычно шли по линии упрощения математических схем решения задач и органичивались получением простых расчетных формул, удобных для практического пользования. При этом широко применялись статистические методы установления коррелятивных связей, и было получено большое количество эмпирических формул. Геолого-географические особенности в этом случае обычно учитывались крайне слабо.

Первые два направления являлись основными, а третье представляло собой попытку практического применения результатов первых

двух в упрощенном виде с некоторой экспериментальной переработкой результатов исследований.

Оба указанные выше основные направления вытекают из существа процессов промерзания и протаивания почвы. Эти процессы имеют прежде всего теплофизический характер и происходят в результате теплового взаимодействия атмосферы и окружающего мирового пространства с литосферой. Но этот тепловой процесс совершается в определенной геологической среде и в сложной географической обстановке, поэтому нельзя рассматривать его вне связи с ними. Отсюда очевидна необходимость и теплофизического и геолого-географического направлений в изучении сезонного промерзания и протаивания почвы. Но, признавая правомерность обоих направлений, следует указать, что раздельное их развитие не обеспечивает их взаимную увязку и полное изучение вопроса. Отсутствие такой взаимной увязки теплофизического и геолого-географического направлений являлось самым слабым местом в проблеме изучения сезонного промерзания и протаивания пород. Трудность этой увязки заключается в том, что существующие математические решения задачи промерзания выражают функциональную зависимость глубины промерзания от таких параметров, которые не могут быть тесно увязаны с геолого-географической средой. В результате глубина промерзания рассчитывается без учета тех элементов, за счет которых она формируется.

При географическом изучении сезонного промерзания и протаивания почвы обычно оперируют также с их глубинами, выраженными в метрах, но влияние отдельных элементов геолого-географической среды, как правило, учитывается только качественно, а не количественно при посредстве расчетных формул. Следствием такого подхода является невозможность проанализировать сложный комплекс влияющих факторов и понять эти процессы в их динамике. В то же время общеизвестно, что глубины сезонного промерзания и протаивания почвы отличаются друг от друга в различных близких друг к другу пунктах и редко повторяются в последующие годы. При этом они обычно бывают близки к некоторой средней величине, значительно отклоняясь от нее в отдельные годы.

Такое непостоянство глубин сезонного промерзания и протаивания во времени и от точки к точке ставило в весьма затруднительное положение исследователей при картировании их величин. В. Ф. Тумель (1945) в связи с этим ставил даже вопрос о целесообразности картирования этого явления. Он указал, что составленная на данный год карта глубин сезонного промерзания и протаивания почвы в изолиниях не будет достаточно правильно отражать эти глубины в последующие годы. То же будет свойственно и площадям, расположенным между опорными пунктами наблюдений. В. Ф. Тумель считал поэтому нецелесообразным картирование глубин сезонного промерзания и протаивания почвы, особенно в крупном масштабе.

Существенным недостатком применяемых методов изучения сезонного промерзания и протаивания почвы является еще одно обстоятельство. Наблюденные в поле глубины сезонного промерзания и протаивания почвы обычно приводятся к максимальным значениям на год исследования. Эти данные часто используются в строительных целях, но в процессе строительства условия меняются, что приводит к изменению глубины сезонного промерзания и протаивания почвы, т. е. к иному режиму существования сооружений. Поэтому, изучая глубину сезонного промерзания почвы, необходимо давать прогноз ее изменения в процессе строительства и эксплуатации сооружений. Проектировать

необходимо с учетом ожидаемого изменения этих глубин, а не тех данных, которые фиксируются на год исследования. В силу этого карты изолиний глубин промерзания и протаивания почвы на год исследования, как бы они точно не были составлены, не дадут правильного представления и даже могут ввести в заблуждение проектировщиков. Возникает необходимость в составлении таких карт, которые отражали бы положение на момент исследования и в то же время давали бы возможность определять изменение глубин сезонного промерзания и протаивания почвы в связи со строительством.

Единственным путем к удовлетворению этих условий следует признать путь максимальной увязки теплофизической и геолого-географической сторон в изучении сезонного промерзания и протаивания почвы. Необходимо теплофизические зависимости глубин сезонного промерзания и протаивания почвы представить через такие параметры, которые наиболее полно и всесторонне учитывали бы влияние геолого-географической среды и ее динамики как в связи с общим ходом ее развития, так и в результате производственной деятельности человека.

Закономерности промерзания и протаивания почвы определяются условиями теплообмена на поверхности земли и составом промерзающих или протаивающих пород и их влажностью. В силу этого П. И. Колосковым (1946) было предложено рассматривать сезонное промерзание и протаивание почвы в зависимости от следующих четырех характеристик: средних годовых температур пород, годовых амплитуд температур на их поверхности, состава грунта и его влажности. Эти четыре параметра определяют как глубины сезонного промерзания и протаивания пород, так и все остальные их характеристики.

VII-3. КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

В соответствии с классификационной схемой П. И. Колоскова (1946) В. А. Кудрявцевым (1959) была предложена классификация типов сезонного промерзания и протаивания пород по четырем указанным в предыдущем параграфе признакам.

Совокупностью этих четырех признаков определяются величины годовых теплооборотов почвы, и в частности та часть теплооборотов, которая связана с сезонным промерзанием и протаиванием. Для выполнения классификации по каждому из этих признаков должны быть установлены пределы их изменений, характеризующие выделяемые типы сезонного промерзания и протаивания почвы.

Первые два признака: средняя годовая температура пород и годовая амплитуда колебания температур на их поверхности — являются географическими; они легко картируются как в крупном, так и в мелком масштабе. Среднегодовая температура пород подчиняется широтной и высотной зональностям. Последние два признака (литологический состав пород и их влажность) являются геологическими и не подчиняются широтной и высотной зональностям.

По первым двум признакам классификация произведена следующим образом (рис. 125). В основу ее положено различие между сезонным промерзанием и сезонным протаиванием почвы, в результате чего, классификация делится на две половины. В качестве границы, отделяющей сезонное промерзание от сезонного протаивания, в классификации принята среднегодовая температура почвы 0° (рис. 124). Но средняя годовая температура воздуха и почвы не остается постоянной из года в год, а непрерывно колеблется. Наиболее частые отклонения укладки-

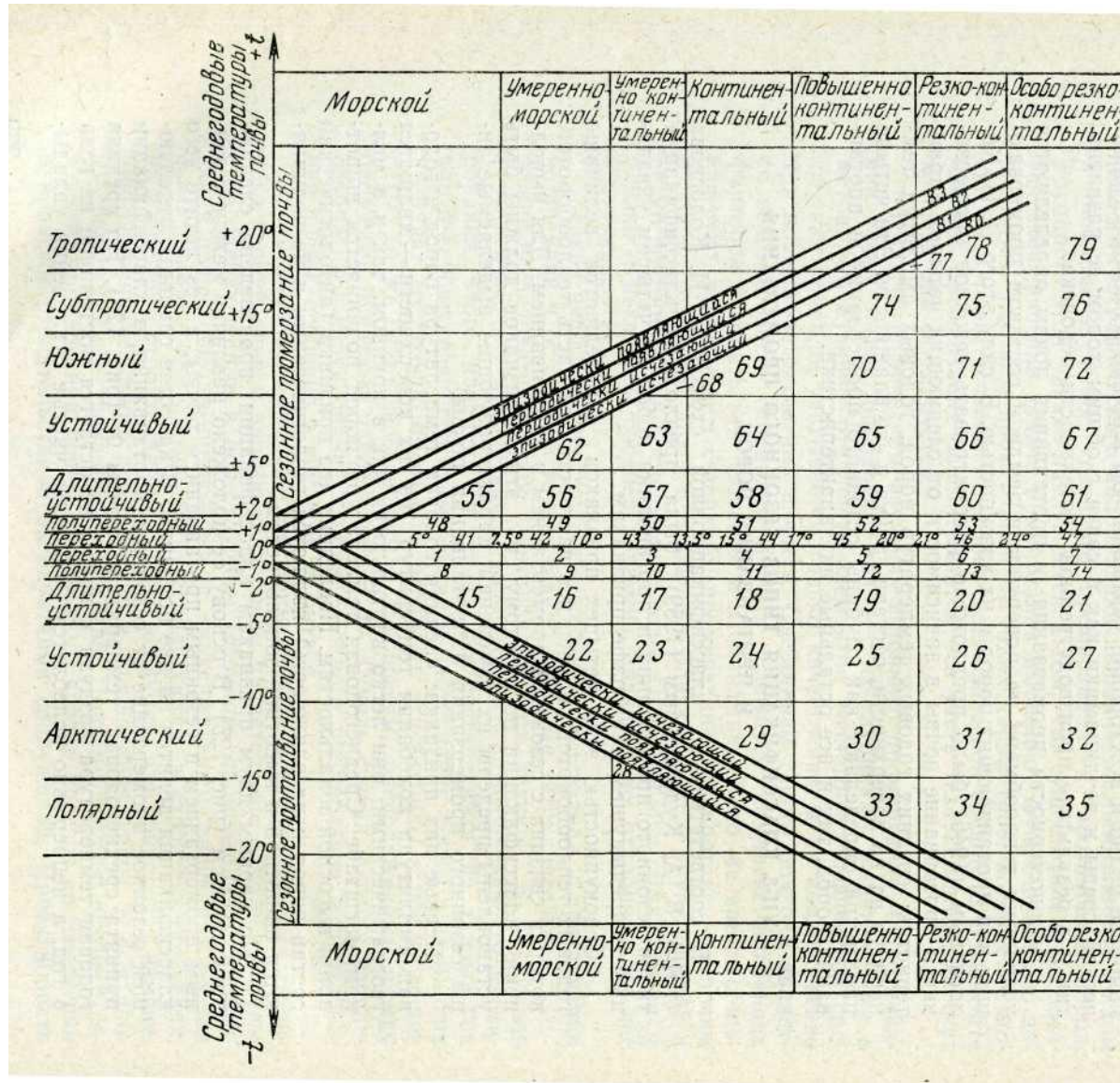


Рис. 125. Классификация типов сезонного промерзания и протаивания пород по средне-годовым температурам и амплитудам температур на поверхности почвы. Цифры соответствуют номерам типов

Амплитуды температур на поверхности почвы

ваются в пределах $\pm 1^\circ$. В отдельные годы они достигают значений $\pm 2^\circ$. В соответствии с этим в пределах от 0 до $\pm 1^\circ$ среднегодовая температура *периодически* будет переходить через 0° и принимать отрицательные и положительные значения. В пределах среднегодовых температур почв от $+1$ до $+2^\circ$ и от -1 до -2° такой переход будет также проследиваться, но *эпизодически*, в отдельные теплые и холодные годы. Этим обстоятельством определяется необходимость выделения соответственно *переходных* и *полупереходных* типов сезонного промерзания и протаивания почвы.

Переход среднегодовых температур почв из диапазона от $+2$ до $+5^\circ$ в отрицательные, или из диапазона от -2 до -5° в положительные температуры связан с длительными периодами и резкими изменениями теплообмена на поверхности земли. Поэтому в данных интервалах среднегодовой температуры почвы выделяются соответственно *длительно устойчивые типы* сезонного промерзания и протаивания почвы.

В интервалах температуры от $+5$ до $+10^\circ$ и от -5 до -10° выделяются соответственно *устойчивые типы* сезонного промерзания и протаивания почвы. Для температуры выше $+10^\circ$ устанавливаются южный, субтропический и тропический типы сезонного промерзания почвы, а для температуры ниже -10° — арктический и полярный типы сезонного протаивания почвы.

В зависимости от соотношения амплитуды и средней годовой температуры определяются также четыре неустойчивых типа сезонного промерзания и четыре неустойчивых типа сезонного протаивания почвы (эпизодически и периодически появляющиеся и периодически и эпизодически исчезающие).

По амплитудам температуры на поверхности почвы выделяются следующие типы: морской тип с амплитудами температуры меньше $7,5^\circ$, свойственный морским побережьям умеренных широт; умеренно морской с амплитудами температур от $7,5$ до 11° — на северных морских побережьях; умеренно континентальный с амплитудами температур от 11 до $13,5^\circ$ — в европейской части СССР; континентальный с амплитудами температуры от $13,5$ до 17° — в Западно-Сибирской низменности; повышено континентальный с амплитудами температуры от 17 до 21° — на Средне-Сибирском плоскогорье; резко континентальный с амплитудами температуры от 21 до 24° и особо резко континентальный с амплитудами температур свыше 24° — на Северо-Востоке и в Забайкалье.

Всего выделяется 85 типов сезонного промерзания и протаивания пород (см. классификацию, рис. 125). Если же неустойчивые 8 типов подразделить в зависимости от континентальности климата, то число типов увеличится до 133.

Внутри каждого общегеографического типа необходимо различать *разновидности сезонного промерзания и протаивания почв и грунтов по составу и влажности*. В соответствии с этим по составу можно выделить следующие разности: 1) монолитную скальную породу; 2) гравийно-галечниковые и щебенистые грунты; 3) крупнозернистый песок; 4) среднезернистый песок; 5) мелкозернистый песок; 6) тонкозернистый песок; 7) супеси; 8) суглинки; 9) глины; 10) торф. Всего выделяется 10 литологических разновидностей.

По влажностям необходимо различать четыре градации в зависи-

мерзании и оттаивании пород. Первая градация при $\omega_{\text{в.п.}} < \omega_{\text{т}}$ характеризуется отсутствием фазовых переходов при промерзании грунтов. В последующих трех градациях фазовые переходы возрастают от 0 при

$\omega_{\text{ест}} = \omega_{\text{н}}$ до максимальной величины при $\omega_{\text{ест}} = \omega_{\text{п}}$. Целесообразно разбить этот диапазон фазовых переходов на три градации. Для второй градации — $\omega_{\text{н}} < \omega_{\text{ест}} < \omega_{\text{н}} + \frac{1}{3} (\omega_{\text{п}} - \omega_{\text{н}})$; для третьей градации — $\omega_{\text{н}} + \frac{1}{3} (\omega_{\text{п}} - \omega_{\text{н}}) < \omega_{\text{ест}} < \omega_{\text{н}} + \frac{2}{3} (\omega_{\text{п}} - \omega_{\text{н}})$ и для четвертой градации — $\omega_{\text{ест}} > \omega_{\text{н}} + \frac{2}{3} (\omega_{\text{п}} - \omega_{\text{н}})$. Здесь $\omega_{\text{ест}}$ — естественная влажность грунта, определенная на момент промерзания и протаивания, $\omega_{\text{н}}$ — количество незамерзшей воды, $\omega_{\text{п}}$ — полная влагоемкость.

Таким образом, всего выделяется 40 литолого-влажностных разновидностей внутри каждого географического типа сезонного промерзания и протаивания почвы. Если принять количество последних за 85, то общее количество разновидностей сезонного промерзания и протаивания почвы будет равно 3400. При более дробной градации основных классификационных признаков количество разновидностей может возрасти еще больше.

Следует заметить, что дело не в количестве типов, а в том, что количество сочетаний различных комбинаций значений основных параметров может достигать очень больших чисел. Отсюда, естественно, должно быть большое количество и различных глубин сезонного промерзания и протаивания пород. Одна и та же глубина сезонного промерзания и протаивания пород в различных точках часто объясняется различным сочетанием условий. В силу этого глубины по количеству сантиметров будут одинаковыми, а условия формирования их совершенно различными. Вследствие комплексности влияний этих параметров изменение одного из условий в этих двух случаях приведет к самым различным результатам.

Внутри каждого типа и разновидностей глубина сезонного промерзания и протаивания почвы может быть вычислена по любой из существующих расчетных формул. Единственным требованием в этом случае* является выражение глубины сезонного промерзания и протаивания почвы через среднюю годовую температуру пород и через амплитуду температур на их поверхности с учетом состава и влажности пород.

Приведенная классификация дает возможность картирования типов сезонного промерзания и протаивания пород в любом масштабе. На таких картах должны быть показаны не только типы сезонного промерзания и протаивания пород, но и номограммы для расчета глубин для любых конкретных условий.

Самым существенным является возможность определения динамики изменения как самих типов сезонного промерзания и протаивания грунтов, так и соответствующих им глубин во времени в зависимости от изменения конкретных условий.

Карта типов сезонного промерзания и протаивания пород дает возможность отражать закономерности развития изучаемого явления и позволяет определять, за счет чего в данной точке формируется данная глубина сезонного промерзания и протаивания пород. Зная характер изменения комплекса условий, можно определить, как изменится и глубина сезонного промерзания и протаивания пород. На таких картах необходимо давать как максимальные среднееголетние глубины и пределы их колебаний, так и указывать характер их изменения в процессе строительства и последующей эксплуатации сооружений.

Среднегодовая температура пород и амплитуда температур на их поверхности, а также состав пород, влажность и теплофизические характеристики определяются как в поле, так и в лаборатории. При расчете

берутся вполне определенные значения параметров, поэтому результаты расчетов получаются однозначные. Таким образом, исключается возможность вольного выбора значений параметров по справочникам.

Результаты расчета по параметрам, точно определенным в поле, дают возможность проверить правильность расчета при сравнении их с действительными глубинами сезонного промерзания и протаивания пород.

Важным обстоятельством является то, что через основные признаки, принятые в классификации, сезонное промерзание и протаивание пород связывается с общей мерзлотной обстановкой района (X-5). Поэтому каждый тип сезонного промерзания и протаивания пород связывается как с общим характером многолетнемерзлых толщ, так и с особенностями мерзлотно-геологических явлений. В пределах распространения каждого из общегеографических типов сезонного промерзания и протаивания пород встречаются определенные, генетически связанные с ним мерзлотные явления.

Кроме того, температурные условия пород и глубины сезонного промерзания и протаивания связаны с заключенными в них надмерзлотными водами и верховодкой (VII-4, IX-2). В силу этого карта типов сезонного промерзания и протаивания пород помимо своей прямой задачи дает возможность судить об общей мерзлотной обстановке и о характере мерзлотных явлений, в частности.

VIII.4. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ СЛОЕВ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ

Благодаря своему граничному положению между атмосферой и литосферой слои сезонного промерзания и протаивания пород являются наиболее термодинамически активными слоями верхних горизонтов земной коры. В них происходят интенсивные процессы тепло-массообмена, сопровождающиеся резкими изменениями температур пород, фазовыми превращениями воды, весьма существенными изменениями влажности пород, как в годовом цикле, так и в многолетнем разрезе и т. д.

Результатом этого является:

- 1) большая интенсивность процессов физического выветривания горных пород в этих слоях;
- 2) специфические физико-химические, химические и микробиологические процессы;
- 3) формирование характерных криогенных текстур сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих пород при их промерзании и посткриогенной структурности при их оттаивании;
- 4) возникновение и развитие мерзлотных физико-геологических процессов, таких, как солифлюкционное течение почвы, выпучивание каменного материала, морозное пучение, образование пятен-медальонов, «структурных грунтов», морозобойное растрескивание и т. д.

Общеизвестно, что в результате резких изменений температур, а также замерзания воды в трещинах горных пород происходит их физическое разрушение. Поэтому многократно повторяющийся процесс сезонного промерзания и протаивания горных пород приводит к их выветриванию, образованию дисперсных грунтов. Можно считать установленным, что пределом механического разрушения пород является образование первичных пылеватых частиц, имеющих размеры от 0,05 до 0,005 мм.

В работах З. А. Нерсесовой, И. А. Тютюнова (1957) и Н. Ф. Полтева (1963) показано, что физико-химические процессы, протекающие в

замерзающих и мерзлых глинистых породах, приводят к необратимой коагуляции тонкодисперсных гранулометрических элементов, как минеральных, так и органических, и формированию вторичных пылеватых частиц. Наиболее интенсивно этот процесс происходит при многократно повторяющемся замерзании и протаивании глинистых почв и отложений (см. параграф IV-5).

Таким образом, в результате физического выветривания первичных горных пород и коагуляции глинистых и коллоидных частиц в слоях сезонного промерзания и протаивания образуются первичные и вторичные пылеватые частицы. Поэтому пылеватые отложения являются весьма характерными для рассматриваемых слоев. При этом наибольшего своего развития они достигают в сезоннопротаивающем слое, а в пределах области развития последнего пылеватость отложений имеет тенденцию к увеличению в соответствующих типах отложений от зон с «мягким» к зонам с суровым температурным режимом многолетнемерзлых горных пород. Эта тенденция, общая для всей области развития сезонного протаивания, может быть проиллюстрирована на примере Печорского угольного бассейна. Так, в покровных отложениях района Инты и Когмеса содержание пылеватых фракций составляет в среднем 47%, правобережья р. Усы — около 60%, а района Воркуты — 67%¹.

Химическое выветривание и микробиологические процессы в слое сезонного протаивания ослаблены по сравнению со слоем сезонного промерзания (Ливеровский, 1937). Однако исследованиями Н. Ф. Полтева (1963) установлено, что в слое сезонного протаивания помимо физико-химических все же имеют место глубокие химические и микробиологические процессы. Об этом свидетельствуют: «достаточно большой поглощенный комплекс почв Севера; наличие в минералогическом составе вторичных минералов; интенсивные процессы оглеения, вызывающие пептизацию ранее образовавшихся микроагрегатов и сезонное изменение величины поглощающего комплекса почв. Процессы оглеения сопровождаются образованием значительного количества гидрофильных органических и минеральных коллоидов, которые в условиях переувлажнения способствуют возникновению тиксотропной структуры грунтов».

Тиксотропия пылеватых отложений слоя сезонного протаивания существенным образом определяет их инженерно-геологические свойства (см. IV-5).

Особенности криогенного строения сезоннопромерзающих и протаивающих слоев определяются следующими основными факторами и условиями:

1. Составом, сложением и водными свойствами грунтов;
2. Их начальной (предзимней) влажностью и характером ее распределения по разрезу;
3. Глубиной залегания и режимом грунтовых вод по отношению к подошве сезоннопромерзающего слоя; характером распространения надмерзлотных вод в сезонноталом слое и их режимом (см. IX-3).
4. Динамикой зимнего промерзания и характером температурного режима промерзающих в зимнее время пород.

Образование сезонномерзлого слоя пород происходит только с поверхности, а промерзание сезонноталого слоя как с поверхности, так и снизу, со стороны многолетнемерзлой толщи. Поэтому во втором случае существенным является соотношение промерзания сверху и снизу. По-

¹ Из книги «Геокриологические условия Печорского угольного бассейна». М., «Наука», 1964.

следнее тем больше, чем ниже температура подстилающей мерзлой толщи (Кудрявцев, 1961).

При одинаковых температурах многолетнемерзлого субстрата, промерзание снизу тем больше, чем меньше темп промерзания пород сверху. В условиях морского климата, когда промерзание сверху идет относительно медленно, промерзание снизу может приближаться к потенциально возможному при данных температурах пород у подошвы слоя с их годовыми колебаниями. При резко континентальном климате, когда темп промерзания сверху велик, промерзание снизу составляет только незначительную часть от потенциально возможного.

Рассмотрим кратко наиболее общие особенности криогенного строения сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих слоев, сложенных грунтами: а) в которых при промерзании не происходит миграции влаги, т. е. скальными, щебенистыми, гравийно-галечными без мелкоземистого заполнителя, а также песками; б) в которых при промерзании возможно миграционное перераспределение влаги, т. е. глинистыми, суглинистыми, супесчаными, пылевато-илистыми и торфянистыми.

Для сезоннопромерзающих и протаивающих грунтов, в которых миграция влаги практически отсутствует, характерны унаследованные (для трещиноватых скальных пород) массивные, корковые, базальные (для гравийно-галечных отложений) и массивные (для песков) криогенные текстуры. Степень заполнения трещин и пор льдом определяется предзимней влажностью. Перераспределение влаги в процессе промерзания возможно главным образом благодаря ее отжатию вниз (фронтом промерзающей породы).

В связи со сказанным выше для слоя сезонного промерзания характерны: а) льдистость пород меньшая, чем полная влагоемкость пород по слою (или соответствующая предзимней влажности, или несколько меньшая за счет отжатия свободной воды вниз, в подстилающую талую толщу); б) некоторое увеличение льдистости грунтов нижней части сезонномерзлого слоя по сравнению с верхней. Для слоя сезонного протаивания характерны: а) несколько большая влажность и льдистость пород у подошвы этого слоя, чем в его верхней части (при отсутствии во время промерзания горизонта над-мерзлотных вод), т. е. в целом по слою льдистость пород значительно меньше, чем их полная влагоемкость; б) в случае существования не срабатывающего при промерзании горизонта надмерзлотных вод возникновение замкнутых водоносных систем и образование бугров пучения с линзами инъекционных льдов или с базальной текстурой у галечников. При этом следует иметь в виду, что часть слоя, которая промерзает снизу, имеет льдистость, соответствующую полной влагоемкости породы; верхняя часть слоя имеет льдистость, близкую к предзимней влажности (или несколько меньшую в результате отжатия влаги); а средняя часть слоя, в которую происходит отжатие влаги, — льдистость большую, чем полная влагоемкость породы.

При многократном промерзании и протаивании в трещиноватых скальных отложениях увеличивается раздробленность породы, сложение ее становится более рыхлым, трещины заполняются мелкоземом. В гравийно-галечниковых отложениях и песках в случае образования инъекций льда сложение этой части слоя становится более рыхлым и увеличиваются фильтрационные свойства пород.

В сезоннопромерзающих и протаивающих грунтах при наличии миграции влаги формируются миграционные типы криогенных текстур: **слоистые, сетчатые**, линзовидные, а при малой влажности пород (близкой к максимальной молекулярной влагоемкости) — массивные. В слу-

чае, когда в грунтах имеются включения крупнообломочного материала, возникают корковые разновидности криогенных текстур.

В процессе сезонного промерзания дисперсных отложений следует различать два случая: а) когда уровень грунтовых вод залегает близко к поверхности и при промерзании водоносного горизонта идет интенсивное подтягивание влаги к фронту льдовыделения и б) когда уровень грунтовых вод находится на глубинах, превышающих мощность зоны, «захватываемой» миграцией при промерзании.

В первом случае характерным является: а) формирование слоистых разновидностей криогенных текстур в сезонномерзлом слое и некоторое увеличение мощности шлифов льда в нижней части слоя; б) суммарная льдистость грунтов сезонномерзлого слоя часто превышает полную влагоемкость его в талом состоянии и всегда больше предзимней влажности; в) интенсивные образования пучин.

Во втором случае характерно: а) формирование тонкослоистых и линзовидных криогенных текстур, преимущественно в верхней части сезонномерзлого слоя; б) небольшое увеличение (порядка 5%) суммарной льдистости по слою по сравнению с суммарной (по слою) предзимней влажностью; в) существенное перераспределение влаги по слоям в процессе промерзания и концентрация ее в виде льда в верхней части сезонномерзлого слоя.

Исследованиями Б. С. Русанова (1961) и Л. Д. Пикулевича (1963) установлена стадийность процесса сезонного промерзания отложений. Л. Д. Пикулевич указывает на наличие четырех стадий в процессе промерзания суглинистых пород в районе Братской ГЭС.

Первая стадия быстрого увеличения глубины промерзания характеризуется большими градиентами температур и большими скоростями промерзания грунтов. При этом миграция влаги имеет прифронтный характер, и изменение влажности мерзлых грунтов по сравнению с талыми невелико.

Вторая стадия медленного роста глубины промерзания отличается от первой уменьшением температурных градиентов в промерзающем слое, медленным его увеличением и общим понижением его температуры. «В этот период идет интенсивная миграция влаги из талых грунтов через нижний промерзший слой грунта в верхний слой..., который характеризуется оптимальными условиями для фиксации в нем влаги в виде льда». Именно в этом слое образуются слоистые и линзовиднослоистые криогенные текстуры и отмечаются максимальные значения льдистости.

Третья стадия кажущегося равновесия характеризуется стабильностью границы промерзания, минимальными градиентами температур, максимальными величинами естественной влажности грунтов той части слоя, где существовали оптимальные условия для льдовыделения.

Четвертая стадия протаивания характеризуется постепенным отеплением и последующим протаиванием грунта. При этом происходит уменьшение влажности в верхней части сезоннопромерзающего слоя отложений и выравнивание кривой влажности по глубине.

Для слоя сезонного промерзания, сложенного дисперсными отложениями (в которых при промерзании происходит миграция влаги), распределение льда в породе различается, как указывалось выше, в зависимости от соотношения промерзания слоя сверху и снизу, предзимней влажности и возможности подтока надмерзлотных вод извне.

При промерзании сезонноталого слоя, в котором горизонт надмерзлотных вод срабатывается в процессе промерзания или образуются изолированные водоносные системы, в которые приток воды извне невозможен, максимальная льдистость отмечается для нижней и верхней

частей слоя, а средняя часть оказывается относительно обезвоженной. При этом суммарная льдистость слоя протаивания в мерзлом состоянии не превышает полной влагоемкости слагающих его отложений в талом. Эта закономерность, общая для мерзлой зоны, была хорошо показана Е. Б. Белопуховой (1961) для района р. Ирелях и в дальнейшем подтверждена целым рядом других исследователей. Для верхней части слоя характерны относительно тонкие слоистые, линзовиднослоистые и сетчатые криогенные текстуры пород. При этом льдистость этой части слоя и характер криогенной текстуры меняется в зависимости от величины предзимней влажности. Чем меньше предзимняя влажность, тем меньше льдистость и тоньше ледяные шлиры. Для средней части слоя характерны массивные и разреженные тонкие линзовидные криогенные текстуры. Льдистость здесь всегда ниже полной влагоемкости и в пределе равна максимальной молекулярной влагоемкости отложений. Для нижней части слоя характерны толстые слоистые, линзовидные и сетчатые разновидности криогенных текстур. Здесь шлиры льда как бы повторяют конфигурацию подошвы сезонноталого слоя.

Льдистость нижней части сезоннопротаивающего слоя обычно или равна, или превышает полную влагоемкость пород. Она не зависит существенно от общей по слою предзимней влажности. Это обусловлено влажностью у подошвы сезонноталого слоя, всегда близкой к полной влагоемкости грунта. Высокая льдистость в этой части слоя формируется при относительно медленном промерзании снизу, когда подток влаги к фронту промерзания очень интенсивен за счет совпадения направления гравитационного и миграционного движений воды. Мощность промерзшего снизу слоя при прочих равных условиях тем больше, чем ниже температура подстилающей мерзлой толщи. В процессе сингенетического осадконакопления и промерзания отложений именно породы с криогенными текстурами, созданными промерзанием сезонноталого -слоя снизу, переходят в многолетнемерзлое состояние (Катасонов, 1958). Этим и объясняется то обстоятельство, что отложения, сингенетически промерзшие в условиях низких отрицательных температур, имеют льдистость, значительно превышающую полную влагоемкость породы в талом состоянии, равномерно высокую льдистость по всей толще и своеобразное криогенное строение (см. VIII-7). Особенно это характерно для пойменных фаций аллювия, отложений эрозивно-термокарстовых котловин — аласов, отложений делювиально-солифлюкционных шлейфов с полигонально-жилыми льдами.

Как показал В. А. Кудрявцев (1961), формирование криогенной текстуры сингенетических мерзлых отложений за счет промерзания сезонноталого слоя только снизу возможно при температурах подстилающих мерзлых толщ ниже -3 , -5° . Однако следует добавить, что при рассмотрении их криогенного строения необходимо учитывать также соотношение мощностей накапливающихся за год осадков и промерзающих снизу слоев, что подробнее описано в главе VIII.

При развитии слоя сезонного протаивания в нем за счет криогенной текстуры возникает посткриогенная структурность отложений. По местам вытаявших ледяных шлиров возникают ослабленные зоны и трещины, а грунтовые агрегаты, относительно обезвоженные и уплотненные в процессе льдовыделения, сохраняются как структурные отдельности. За счет этого воднофильтрационные свойства отложений сезонноталого слоя в естественном залегании значительно превышают таковые с нарушенным сложением. Так, по данным Л. Н. Хрусталева (1961), коэффициент фильтрации сезоннопротаивающих суглинков района Печорского угольного бассейна в 100—1000 раз больше, чем

тех же суглинков с нарушенной структурой. Это обуславливает возможность существования надмерзлотных вод даже в тяжелых суглинках и глинах.

По-иному идет формирование льдистости, когда в процессе промерзания сезонноталого слоя возможен приток надмерзлотных вод с выше расположенных участков (талых или промерзающих по времени позже), продолжающийся до момента полного промерзания. В этом случае средний горизонт, характеризующийся при рассмотренных выше условиях заметным понижением льдистости, обычно отсутствует. При этом отмечается максимальное по величине пучение грунтов сезонноталого слоя, образование однолетних бугров пучения, а также возникновение грунтовых наледей.

Особенности мерзлотных физико-геологических процессов и связанных с ними явлений, перечисленных в начале настоящего раздела, развивающихся в слоях сезонного промерзания и сезонного протаивания, рассмотрены в главе VI.

VII-5. ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ НА СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ПОРОД ЧЕРЕЗ ОСНОВНЫЕ КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ

Влияние различных геолого-географических условий на сезонное промерзание и протаивание пород проявляется через средние годовые температуры пород, амплитуды температур на их поверхности, а также через влияние их на состав пород и влажность. По характеру изменения этих параметров могут быть определены закономерности изменения основных характеристик сезонного промерзания и протаивания пород, а именно их глубин и теплооборотов (гл. III).

1. ЗАВИСИМОСТЬ ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД ОТ СОСТАВА ПОРОД, ИХ ВЛАЖНОСТИ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Для выяснения в наиболее чистом виде закономерностей изменения глубины сезонного промерзания и протаивания пород в зависимости от среднегодовой температуры пород и амплитуды температур на их поверхности воспользуемся формулой (3,100). Рассмотрим случай сезонного промерзания и протаивания при равных теплофизических характеристиках грунтов в мерзлом и талом состоянии. На рисунке 126 построены схематические кривые, характеризующие искомую зависимость.

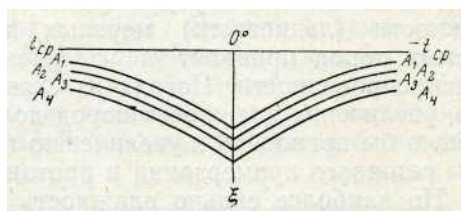
Из рисунков 126 и 124 прежде всего видно, что максимальные глубины сезонного промерзания и протаивания пород отмечаются при среднегодовой температуре, равной 0° , и убывают при изменении средних годовых температур как в сторону повышения, так и в сторону понижения от 0° .

Вторая закономерность, показанная на рис. 126, заключается в том, что с увеличением амплитуды среднемесячных температур на поверхности пород глубина их сезонного промерзания и протаивания соответственно увеличивается, а с уменьшением — уменьшается. Это обстоятельство выражено на рис. 126 последовательностью кривых изменения глубин сезонного промерзания и протаивания, соответствующих возрастающим амплитудам температур на поверхности пород.

На рисунке 126 видно также, что одна и та же глубина сезонного промерзания и протаивания пород может встречаться при самых различных сочетаниях средних годовых температур и амплитуд температур на их поверхности.

При помощи рис. 126 может быть определен характер изменения глубин сезонного промерзания и протаивания пород, если известен характер изменения средних годовых температур пород и амплитуд температур на их поверхности. Для этой цели в последующем изложении мы неоднократно будем пользоваться этой схемой, так как она представляет собой общую закономерность изменения глубин сезонного промерзания и протаивания пород в зависимости от верхних граничных условий, выраженных через среднюю годовую температуру пород и амплитуду температур на их поверхности.

Зависимость изменения глубин сезонного промерзания и протаивания пород от двух других классификационных признаков: литологиче-



промерзания и протаявания пород (ξ) в зависимости от среднегодовых температур пород (t_{cp}) и амплитуд температур на их поверхности A_i ($A_1 < A_2 < A_3 < A_4$)

Рис. 126. Изменение глубины сезонного

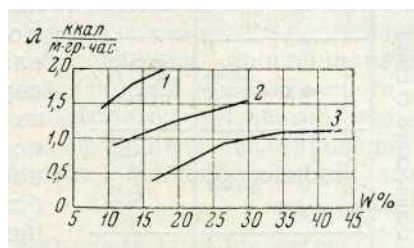


Рис. 127. График изменения коэф-

фициента теплопроводности пород (λ) в зависимости от их влажности (w): 1 — для песка; 2 — для супеси; 3 — для суглинка

фициента теплопроводности по-

сского состава пород и их влажности — представляется в следующем виде.

Изменение литологического состава приводит прежде всего к изменениям их теплофизических свойств — теплопроводности и теплоемкости. Из формулы (3,100) следует, что зависимость глубины сезонного промерзания (протаивания) прямо пропорциональна корню квадратному из теплопроводности и несколько более сложная по отношению к теплоемкости. Из таблицы 23 и рис. 127 видно, что при увеличении дисперсности пород коэффициент теплопроводности уменьшается. Поэтому при прочих равных условиях наибольшие глубины сезонного промерзания (протаивания) формируются в грубодисперсных породах и наименьшие в тонкодисперсных.

Общеизвестно также, что теплофизические свойства пород

$(K = a^2 = \frac{\lambda}{C\gamma})$ существенно изменяются с изменением плотности пород,

их пористости и минералогического состава. Более плотные породы имеют большую теплопроводность и теплоемкость.

При рассмотрении литологического состава пород и его влияния на глубину сезонного промерзания и протаивания необходимо одновременно рассматривать и влажность пород. С изменением последней существенно изменяются теплофизические характеристики пород. Как следует из табл. 24 и рис. 127, коэффициент теплопроводности дисперсных пород возрастает с увеличением влажности. Наиболее резкое увеличение теплопроводности талых пород наблюдается в диапазонах малых влажностей (до максимальной молекулярной влагоемкости) и продолжает увеличиваться при увеличении влажности до полной влагоемкости. Дальнейшее возрастание влажности приводит к нарушению контактов

между минеральными частицами, к уменьшению плотности пород и поэтому к снижению теплопроводности.

Изменение теплопроводности мерзлых пород в связи с изменением влажности характеризуется несколько иной зависимостью. Уменьшение теплопроводности мерзлых пород наблюдается только при малых влажностях (до максимальной молекулярной влагоемкости), когда образующиеся отдельные кристаллы льда ухудшают тепловые контакты. Во всех остальных случаях увеличение влажности (льдистости) мерзлых дисперсных пород приводит к увеличению их теплопроводности. Исходя из сказанного, увеличение влажности пород должно было бы приводить к увеличению глубины сезонного промерзания и протаивания. Но наиболее сильно влажность пород влияет на глубину сезонного промерзания и протаивания через фазовые переходы воды, доля участия которых в общих годовых теплооборотах пород нередко достигает 50 и более процентов. При этом, чем больше влажность пород, тем больше тепла затрачивается на фазовые переходы воды в них и тем меньше глубина сезонного промерзания и протаивания.

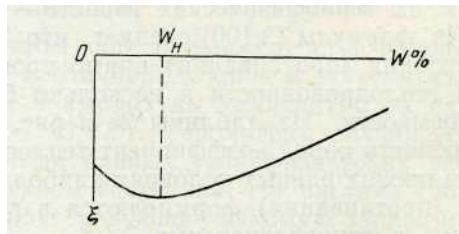


Рис. 128. Изменение глубины сезонного промерзания и протаивания пород (ξ) в зависимости от их влажности ($W\%$)

Общая зависимость изменения глубины сезонного промерзания и протаивания пород от влажности последних представлена на рис. 128. Из приведенной кривой видно, что при увеличении влажности от нуля до W_H , соответствующей количеству незамерзшей воды в породах, глубина сезонного промерзания увеличивается. Это объясняется тем, что в этом случае теплопроводность увеличивается больше, чем теплоемкость.

Таблица 23

Изменение теплопроводности пород в зависимости от их механического состава

Название породы	Гранулометрический состав, мм							<0,005	Удельный вес, т/м ³	Полная влагоем- кость (всозв), %	Влажность поро- ды при опреде- лении коэффициен- та теплопроводно- сти, %	Коэффициент теп- лопроводности грунта, ккал м·град·час	
	1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005					мерзлого	талого
	Песок кварцевый, мелкозернистый	—	0,2	20,8	77,4	1,51	0,09					—	2,65
Супесь легкая, пылеватая	—	1,95	0,41	6,87	25,13	44,80	6,72	10,27	2,69	30,4	1,56	1,30	
Суглинок легкий, пылеватый	6,11	14,8	2,43	21,45	11,93	19,49	6,14	13,56	2,70	37,2	1,07	0,92	

В этом интервале влажности вся влага в породах при отрицательных температурах остается в жидком состоянии, и породы остаются немерзлыми.

При естественных влажностях пород, превышающих w_H , часть воды замерзает. С увеличением влажности пород в этом случае резко возрастает доля фазовых переходов в общих теплооборотах пород, и глубина их сезонного промерзания и протаивания уменьшается.

Состав пород и их влажность существенно определяют глубину сезонного промерзания и протаивания также и в связи с температурной сдвижкой.

В главе III уже указывалось, что температурная сдвижка возникает за счет изменения коэффициента теплопроводности породы при переходе ее из талого состояния в мерзлое в процессе сезонного промерзания (протаивания). Величина температурной сдвижки пропорциональна разности корней квадратных из теплопроводностей мерзлого и талого грунтов, а также величине годовых теплооборотов. Известно, что чем больше льдистость пород, тем больше коэффициент теплопроводности мерзлой породы отличается от коэффициента теплопроводности талой

Т а б л и ц а 24

Изменение теплопроводности пород в зависимости от их влажности

Название породы	Объемный вес скелета породы, t/m^3 *	Объемный вес влажной породы, t/m^3 *	Полная влагоемкость породы, %	Влажность породы при определении коэффициента теплопроводности, % к сухой навеске	Коэффициент теплопроводности породы, $kкал м^{-1}$	
					талой	мерзлой
Песок мелкозернистый . . .	1,61	1,76	23,2	9,4	1,48	1,49
То же.....	1,64	1,87	23,2	14,1	1,83	1,59
»	1,58	1,87	23,2	18,6	2,04	1,68
Супесь легкая, пылеватая .	1,58	1,75	30,4	10,6	0,91	0,86
То же	1,63	1,95	30,4	19,8	1,27	1,34
»	1,48	1,93	30,4	30,4	1,56	1,30
Суглинок легкий, пылеватый	1,34	1,56	37,2	16,4	0,4	0,57
То же	1,44	1,84	37,2	27,4	0,95	0,84
	1,36	1,83	37,2	34,5	1,07	0,92
	1,16	1,67	37,2	43,5	1,10	0,73

(эта зависимость прослеживается и в табл. 23 и 24). На основании этого можно сделать вывод, что с увеличением льдистости (влажности) пород температурная сдвижка (при прочих равных условиях) увеличивается и, следовательно, среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) понижается. Понижение среднегодовой температуры пород приводит к увеличению глубины сезонного промерзания и сокращению глубины сезонного протаивания. Поэтому суммарное влияние влажности пород на глубину сезонного промерзания оказывается несколько меньшим по сравнению с влиянием ее на глубину сезонного протаивания. В первом случае увеличение температурной сдвижки при увеличении влажности пород несколько компенсирует уменьшение глубины сезонного промерзания, происходящее в связи с увеличением затрат тепла на фазовые переходы воды в породе. Во втором случае влияние влажности оказывается максимальным, так как и увеличение температурной сдвижки и возрастание теплоты фазовых переходов в связи с увеличением влажности пород приводит к сокращению глубины сезонного протаивания.

2. ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ГЛУБИНУ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

Снежный покров приводит к изменению теплообмена на поверхности земли. Но в этом смысле его значение многообразно. Белый снежный покров увеличивает альbedo поверхности земли. Это приводит к уменьшению поглощения лучистой энергии и к понижению средних годовых температур пород.

В то же время снежный покров, обладающий малой теплопроводностью, как теплоизолятор предохраняет породы от теплотерь в зимнее время года и тем самым как бы утепляет породы и приводит к повышению их средних годовых температур.

В том случае, когда снег задерживается на поверхности земли после наступления положительных температур воздуха, отмечаются задержки

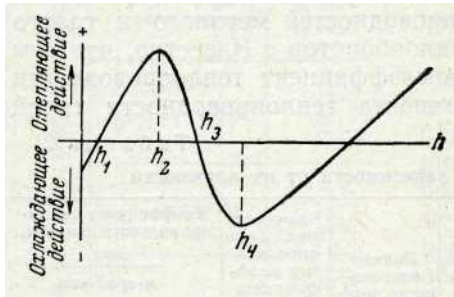


Рис. 129. Изменение влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в зависимости от его мощности

в прогревании пород. Тающий снег поддерживает на поверхности пород нулевую температуру в течение некоторого времени, несмотря на то что температуры воздуха положительные. Это приводит к некоторому охлаждению пород и к понижению их средних годовых температур.

При образовании многолетних снежников и ледников, помимо изменения теплообмена на поверхности за счет изменения альbedo, температуры подстилающих пород будут несколько отличны от температур

пород на участках, свободных от ледников и снежников в аналогичных условиях. В этом случае будет отмечаться повышение температуры льда в леднике и в нижележащих породах с глубиной в соответствии с геотермическим градиентом.

Разница в температурах на поверхности ледника и в подстилающих породах будет тем больше, чем больше мощность ледника. Таким образом ледники и снежники, существующие круглый год, работают как отепляющий фактор и приводят к повышению средних годовых температур подстилающих пород.

Все это многообразное влияние снежного покрова на температурный режим подстилающих пород представлено на рис. 129, где отчетливо видно, как с изменением мощности снежного покрова его влияние несколько раз изменяется на противоположное. До мощности, равной h_1 отмечается охлаждающее влияние за счет увеличения альbedo. Далее, в пределах мощностей от h_1 до h_2 доминирует отепляющее действие снега как теплоизолятора. При мощностях от h_2 до h_3 постепенно возрастает охлаждающее влияние снега за счет задержки схода его в летний период. При мощностях $h_4 > h_3$ это охлаждающее влияние равно отепляющему влиянию снега как теплоизолятора. При образовании постоянно существующих снежников и ледников отмечается постепенно возрастающее с увеличением мощности их отепляющее влияние на подстилающие породы. Таким образом, здесь мы имеем яркий пример проявления диалектического закона перехода количества в качество.

Но помимо качественной оценки и рассмотрения существа закономерностей формирования температурного режима пород в зависимости от снежного покрова, снежников и ледников желательно также опреде-

лить и количественные связи этих закономерностей, к рассмотрению которых мы и перейдем.

Теплоизолирующее действие снежного покрова, приводящее к повышению средних годовых температур пород, количественно может быть оценено посредством теплооборотов, проходящих из грунта через снежный покров в атмосферу за зимний период. Очевидно, что эти теплообороты будут равны теплооборотам почвы, проходящим через поверхность земли за этот же период. Эти теплообороты определяются формулой (3,103), если их отнести к периоду времени с момента наступления отрицательных температур на поверхности земли и до инверсии знака теплооборотов, т. е. до того момента, когда прекратится отдача тепла грунтом и начнется его нагревание. Эти теплообороты (Q) запишутся следующим образом:

$$Q = \left[\frac{n}{2} (A_{\text{ср}} - t) C + Q_{\phi} \right] \xi + \sqrt{2} t \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} \frac{A_{\text{ср}} - t}{A_{\text{ср}}}, \quad (7,1)$$

где $\frac{n}{2} (A_{\text{ср}} - t) C \cdot \xi$ — теплообороты слоя сезонного промерзания, связанные с теплопроводностью пород при отрицательных температурах; $Q_{\phi} \xi$ — теплообороты за счет фазовых переходов воды в слое сезонного промерзания; $\sqrt{2} t \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} \cdot \frac{A_{\text{ср}} - t}{A_{\text{ср}}}$ — теплообороты, идущие в талых подстилающих слой сезонного промерзания породах, за время существования отрицательных температур на их поверхности. Коэффициент n определяется из следующего уравнения:

$$\sqrt{2} (A - t) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{\text{ср}} C \xi_{2c} + \xi Q_{\phi}) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{\text{ср}} C \xi_{2c} + \xi Q_{\phi} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi}} (2A_{\text{ср}} C + Q_{\phi})} = (nA_{\text{ср}} C + Q_{\phi}) \xi. \quad (7,2)$$

Решив это уравнение относительно n и подставив его в (7,1), окончательно получим выражение для определения теплооборотов, протекающих через поверхность пород за время существования отрицательных температур на поверхности земли в следующем виде:

$$Q_1 = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{t}{A_{\text{ср}}} \right) \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{\text{ср}} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \cdot \frac{1}{2} \left(1 - \frac{t}{A_{\text{ср}}} \right)}{2A_{\text{ср}} C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi}} (2A_{\text{ср}} C + Q_{\phi})} + \frac{1}{2} Q_{\phi} \xi \left(1 + \frac{t}{A_{\text{ср}}} \right). \quad (7,3)$$

В этом уравнении величины $A_{\text{ср}}$, ξ_{2c} и ξ являются функциями средней годовой температуры пород ($t_{\text{ср}}$). Поэтому и Q также является функцией от $t_{\text{ср}}$ при данных A_0 , λ , C , T , Q_{ϕ} .

Количество теплооборотов, прошедших через снежный покров, определится следующим образом:

$$Q_2 = \lambda_{\text{сн}} \sum_{\tau=\tau_1}^{\tau=\tau_2} \frac{t_2 - t_1}{z}, \quad (7,4)$$

где $\lambda_{\text{сн}}$ — теплопроводность снега, t_2 — температура на поверхности пород, t_1 — температура на поверхности снежного покрова, z — мощность снежного покрова, x_i — время, исчисляемое с наступления отрицательных температур на поверхности пород, $t_{\text{г}}$ — время, соответствующее инверсии знака теплооборотов на поверхности пород.

Пользуясь осредненными значениями отрицательных температур на поверхности снежного покрова $t_{\text{ис}}$ и поверхности пород $t_{\text{ин}}$, а также средними значениями мощности снежного покрова $z_{\text{сн}}$ за рассматриваемый отрезок времени, выражение (7,4) может быть переписано в следующем виде:

$$Q_2 = \lambda_{\text{сн}} \ln \left[\frac{z_{\text{сн}}}{z} \right] (t_2 - t_1). \quad (7,5)$$

Зная ход изменения температур воздуха и снежного покрова за зиму, можно определить $t_{\text{ис}}$ и $z_{\text{сн}}$ по данным фактических наблюдений. При отсутствии этих данных $t_{\text{ис}}$ может быть в первом приближении принята равной $2/3$ от максимальной за зиму средней месячной температуры. Величина $z_{\text{сн}}$ может быть принята за $1/2$ от мощности снежного покрова, соответствующей моменту времени инверсии знака теплооборотов на поверхности пород. Последняя же может быть определена путем линейной интерполяции по данным максимальной мощности снежного покрова за зиму для данного географического пункта.

Из существа теплофизического процесса следует, что теплообороты Q_1 и Q_2 должны быть равны. Приравнявая (7,3) и (7,5), окончательно получим следующее уравнение:

$$\frac{1}{2} \left(1 - \frac{\tau}{A_{\text{ср}}} \right) \sqrt{2} A_0 \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2 A_{\text{ср}} C \xi_{2c} + Q_{\text{ф}} \xi) Q_{\text{ф}} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \frac{1}{2} \left(1 - \frac{t}{A_{\text{ср}}} \right)}{2 A_{\text{ср}} C \xi_{2c} + Q_{\text{ф}} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2 A_{\text{ср}} C + Q_{\text{ф}})} + \frac{1}{2} Q_{\text{ф}} \xi \left(1 + \frac{t}{A_{\text{ср}}} \right) = \lambda_{\text{сн}} \frac{t_{\text{ин}} - t_{\text{ис}}}{z_{\text{сн}}} (\tau_2 - \tau_1). \quad (7,6)$$

При использовании этого уравнения величины A_0 , $A_{\text{ср}}$, ξ_{2c} и $t_{\text{ин}}$ следует представить как функции от $t_{\text{ср}}$ в следующем виде:

$$A_0 = t_{\text{max}} - t_{\text{ср}}; \quad A_{\text{ср}} = \frac{t_{\text{max}} - 2 t_{\text{ср}}}{\ln \frac{t_{\text{max}} - t_{\text{ср}} + \frac{Q_{\text{ф}}}{2 C}}{t_{\text{ср}} + \frac{Q_{\text{ф}}}{2 C}}} - \frac{Q_{\text{ф}}}{2 C};$$

$$\xi_{2c} = \frac{2(t_{\text{max}} - 2 t_{\text{ср}}) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}}{2 A_{\text{ср}} C + Q_{\text{ф}}}; \quad t_{\text{ин}} = \frac{2}{3} (t_{\text{max}} - 2 t_{\text{ср}}).$$

При подстановке этих выражений в (7,6) последнее примет вид функциональной зависимости от $t_{\text{ср}}$, которая является искомой величиной. Уравнение трансцендентное, сложное и относительно $t_{\text{ср}}$ аналитически не решается. Решение легко находится графически. Левая часть уравнения (7,6) представляет собой теплообороты, проходящие через поверхность пород за период τ с момента наступления отрицательных

температур на поверхности земли и до момента инверсии знака теплооборотов. Правая часть представляет собой количество тепла, проходящее через снежный покров за этот же промежуток времени. Таким образом, обе части уравнения (7,6) имеют свой вполне определенный физический смысл и могут быть проанализированы в зависимости от геолого-географических условий для каждого конкретного района.

На совмещенном графике для обеих частей уравнения точка пересечения кривых дает искомую величину средней годовой температуры пород, при которой выполняется уравнение (7,6). Помимо чисто количественной оценки отепляющего влияния снежного покрова уравнение (7,6) дает возможность проследить и общие закономерности формирования температурного режима пород под снежным покровом.

Основной закономерностью является то, что отепляющее влияние снежного покрова зависит от теплооборотов почвы для данного района. Чем больше теплообороты почвы, тем при всех прочих равных условиях отепляющее влияние снега больше и наоборот. Следовательно, все те факторы и условия, которые определяют теплообороты пород или оказывают то или иное влияние на них, определяют и величину отепляющего влияния снежного покрова. Отсюда отепляющее влияние одного и того же снежного покрова (по мощности, плотности, теплофизическим свойствам и прочим характеристикам) на различных участках в пределах одного и того же района будет различно в зависимости от состава пород и их влажности.

На сухих грунтах оно будет минимальным и на водонасыщенных, наоборот, максимальным.

За счет теплооборотов, идущих на фазовые переходы воды в породах, годовые теплообороты в них могут изменяться в 1,5—2 раза. Следовательно, и отепляющее влияние снежного покрова может за счет этого изменяться в 1,5—2 раза. Интересно, что в условиях резко континентального климата теплообороты в породах всегда больше, чем в условиях морского климата, а отсюда и отепляющее действие снежного покрова также должно быть больше в первом случае.

Отепляющее влияние снежного покрова различается для сезонного промерзания и сезонного протаивания пород.

- При всех прочих равных условиях теплообороты пород в случае сезонного протаивания будут больше, чем при сезонном промерзании. Это объясняется тем, что в мерзлых породах, подстилающих сезонноталый слой, при годовых колебаниях температур помимо теплооборотов, связанных с теплоемкостью, будут иметь место и теплообороты, идущие на фазовые переходы воды в мерзлых породах. В случае сезонномерзлого слоя таких теплооборотов не будет. В силу этого при сезонноталом слое отепляющее влияние снега при всех прочих равных условиях будет большим, чем при сезонномерзлом.

Как известно (Кудрявцев, 1965), теплообороты пород максимальны у южной границы области распространения многолетнемерзлых пород, т. е. при средних годовых температурах пород, равных 0° . С изменением последних в сторону их повышения и понижения (к югу и к северу от южной границы) теплообороты уменьшаются тем больше, чем больше среднегодовые температуры пород будут отличаться от 0° . В соответствии с этим и отепляющее влияние снежного покрова будет максимальным у южной границы области распространения многолетнемерзлых пород и будет уменьшаться к югу и к северу от этой границы. В этом проявляется широтная зональность отепляющего влияния снежного покрова в отношении формирования температурного режима пород.

Аналогичная закономерность отмечается и в отношении высотной зональности. Максимальное тепляющее влияние снежного покрова бывает там, где средние годовые температуры горных пород равны 0°. На больших и меньших отметках это влияние будет уменьшаться тем больше, чем больше средние годовые температуры пород будут отличаться от нуля градусов.

Следует оговориться, что указанное проявление широтной и высотной зональностей в рассматриваемом явлении справедливо только для таких влажных пород, в которых при замерзании существенное значение в теплооборотах пород имеют теплообороты, совершающиеся за счет фазовых переходов воды в замерзающих породах.

В сухих (например, в скальных) породах эта закономерность не будет иметь места. В этом случае величина теплооборотов пород, а следовательно, и тепляющее влияние снега будет определяться годовой амплитудой температур на поверхности пород и не будет зависеть от средних годовых температур. Амплитуды не подчиняются широтной зональности и зависят в каждом конкретном случае от удаленности изучаемого района от моря.

В отношении высотной зональности положение более сложно. Здесь амплитуда может уменьшаться с высотой вследствие инверсии температуры, влажности и увеличения фазовых переходов воды, вследствие чего, по-видимому, также будет изменяться и влияние снежного покрова.

Помимо общих закономерностей широтной и высотной зональностей необходимо отметить и ряд частных закономерностей, как например, различие в тепляющем влиянии снежного покрова на склонах различной экспозиции и крутизны для участков с различным растительным покровом, в зависимости от характера проявления зимней температурной инверсии и т. д. Во всех этих случаях тепляющее влияние снежного покрова будет тем больше, чем больше будут теплообороты пород, и наоборот.

В результате всего изложенного выше следует, что тепляющее влияние снежного покрова определяется не только характером этого покрова, но и не меньшей степени зависит также от всего комплекса природной обстановки, начиная от состава промерзающих пород и их влажности и кончая растительным покровом и характером рельефа местности.

Для полной характеристики влияния снежного покрова на формирование температурного режима горных пород необходимо еще остановиться на охлаждающем влиянии этого покрова, когда сход снега задерживается после наступления положительных температур на поверхности почвы. За время лежания снега после наступления положительных температур воздуха температура на поверхности пород будет равна нулю градусов и станет положительной только после схода снега.

При задержке снега до второй половины лета или до осени максимальная температура на поверхности будет соответственно меньше, и амплитуда температур на поверхности сократится по сравнению с обычными условиями.

В том случае, когда снег задерживается, но сходит до наступления максимальных температур воздуха (середина июля), максимальные значения температур на поверхности грунта не будут отличаться от максимальных температур на участках, где снег сошел без задержки. Задержка схода снега в этом случае не повлияет на величину амплитуды температур на поверхности грунта (рис. 130).

Следовательно, колебания температур в породах (при положитель-

ных температурах) будут совершаться так, как если бы период на поверхности пород был бы равным

$$T_1 = T \left(\frac{T_+ - T_0}{T_+} \right), \quad (7,7)$$

где T — сокращенный годовой период колебания температур, связанный с задержкой схода снега, T_+ — продолжительность существования положительных температур воздуха, T_0 — длительность задержки схода снега с поверхности почвы в заснеженный период года, T — период, равный одному году.

В этом случае глубина сезонного протаивания будет определяться формулой (3,100), но с подстановкой значения T по уравнению (7,7).

Очевидно, что в этом случае глубина протаивания ξ_1 будет несколько меньшей, чем ξ при T , равном одному году. Отношение этих глубин будет прямо пропорционально корню квадратному из периодов

$$\frac{\xi_1}{\xi} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T}}. \quad (7,8)$$

Эта зависимость следует из основной формулы (7,6), но полученная сокращенная глубина протаивания (ξ_1) должна быть отнесена к полному периоду колебаний (T) для получения средней годовой температуры пород с учетом охлаждающего действия снежного покрова. Эта температура может быть получена из того же уравнения (7,6), где она будет искомой величиной, а ξ_1 должно быть подставлено вместо ξ . Величина ξ_{2c} должна быть получена с учетом измененной средней годовой температуры.

изменения глубин протаивания пород, так и в отношении средних годовых температур.

Аналогичное положение отмечается и в случае сезонного промерзания пород, но в этом случае отношение $\frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T}}$ будет значительно

меньшей величиной, и поэтому изменение глубин сезонного промерзания и средней годовой температуры пород будет также значительно меньше, чем при сезонном протаивании (при всех прочих равных условиях).

Таким образом, при определении влияния снежного покрова на сезонное промерзание и сезонное протаивание необходимо учитывать все стороны этого явления: изменение альбедо поверхности, отепляющее влияние за счет теплоизолирующего действия в зимний период и охлаждающее влияние за счет задержки схода снега в весенне-летнее время. В средних широтах обычно суммарное влияние снежного покрова остается отепляющим.

Качественно влияние снежного покрова на глубину сезонного промерзания и сезонного протаивания может быть определено при помощи следующей схемы (рис. 131), представляющей диаграмму зависимо-



Рис. 130. Схема годовых колебаний температур в породах в нормальных условиях (сплошные линии) и при задержке схода снежного покрова

Таким образом, может быть определено охлаждающее влияние снежного покрова на температурный режим пород, как в отношении

и в отношении изменения средних годовых температур.

сти глубин сезонного промерзания и протаивания от средней годовой температуры пород (t_{cp}) и амплитуды температур (A_0) на их поверхности.

Отепляющее влияние снежного покрова, изменяющее глубины сезонного промерзания и протаивания, определяется по этой схеме следующим образом.

Рассматривая сначала сезонное промерзание (левая часть рис. 131), допустим, что при наличии снежного покрова на поверхности среднегодовая температура породы была t_1 и амплитуда температур на поверхности— A_2 , тогда глубина сезонного промерзания в этом случае определяется положением точки m_1 . Снятие снежного покрова приводит к двум последствиям: во-первых, среднегодовая температура по-

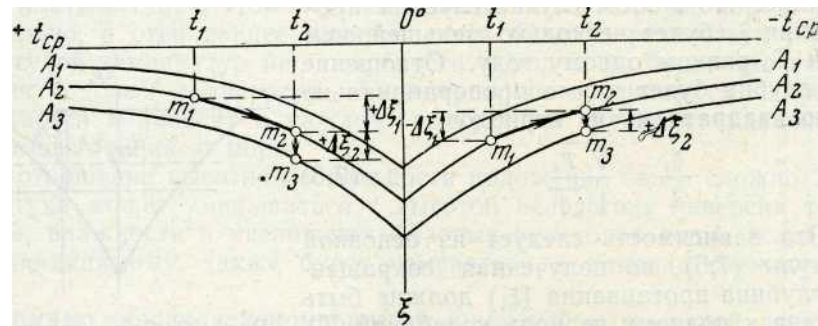


Рис. 131. Схема влияния снежного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания пород (ξ): t_1 — среднегодовая температура пород при наличии снежного покрова; t_2 — то же при снятии снежного покрова; $A_1 < A_2 < A_3$... амплитуды среднемесячных температур на поверхности породы

нижается от значения t_1 до значения t_2 и, во-вторых, амплитуда на поверхности возрастает от значения A_2 до значения A_3 .

Как видно на рис. 131, понижение среднегодовой температуры до* значения t_2 увеличивает глубину сезонного промерзания до величины, отмечаемой точкой m_2 , т. е. дает положительное приращение этой глубины $+\Delta\xi_1$. Рассматривая влияние увеличения амплитуды температур при снятии снежного покрова от значения A_2 до значения A_3 , видно, что оно также увеличивает глубину промерзания до величины, отмечаемой точкой m_3 , т. е. также приводит к положительному приращению $+\Delta\xi_2$ этой глубины.

Таким образом, при снятии снежного покрова в области сезонного промерзания глубина последнего увеличивается как за счет понижения среднегодовой температуры, так и за счет увеличения амплитуды. Эти влияния складываются и в результате получается резкое увеличение глубины сезонного промерзания при снятии снежного покрова ($\Delta\xi_1 + \Delta\xi_2$).

В области сезонного протаивания дело обстоит иначе (правая часть рис. 131).

Пусть при наличии снежного покрова среднегодовая температура породы была t_u , амплитуда температур A_2 и глубина сезонного протаивания соответственно определялась точкой t_b . Тогда при снятии снежного покрова среднегодовая температура понизится до значения U , и это приведет к уменьшению глубины сезонного протаивания ($-\Delta\xi_1$). В то же время амплитуда изменений температур на поверхности возрастет от значения A_2 до значения A_3 , и это увеличит глубину сезонного протаивания на $(+\Delta\xi_2)$.

Таким образом, в случае сезонного протаивания пород влияние изменений среднегодовой температуры пород и амплитуды температуры на поверхности на глубину сезонного протаивания при снятии снежного покрова компенсируют друг друга, и в результате получают незначительные изменения глубины сезонного протаивания ($\Delta\xi_2 - \Delta\xi_1$). При рассмотрении отепляющего влияния накопления снежного покрова на глубины сезонного промерзания и протаивания очевидно, что на рис. 131 нужно в этом случае переходить от точек m_3 к точкам m_u т. е. от глубин промерзания—протаивания без снега к глубинам при наличии снега.

3. ВЛИЯНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НА ГЛУБИНУ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

Влияние растительного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания и на температурный режим в породах представляет собой только одну из сторон сложной многосторонней и важной проблемы о взаимодействии растительности с мерзлыми породами.

Даже при кратком рассмотрении указанного выше вопроса необходимо иметь в виду следующие зависимости и соотношения.

1. Растительный покров влияет на развитие мерзлых пород через обусловленные им изменения теплообмена между почвой и атмосферой.

Растительный покров в летний период частично задерживает прямую и рассеянную солнечную радиацию, что приводит к некоторому охлаждению пород. В зимний период, наоборот, растительный покров является теплоизолятором, препятствующим выделению тепла из почв. В этом случае растительный покров оказывает отепляющее воздействие на породы.

Эти последние два воздействия растительного покрова на приходную и расходную части баланса лучистой энергии могут быть очень разнообразными. Относительное значение этих двух видов воздействия растительного покрова на теплообмен, уменьшения облучения почвы летом и испускания длинноволновой энергии зимой, изменяется при переходе с севера на юг.

Действительно, на севере зима длиннее, а лето короче, чем на юге, поэтому сильнее выступает теплоизолирующее, как бы отепляющее, воздействие растительных покровов на температурный режим почв. На юге, наоборот, лето относительно длиннее, а зима несколько короче, поэтому может преобладать затеняющее, как бы охлаждающее, влияние растительного покрова на температуру почв. Разумеется, что такое сопоставление возможно только при прочих равных условиях.

У различных растительных покровов (например, у мохового покрова и соснового бора) будут сильно различаться указанные летние и зимние воздействия на теплообмен. Различия растительности обуславливают также разницу в альbedo поверхностей, что в свою очередь создает различия в отражении и поглощении лучистой энергии и отсюда в температурном режиме почв и пород.

2. Растительные покровы влияют на температурный режим почв также через их воздействие на влагообмен между атмосферой и почвой. Эти воздействия растительности на влагообмен происходят различными путями.

а) Во-первых, различные виды растительности по-разному испаряют влагу, вытягиваемую ими из почвы, влияя таким образом через влажность воздуха и почвы на тепловой баланс последних (процесс транспирации).

б) Различные виды растительности по-разному задерживают и сохраняют от протаивания и перевевания снежные покровы, что также оказывает большое влияние на ход сезонного промерзания и протаивания. Таким образом, влияние растительного покрова оказывается комплексно связанным¹ с влиянием снежного покрова.

в) Наконец, различные виды растительности по-разному удерживают влагу в почве, влияя таким образом на теплофизические характеристики почвы, а через них и на ход теплообмена между почвой и атмосферой.

3. В естественных условиях происходит не только воздействие растительных покровов на развитие мерзлых толщ, но и обратное влияние последних на растительные покровы (Тыртиков, 1963).

Таким образом, мерзлые толщи и растительные покровы, как правило, развиваются параллельно, реагируя на изменения друг друга. Это обстоятельство, между прочим, является основой для суждения о соответствии между мерзлотными и геоботаническими условиями и используется при мерзлотной съемке.

Влияние растительности на формирование и развитие мерзлых толщ проявляется, в частности, в изменениях глубин промерзания и протаивания при смене растительных сообществ.

А. П. Тыртиков (1959, 1963) изучал этот вопрос для различных природных условий и приводит для них следующие выводы и подтверждающие данные.

В пределах южной тундры и большей части азиатской лесотундры развитие растительности уменьшает, а уничтожение растительности увеличивает глубину протаивания почвы, обычно не более чем на один метр. В этой области после уничтожения растительности нередко усиливаются термокарст и оползневые процессы, изменяющие облик местности; при этом образуются озера, болота и другие просадочные формы рельефа.

В северной тайге влияние растительности на развитие мерзлых толщ сильнее, чем в лесотундре и тундре. Под влиянием развития растительности здесь нередко формируются многолетнемерзлые породы на участках, где их не было. В северной тайге Западной Сибири переход сезонного промерзания в сезонное протаивание при формировании многолетнемерзлых толщ под влиянием развития растительности наблюдается также в поймах рек. Развитие пойменного режима изменяет условия обитания растительности и смену растительных сообществ, а эта смена приводит к развитию многолетнемерзлых пород. А. П. Тыртиков (1963) описывает такой ход развития многолетнемерзлых пород на примере поймы р. Ярудей (приток Надыма).

Растительность в пойме проходит три стадии развития.

Березовые леса с травяным покровом (первая стадия) развиваются на ежегодно заливаемых пространствах центральной поймы. Деревья растут хорошо, моховой покров отсутствует. На таких участках наблюдается только сезонное промерзание.

По мере врезки реки участки высокой поймы заливаются все реже. Отложение ила почти прекращается и в результате этого усиливается развитие мхов, понижающих температуру почвы и приводящих к образованию торфянистого горизонта.

Накопление влагоемкости торфянистого горизонта увеличивает температурную сдвижку, понижает среднегодовую температуру и глубину сезонного протаивания. В результате в торфянике начинают возникать перелетки, а затем образуется и многолетнемерзлая толща, включающая и подстилающую породу. Формирование многолетнемерз-

лой водоупорной подпочвы способствует заболачиванию и смене зеленых мхов сфагновыми.

Так, березовые леса с травяным покровом через стадию зеленомошников сменяются (вторая стадия) сфагновыми березовыми, березолиственными с примесью ели или смешанными лесами. Последние характеризуются отмиранием крупных деревьев, общей угнетенностью древостоя, наличием торфянистого горизонта и развитием многолетнемерзлой толщи мощностью до 10 ж, со среднегодовой температурой около 0°. Дальнейшее накопление торфа еще сильнее понижает температуру почвы, ухудшает ее питательные свойства и аэрацию, уменьшает глубину сезонного протаивания.

Таким образом, рост мхов и накопление торфянистого горизонта делает весь комплекс почвенных условий неблагоприятным для роста деревьев.

В результате этого рост деревьев сильно замедляется; древостой изреживается, и сфагновый лес сменяется (третья стадия) угнетенным, заболоченным, редкостойным сфагновым лесом с преобладанием березы и участием лиственницы и ели, с мощным торфяным горизонтом, протаивающим летом на 30—60 см. Такие леса подстилаются более холодными и мощными многолетнемерзлыми толщами и занимают наиболее повышенные участки высокой поймы р. Ярудей. Данные, характеризующие развитие описанного выше процесса формирования многолетнемерзлых толщ под влиянием развития растительности, приведены в табл. 25.

Значение смены одних видов растительности другими в формировании многолетнемерзлых толщ возрастает при движении с севера на юг и особенно велико в районах, примыкающих к южной границе области многолетнемерзлых пород. В этом же направлении увеличивается степень приуроченности растительных сообществ к типам сезонного промерзания и протаивания, т. е. возрастает индикационное значение растительного покрова.

Данные А. П. Тыртикова, приведенные в табл. 25, подтверждают положение об охлаждающем влиянии растительного покрова в районах, близких к южной границе многолетнемерзлых пород, высказанное в начале параграфа. Однако следует помнить, что влияние растительного покрова на температуру почвы многообразно, сложно и требует дальнейшего изучения; в различных условиях, в особенности в сочетании с действием снежного покрова, может изменять свой знак. Так, например, установлено, что на Дальнем Востоке при мощности снега до 20 см уничтожение леса приводит к охлаждению почвы, а при больших мощностях снега — к ее утеплению.

Можно сказать, что в континентальном климате с продолжительным теплым летом и суровой зимой, при снежном покрове 10—20 см растительный покров одинаково защищает почву как от летнего нагревания, так и от зимнего охлаждения. При более мощном снежном покрове отепляющее воздействие растительного покрова зимой будет больше, чем охлаждающее летом.

В северных районах наличие травяно-мохового покрова и кустарника вызывает повышение среднегодовой температуры почвы на 1—2°. Кроме этого, травяно-моховой покров, кустарник и лес в отдельности сокращают годовые амплитуды на 15—25%, а совместно — на 30—50%.

Влажные моховые и торфянистые покровы вследствие большой влагоемкости резко увеличивают свою теплопроводность в мерзлом состоянии. Это вызывает понижение среднегодовой температуры почвы на 1—3%, за исключением районов с мощным снежным покровом, где

**Изменение глубины сезонного протаивания, температуры почв и подпочв в процессе смены растительных сообществ
в пойме р. Ярудей, по А. П. Тыртикову (1963)**

Последовательные стадии развития растительности	Состав почв и подпочв	Мощность, см		Глубина протаивания, м	Температура (°С на глубине, м)										Мощность мерзлой толщи, м
		мха	торфа		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Березовые леса с травяным покровом	супеси, пески; в верхней части прослой суглинка	нет	нет	сезонное	положительная										нет
Сфагновый березово-лиственничный лес с примесью ели	до 3,5 м суглинок, ниже песок	10	10	промерзание 1,0	—	—	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	—	—	больше 8
Редкостойный угнетенный сфагновый листовеннично-березовый лес	до 0,4 м суглинок с супесью, ниже песок	10	30	0,4	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	больше

наблюдается обратное воздействие. Сокращение годовых амплитуд температуры почвы под моховым и торфяным покровами может достигать 50—60%, а при мощном моховом покрове и торфе — даже 80—90%.

Для качественного определения влияния растительного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания пород можно воспользоваться схематической диаграммой (рис. 132).

Эта диаграмма показывает изменения глубины сезонного промерзания и протаивания в зависимости от изменений среднегодовой температуры почвы и амплитуды температур на ее поверхности. Поэтому для определения влияния растительного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания остается только определить, как он влияет на изменение среднегодовых температур и годовых амплитуд.

Так как в южных районах выступает сильнее охлаждающее влияние растительного покрова, а в северных — отепляющее влияние, то следует рассмотреть эти влияния отдельно для южных и для северных районов.

Рассмотрим сначала влияние снятия растительного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания почв в северных районах. В этом случае его снятие приводит к понижению среднегодовой температуры почвы и к увеличению годовой амплитуды. На участках распространения немерзлых пород (рис. 132, левая сторона) показано, что снятие растительного покрова понижает среднегодовую температу-



ру от значения t_1 до значения t_2 , вследствие чего глубина сезонного промерзания (ξ) увеличивается от точки m_1 до точки m_2 на положительное приращение $\Delta\xi$. Аналогично, снятие растительного покрова приводит к возрастанию годовой амплитуды от значения A_1 до значения A_2 , что в свою очередь увеличивает глубину сезонного промерзания от точки m_2 до точки m_3 , т. е. также приводит к положительному прира-

шению $\Delta\xi_2$. В результате такого сложения влияний в северных районах снятие растительного покрова значительно увеличивает глубину сезонного промерзания на величину $\Delta\xi_1 + \Delta\xi_2$.

Наоборот, как видно из правой части рис. 132, снятие растительного покрова на участках сезонного протаивания незначительно изменяет его глубину. Это происходит потому, что указанная операция, во-первых, понижает среднегодовую температуру от значения t_1 до значения

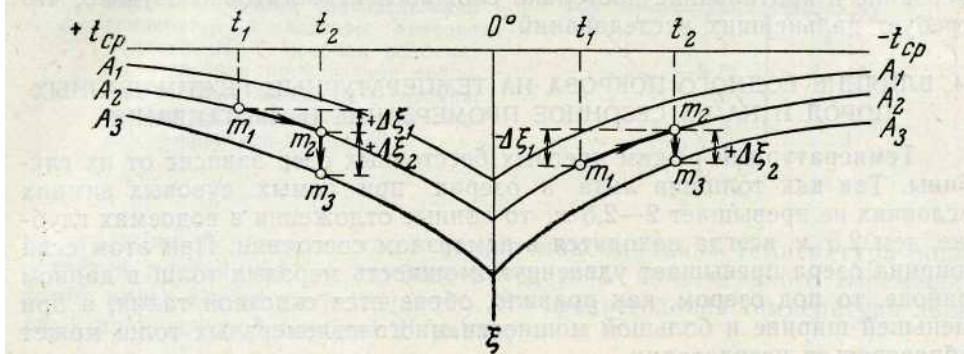


Рис. 132. Глубина сезонного промерзания и протаивания пород (ξ) на участках с растительным покровом и без него в северных районах; $A_1 < A_2 < A_3$ — амплитуды среднемесячных температур на поверхности; t_1 — среднегодовая температура почвы с растительным покровом; t_2 — то же без растительного покрова

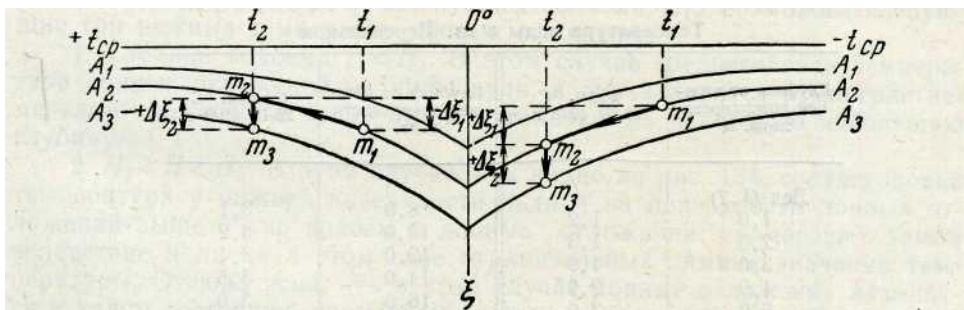


Рис. 133. Глубина сезонного промерзания и протаивания пород (ξ) на участках с растительным покровом и без него в южных районах; $A_1 < A_2 < A_3$ — амплитуды среднемесячных температур на поверхности; t_1 — среднегодовая температура почвы с растительным покровом; t_2 — то же без растительного покрова

t_2 и вследствие этого уменьшает глубину протаивания от точки m_1 к точке m_2 , т. е. дает отрицательное приращение $-\Delta\xi_1$. Во-вторых, увеличение амплитуды от значения A_2 до значения A_3 увеличивает глубину протаивания от точки m_2 до точки m_3 , давая $+\Delta\xi_2$. Таким образом, первое и второе влияния компенсируют друг друга ($\Delta\xi_2 - \Delta\xi_1$).

На рисунке 133 приведена диаграмма, аналогичная рис. 132, показывающая влияние снятия растительного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания в южных районах области мерзлых пород.

Из рисунка 133 видно, что в южных районах снятие растительного покрова влияет на глубины сезонного промерзания (левая часть рис. 133) и на глубины сезонного протаивания (правая часть рис. 133)

противоположно по сравнению с северными районами. Здесь при снятии растительного покрова слабо изменяются глубины сезонного промерзания пород и сильно возрастают глубины сезонного протаивания. Следует помнить, что закономерности, показанные на рис. 132 и 133, справедливы при прочих равных условиях, а при неравенстве каких-либо дополнительных условий, например снежного покрова, могут и не соблюдаться. Кроме того, влияние растительного покрова на промерзание и протаивание настолько сложно и недостаточно изучено, что требует дальнейших исследований.

4. ВЛИЯНИЕ ВОДНОГО ПОКРОВА НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ДОННЫХ ПОРОД И НА ИХ СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ

Температурный режим пресных бессточных озер зависит от их глубины. Так как толщина льда в озерах при самых суровых зимних условиях не превышает 2—2,5 м, то донные отложения в водоемах глубже, чем 2,5 ж, всегда находятся в немерзлом состоянии. При этом если ширина озера превышает удвоенную мощность мерзлых толщ в данном районе, то под озером, как правило, образуется сквозной талик, а при меньшей ширине и большой мощности многолетнемерзлых толщ может образоваться псевдоталик.

Для характеристики температурного режима воды и донных отложений зимой приведем данные по измерениям температуры воды в оз. Перевальном (табл. 26), расположенном на водоразделе рек Кебюме—Хандыга на высоте 1418 м; ширина озера 400 м, длина — 800 ж, глубина (Я) — 17,9 м (Швецов, 1951). Средняя температура почвы в районе до —10°.

Температура воды Таблица 26 в оз.

Перевальном

Глубина от нижней поверхности льда, м	t воды, °С 28/IV 1948 г.	Глубина от нижней поверхности льда, м	t воды, °С 28/IV 1948 г.
Лед (1,7)	1,2	8,0	3,1
1,0 2,0 3,0	1,3	10,0	3,2
4,0 5,0	1,9	12,0	3,4
	2,7	14,0	3,5
	3,0	16,0	3,6
		Дно	4,6

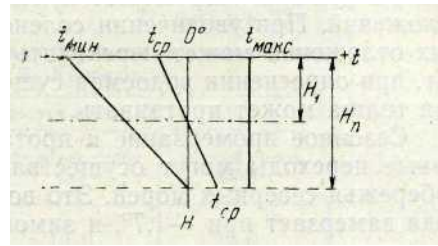
Из данных табл. 26 видно, что температура повышается с глубиной примерно до 4°; при этой температуре пресная вода имеет наибольшую плотность и стремится опуститься ко дну. Этот процесс конвекционного перемешивания происходит и летом. Поэтому максимальную* летнюю температуру воды в неглубоких северных озерах можно приближенно считать постоянной.

При глубинах водоема, меньших, чем возможная в данном районе толщина льда, он промерзает до дна и в донных отложениях могут быть как отрицательные, так и положительные средние годовые температуры в зависимости от глубины водоема. При этом в зависимости от глубины будут изменяться и годовые амплитуды температуры на поверхности донных отложений.

Температурный режим донных отложений в неглубоких озерах, промерзающих до дна, удобно рассмотреть, воспользовавшись рис. 134,,

на котором приведена схема распределения минимальных (t_{\min}), максимальных (t_{\max}) и среднегодовых ($t_{\text{ср}}$) температур в ледяном покрове в зависимости от глубины водоема (H). С некоторым приближением можно принять, что зимой минимальная температура в ледяном покрове мощностью (H_u) изменяется линейно от t_{\min} на поверхности льда до 43°

Рис. 134. Схема распределения температур в ледяном покрове водоема: H — глубина водоема; $H_{\text{п}}$ — глубина промерзания водоема (толщина льда); H_1 — глубина, на которой средняя годовая температура равна 0°



на его нижней поверхности, а летняя максимальная температура воды остается постоянной по глубине вследствие конвективного перемешивания воды. На рисунке 134 видно, что среднегодовая температура льда ($t_{\text{ср}}$) на некоторой глубине H равна:

$$(t_{\text{ср}})_H = \frac{H_{\text{п}} - H}{H_{\text{п}}} (t_{\min} + t_{\max}) \quad (7,9)$$

и на глубине $H = H_1$ она равна 0° .

Выше этой глубины при $H < H_1$ среднегодовая температура льда ниже 0° , а при $H > H_1$ она выше 0° .

Отсюда в зависимости от глубины водоема (H) возможны следующие три режима температур донных отложений.

1. Глубина водоема $H < H_1$. В этом случае среднегодовая температура донных отложений $t_{\text{ср}}$ ниже нуля, и они находятся в многолетнемерзлом состоянии и лишь летом оттаивают на некоторую небольшую глубину.

2. $H_1 < H < H_{\text{п}}$. В этом случае, как видно на рис. 134, среднегодовая температура у нижней поверхности льда и на поверхности донных отложений выше 0° , но водоем и донные отложения промерзают зимой вследствие наличия в этом слое отрицательных зимних значений температуры. Отсюда ясно, что в этом случае донные отложения находятся в талом состоянии, промерзают в зимнее время и полностью протаивают летом.

3. Наконец, если $H > H_{\text{п}}$ водоем не промерзает до дна, и температура донных отложений всегда остается положительной. В этом случае под озером, как указывалось выше, должен существовать псевдоталик или сквозной талик в зависимости от соотношения размера озера и мощности многолетнемерзлых толщ.

Соленые озера, в особенности при больших концентрациях рассола, могут иметь температурный режим донных отложений, не подчиняющийся указанной выше закономерности. В этом случае донные отложения могут промерзать даже при глубине водоема (H), превышающей толщину льда в открытых водоемах. Исследования показали, что на дне сильно минерализованных озер отрицательная температура рапы может сохраняться и зимой и летом. Это объясняется тем, что максимальная плотность рапы наблюдается при температурах -15° ----- -20° . Таким образом, в соленых озерах конвекционные токи летом не развиваются, а теплообмен происходит только путем теплопроводности.

Летом в придонном слое таких озер наблюдалась температура -5° , а зимой до -20° . Отсюда становится ясной роль соленых водоемов в охлаждении донных отложений и возможного образования под ними многолетнемерзлых пород.

Из сказанного выше следует также, что при изменениях гидрохимического режима озер может изменяться температурный режим донных отложений. При увеличении солености воды сезонное промерзание донных отложений может переходить в их сезонное протаивание и, наоборот, при опреснении водоемов существующая под ними многолетнемерзлая толща может протаивать.

Сезонное промерзание и протаивание донных отложений и их взаимные переходы могут осуществляться и на мелком морском дне у побережья северных морей. Это возможно вследствие того, что морская вода замерзает при $-1,7^{\circ}$, и зимой, находясь сама в жидком виде, может заморозить донные отложения, если последние насыщены менее минерализованной влагой.

Вопрос о формировании многолетнемерзлых толщ пород на побережьях северных морей при взаимодействии соленых морских и пресных континентальных вод рассматривается полнее в главе VIII.

5. ЗАВИСИМОСТЬ ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД ОТ РЕЛЬЕФА И ЭКСПОЗИЦИИ СКЛОНОВ

Положение участка в рельефе местности во многом определяет температурный режим почвы и является в этом отношении сильным и многообразно действующим фактором. Многообразность и комплексность влияний того или иного положения участка в рельефе местности на глубину сезонного промерзания и протаивания выражается в следующих отношениях.

1. Среднегодовые температуры почв, а следовательно и глубины сезонного промерзания и протаивания, изменяются в зависимости от высотных отметок местности. С повышением отметки на 213 м среднегодовая температура почвы понижается на $1,0^{\circ}$ и соответственно изменяются глубины сезонного промерзания и протаивания.

2. Изменение высоты приводит не только к изменению среднегодовых температур пород и годовых амплитуд температур на их поверхности, но обычно при этом меняются и литологический состав пород, а также их влажность. Другими словами, с высотой происходит комплексное изменение всех классификационных характеристик типов сезонного промерзания и протаивания, а также и дополнительных факторов, таких, как снежный и растительный покровы. В результате температуры пород могут изменяться на 10—20 и более градусов по сравнению с температурой пород на уровне моря.

Указанные изменения типов сезонного промерзания и протаивания с высотой называют высотной зональностью в отличие от широтной зональности, которая рассматривалась в параграфах VII-1, VII-3.

3. Кроме того, положение участка в рельефе влияет на теплообмен и глубины сезонного промерзания и протаивания через расположение склонов относительно стран света, которое обычно называют экспозицией склонов. При этом важна также и крутизна склонов, влияющая на угол падения солнечных лучей и таким образом на количество поглощаемой радиации.

Для иллюстрации приведем изменение температуры почвы в зависимости от экспозиции и крутизны склонов в пади Мульдаи в Восточном Забайкалье, по П. И. Колоскову (табл. 27). Замер произведен 3—6 июля в 13 час.

Приведенные в табл. 27 данные указывают на несколько более высокие температуры почвы на северном склоне крутизной в 3° по сравнению с северным склоном крутизной в 5° и гораздо более высокие температуры почвы на склоне южной экспозиции по сравнению со склонами северной экспозиции.

Т а б л и ц а 27

Изменение температуры почвы в пади Мульдаи в зависимости от экспозиции (по П. И. Колоскову)

Глубина, см	Температура почвы, °С		
	северный склон (5°)	северный склон (3°)	южный склон (35°)
До 10	10,5	12,0	22,0
10—20	—	—	18,0
20—30	9,0	10,5	16,5
30—40	—	—	9,5
40—50	—	—	9,5
50—60	6,5	7,0	—
60—70	2,0	—	—
70—80	1,0	—	8,0
80—90	0,5	5,5	—
90—100	—	3,5	—
100—110	—	—	6,0
130—140	мерзлота	1,0	—
140—150	—	—	—
150—160	—	—	—
160—170	—	мерзлота	—
170—200	—	—	4,0

Вообще же в порядке понижения среднегодовых температур грунтов склоны в зависимости от экспозиции располагаются в следующей последовательности: южные, юго-западные; северо-восточные, северные.

Разница среднегодовых температур на склонах южной и северной экспозиций объясняется главным образом различием на них летней амплитуды колебаний температуры на поверхности породы. Действительно, зимой при очень малом поступлении лучистой энергии северные и южные склоны охлаждаются почти одинаково. Но как показывают данные табл. 27, летнее нагревание на них различно и гораздо сильнее на южных склонах. Это уменьшение летних и общих амплитуд на северных склонах вызывает понижение на них среднегодовых температур пород.

Разница между средними температурами почвы на склонах северной и южной экспозиций увеличивается при возрастании крутизны склонов до 15—20° и уменьшается как при дальнейшем увеличении крутизны, так и при их выполаживании.

В высоких широтах влияние экспозиции склонов на сезонное промерзание и протаивание и на температурный режим почв несколько уменьшается, так как там в течение летнего дня солнце движется по кругу над горизонтом, обогревая склоны всех экспозиций.

Изменение среднегодовых температур пород и амплитуд среднемесячных температур на склонах северной и южной экспозиций показано на рис. 135. Глубины сезонного промерзания пород на склонах северной и южной экспозиций отличаются от глубин сезонного протаивания на склонах этих же экспозиций.

Посмотрим сначала, как отличаются глубины сезонного промерзания пород (левая часть рис. 135). При этом на склонах южной экспозиции

зиции по сравнению с северной выше среднегодовая температура пород и больше годовая амплитуда изменений температуры на поверхности.

Пусть при среднегодовой температуре t_1 (рис. 135, левая часть) и амплитуде A_2 на склоне северной экспозиции (С) глубина сезонного промерзания грунта отмечается точкой m_1 . На склоне южной экспозиции (Ю) среднегодовая температура пород в соответствующих условиях равна t_2 , а глубина сезонного промерзания здесь меньше и отмечается положением точки m_2 . При этом получается отрицательное приращение глубины промерзания ($-\Delta\xi_1$). В то же время на склоне южной экспозиции по сравнению с северной амплитуда температур увеличивается

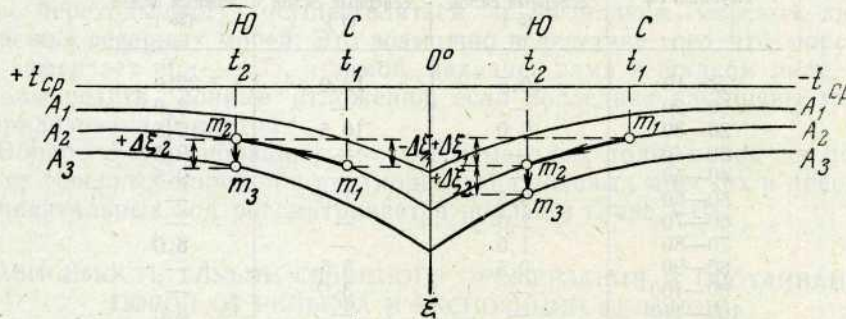


Рис. 135. Влияние экспозиций склонов на глубины сезонного промерзания (ξ) (левая часть рисунка) и сезонного протаивания пород (правая часть рисунка): t_1 и t_2 — среднегодовые температуры соответственно на северном (С) и южном (Ю) склонах; $A_1 < A_2 < A_3$ — амплитуды годовых колебаний температуры на поверхности пород; m_1, m_2, m_3 — последовательные значения глубин сезонного промерзания и протаивания пород при соответствующих изменениях t_{cp} и A

от значения A_2 до значения A_3 , вследствие чего глубина промерзания также увеличивается на $+\Delta\xi_2$ от значения в точке m_2 до значения в точке m_3 .

Таким образом, при сезонном промерзании влияние экспозиции склонов на глубину промерзания через изменения среднегодовых температур и амплитуд температур компенсируют друг друга ($\Delta\xi_2 - \Delta\xi_1$). Отсюда следует вывод, что экспозиция склонов слабо влияет на глубину сезонного промерзания пород.

Рассматривая таким же образом влияние экспозиции склонов на глубину сезонного протаивания, по правой части рис. 135 видно, что по сравнению со склоном северной экспозиции (С), «со среднегодовой температурой пород t_1 и амплитудой температур A_2 , на склоне южной экспозиции (Ю) с t_2 и A_3 глубина сезонного протаивания увеличивается от точки m_1 до точки m_2 за счет повышения среднегодовой температуры от точки m_2 до точки m_3 за счет увеличения амплитуды. В данном случае влияния чепея изменения среднегодовой температуры и амплитуды тем-

ператур складываются ($\Delta\xi_1 + \Delta\xi_2$). Отсюда вывод, что экспозиция склонов оказывает сильное влияние на глубину сезонного протаивания пород.

Влияние экспозиции на глубины сезонного промерзания и протаивания может осложняться и другими факторами, например неравномерностью распределения снежного покрова. В этом отношении типичен район Воркуты, где влияние экспозиции склонов на температуру почвы очень мало. Происходит это вследствие перевывания и переотложения снега зимой с южных склонов на северные господствующими здесь зи-

мой южными и юго-западными ветрами. В результате этого влияние экспозиции склонов компенсируется противоположным влиянием снежного покрова, и температуры горных пород выравниваются на склонах всех экспозиций.

6. ВЛИЯНИЕ ЗАБОЛОЧЕННОСТИ МЕСТНОСТИ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОРОД И ИХ СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ

Обычно на заболоченных участках температура пород на 0,5—Г ниже, чем на сухих, хорошо дренируемых участках. Подобная зависимость наблюдалась на Дальнем Востоке, в Забайкалье (Качурин, 1950) и в других районах с малой мощностью снежного покрова.

Для районов Воркуты (Редозубов, 1946), Западной Сибири (Попов, 1953), Игарки (Мейстер, 1948) с мощным снежным покровом до 0,8—1,0 ж отмечается обратная зависимость —на заболоченных участках температура пород выше, чем на дренированных.

Для объяснения этих различных влияний заболоченности на среднегодовые температуры пород в зависимости от мощностей снежного покрова можно привести следующие соображения.

Во влажных породах и на болотах летом аккумулируется большее количество тепла, чем в сухих. В то же время вследствие большой теплоемкости влажных грунтов температура их поднимается не так значительно, как температура сухих пород.

Зимой (без снега) большая теплопроводность влажных пород на болотах позволяет им охлаждаться почти так же быстро, как менее теплоемким, но хуже теплопроводящим, сухим породам. В результате средняя температура почв на болоте получается ниже, чем более сухих почв. В случае мощного снежного покрова увеличение теплопроводности влажных пород при замерзании уже не играет такой роли, так как основное значение имеет теплоизолирующее действие снега. В этом случае решающим фактором оказывается их большая теплоемкость. Поэтому под снегом теплоемкие влажные породы остывают медленнее, чем малотеплоемкие сухие, и в результате средняя годовая температура влажных пород становится выше, чем у сухих. Например, при зарастании водоемов в Западной Сибири образуются многолетнемерзлые толщи, причем процесс идет следующим образом.

Пока на поверхности водоема есть вода, сильно аккумулирующая тепло, слой грунта, промерзший зимой, летом оттаивает полностью, и многолетнемерзлая толща не образуется. Поэтому в северной тайге Западной Сибири низинные и переходные болота подстилаются тальными породами.

По мере накопления торфа отдельные участки болот выходят из-под воды, возвышаясь над пониженными частями водоема на 50—60 см. При этом осоки и пушицы на них сменяются кустарничками, растущими на сплошном моховом, преимущественно сфагновом, ковре.

Зимой эти торфяные возвышения промерзают быстрее, чем пониженные более сырые участки, с них сильнее сдувается снег, понижается их температура и увеличивается льдистость и объем вследствие миграции влаги и пучения. Постепенно под такими участками начинают возникать перелетки. Мощность перелетков увеличивается и они постепенно переходят в многолетнемерзлые толщи. По мере увеличения высоты торфяника изменяется его влажность и его льдистость, что приводит к изменению среднегодовых температур пород и к соответствующим изменениям глубин их сезонного промерзания и протаивания.

7. ВЛИЯНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ТЕПЛЫХ ЛЕТНИХ ОСАДКОВ И КОНВЕКЦИИ ВОЗДУХА НА ГЛУБИНУ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

Помимо нагревания и охлаждения пород путем теплопроводности последние могут изменять свою температуру и вследствие конвективного теплообмена.

Конвективный теплообмен в породах может совершаться главным образом тремя способами: 1) путем миграции влаги к фронту льдовыделения при промерзании пород (см. гл. IV), 2) инфильтрации в породы теплых или холодных вод, приносящих тепло или охлаждающих породы и 3) путем поступления в породы теплого или холодного воздуха.

Конвективный теплообмен посредством миграции влаги рассматривался в главе III, а здесь мы вкратце рассмотрим влияние инфильтрации в породы осадков и конвективных токов воздуха на их температурный режим и сезонное промерзание и протаивание.

Интенсивность переноса тепла в породу путем инфильтрации поверхностных вод (осадков) изменяется, во-первых, в зависимости от температуры и от фильтрационных способностей почв и подстилающих пород. Формирующийся посредством инфильтрации осадков температурный режим зависит еще от теплофизических характеристик инфильтрующих пород. Например, в районе Алданского плоскогорья водоразделы сложены сильно выветрелыми коренными породами, прикрытыми крупнообломочными элювием и делювием. В летний период там выпадает более половины годового количества осадков, которые, инфильтруясь, прогревают слой элювия и делювия, а также трещиноватую зону коренных пород.

Такие процессы повышают среднегодовую температуру верхнего слоя пород и соответственно влияют на их глубины сезонного промерзания и протаивания.

Определить баланс тепла для слоя сезонного протаивания за счет привноса тепла в грунт инфильтрующимися летними осадками можно следующим образом. Очевидно, что дополнительный приход тепла ($Q_{\text{доп}}$) в сезонноталый слой определяется формулой:

$$Q_{\text{доп}} = V t_{\text{ос}} C, \quad (7,10)$$

где V — количество летних теплых осадков, инфильтрующихся в грунт в $\text{кг}/\text{м}^2$; $t_{\text{ос}}$ — их температура в $^{\circ}\text{C}$; C — теплоемкость воды, принимаемая за 1.

Одновременно с этим должен установиться какой-то тепловой поток из грунта в атмосферу, равный этому дополнительному теплопритоку. Это будет обеспечиваться температурной сдвижкой в слое сезонного промерзания (протаивания). У подошвы этого слоя температура будет выше, чем у поверхности земли. За счет этого установится тепловой поток из слоя сезонного промерзания (протаивания) в атмосферу, величина которого определится следующим образом:

$$Q = \frac{\Delta t}{\xi} \lambda_{\text{пр}} \tau. \quad (7,11)$$

Приравняв (7,10) к (7,11) и решив относительно Δt , получим формулу, позволяющую количественно оценить тепляющее влияние инфильтрующихся вод:

$$\Delta t = \frac{V t_{\text{ос}} \xi}{\lambda_{\text{пр}} \tau}, \quad (7,12)$$

где ξ — глубина сезонного промерзания или протаивания грунта в метрах, τ — время, год в часах,

$$\lambda_{\text{пр}} = \frac{\lambda_{\text{т}}(A_0 + t_{\text{ср}}) + \lambda_{\text{м}}(A_0 - t_{\text{ср}})}{2A_0}, \quad (7,13)$$

где в свою очередь $\lambda_{\text{т}}$ и $\lambda_{\text{м}}$ — коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунтов в *ккал/м·час·град*, A_0 — годовая амплитуда температур на поверхности грунта, $t_{\text{ср}}$ — средняя годовая температура на поверхности грунта.

Из формулы (7,12) следует, что повышение температуры грунта за счет инфильтрующихся теплых осадков прямо пропорционально количеству инфильтрующихся осадков, их температуре, мощности слоя сезонного промерзания и протаивания и обратно пропорционально приведенному коэффициенту теплопроводности.

Формула (7,12) дает возможность оценить величину отепляющего влияния инфильтрующихся летних теплых осадков. Так, например, для района Алдана, где $V=300$ мм за лето, $t_{\text{ос}} \cong 15^\circ$, $\xi \cong 3$ м, $\lambda_{\text{пр}} \cong 0,9$, температурная сдвигка (Δt) равна около $1,6^\circ$. При этом расчете принято, что все летние осадки выпадают на горизонтальную поверхность, где поверхностный сток отсутствует, все эти осадки инфильтруются в грунт и отдают весь запас тепла (за счет температуры выше 0°). Из этого прикидочного расчета следует, что при таких особенно благоприятных

величина Δt сравнительно невелика. В то же время в районе Алдана многие авторы оценивают отепляющее влияние инфильтрующихся летних осадков цифрами порядка 4—6 и даже больше градусов. Из формулы (7,12) следует, что эта оценка резко завышена. В действительности это должно объясняться другими причинами, и в частности, видимо, за счет конденсации пара, содержащегося в воздухе, циркулирующем в порах породы.

Следует учесть, что в вышеприведенном примере 300 мм летних осадков приводят к повышению температуры грунта от $1,5$ до $2,0^\circ$, в то время как такое же влияние может оказать конденсация 100 дм^3 на 1 м^2 поверхности грунта или 10 мм осадков. Но это будет иметь место при том условии, если все тепло конденсации пара пойдет на дополнительное нагревание породы. Безусловно, этого не будет. Часть тепла будет теряться в атмосферу. Но если даже 90% этого тепла будет теряться и только 10% пойдет на нагрев пород, то и в этом случае конденсация воды в количестве 100 мм будет эквивалентна 300 мм инфильтрующихся осадков, при условии если все теплосодержание этих осадков (относительно 0°C) пойдет на нагрев пород.

В действительности же и в последнем случае только часть тепла будет усваиваться породами, а часть будет теряться в атмосферу. Это следует хотя бы из того, что не все выпадающие осадки будут инфильтроваться в грунт. Часть из них будет идти на поверхностный сток.

В свете этих положений видно относительно большое значение конденсации паров в формировании температурного режима грунтов. Влияние же инфильтрующихся летних теплых осадков, как показывают расчеты по предлагаемой формуле, видимо, не выходит за пределы $1,5$ — $2,0^\circ$ и редко больше.

Значительную роль в формировании среднегодовых температур, слоев сезонного промерзания и протаивания пористых пород могут играть и конвективные токи воздуха. В пористых почвах и грунтах, по видимому, постоянно происходит обмен газами с атмосферой, вызываемый колебаниями давлений и температур воздуха у поверхности почвы.

Если скважность пород велика, то такой газообмен может достигать большой интенсивности. Процесс при этом идет следующим образом: холодный (тяжелый) атмосферный воздух вытесняет более теплый и легкий воздух из полостей пород и охлаждает последние. Сам он при этом несколько нагревается и вновь вытесняется более холодным воздухом. Такого рода зимняя вентиляция очень заметна в системах шахт и штолен и действует в скважистых породах, интенсивно охлаждая последние на значительную глубину.

Кроме того, нередко отдельные объемы воздуха защемляются в трещинах и порах пород и уплотняются давлением подземных вод. При

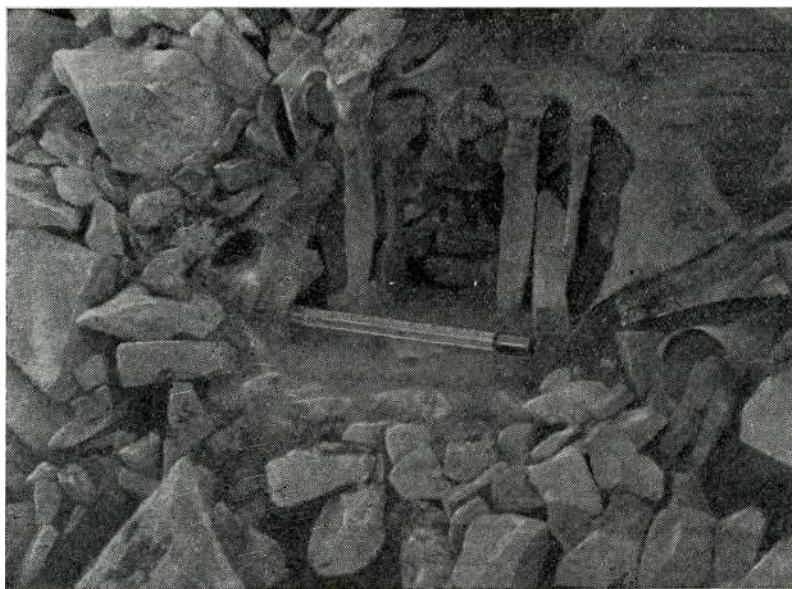


Рис. 136. Отверстие карстовой полости в доломитизированных известняках по правому берегу р. Алдана

выходе на поверхность температура этих масс воздуха резко понижается вследствие их адиабатического расширения. В районе Алдана, например, летом при температуре воздуха на поверхности около 20° наблюдались токи холодного воздуха из щелей и трещин в породах с температурой около -11 , -14° (рис. 136).

Таким образом, в пористых трещиноватых породах могут происходить, комбинируясь или раздельно, летние инфильтрационные нагревания и зимние конвекционные охлаждения. Эти влияния могут значительно изменять средние температуры пород и глубины их сезонного промерзания и протаивания.

8. ВЛИЯНИЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА НА ДИНАМИКУ ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

Рассматривая процессы сезонного промерзания и протаивания пород, необходимо иметь в виду и все возрастающее влияние на них производственной деятельности человека.

Известны, например, постоянно отмечаемые различия погоды в городах и в малообжитой местности; локальные изменения климата, соз-

даваемые обширными водными поверхностями новых водохранилищ; влияние вспашки обширных площадей на альбедо и температуры почв, влияние человеческой деятельности на характер и динамику растительного и снежного покровов, а через них и на глубины сезонного промерзания и протаивания пород.

В городах и больших поселках снег утаптывается, уплотняется, или, наоборот, счищается на больших площадях. К значительному перераспределению снежного покрова приводит и застройка территории, в результате которой на одних участках образуются сугробы, на других же снег почти полностью сдувается. Уплотнение и уборка снега могут привести к изменению температуры мерзлых толщ на несколько градусов. При загрязнении снега поглощение солнечной радиации увеличивается и он гораздо быстрее сходит весной, открывая доступ в почву солнечному теплу. Подобное явление отмечается в районе Воркуты, где снег покрывается налетом угольной пыли.

Накопление на снежном покрове достаточно мощного слоя бытовых отходов приводит иногда к консервации снежного покрова и к образованию своего рода снежных перелетков. На таких участках происходит понижение среднегодовой температуры пород и соответственные изменения глубин их сезонного промерзания и протаивания.

В процессе хозяйственного освоения территории обычно резко изменяется характер растительного покрова. Уничтожение и насаждение леса, распахка и удаление растительного слоя, посевы различных культур и сенокосы — все это отражается на формировании температурного режима почв и глубин сезонного промерзания и протаивания.

В городских поселках и городах аналогичную роль играет образование так называемого «культурного слоя» отвалов предприятий, сброс горячих и засоленных вод, проведение различных канализаций. Так, например, в Игарке накопление отвалов опилок и процессы их гниения не только повысили температуру опилок до 85°, но и вызвали повышенные температуры подстилающих пород до 20° (табл. 28). Через полтора года процесс гниения привел к самовозгоранию опилок. Подобные же повышения температур и самовозгорание происходят в терриконах в Воркуте.

Т а б л и ц а 28

Температура опилок¹ в отвале и в подстилающих их горных породах на территории Игарского лесопромышленного комбината в декабре 1939 г. (по Л. А. Мейстеру)

Глубина, м	Температура, °С	Глубина, м	Температура, °С
Поверхность	—0,4	6,0	72,0
0,5	58,0	6,5	70,0
1,0	76,0	7,0	68,0
1,5	81,5	8,0	46,0
2,0	85,0	9,0	29,0
2,5	87,5	10,0	24,0
3,0	85,0	11,0	20,0
3,5	82,0	12,0	17,0
4,0	81,5	13,0	15,0
4,5	79,0	14,0	14,0
5,0	78,0	15,0	12,0
5,5	78,0		

¹ До глубины 9,5 м — опилки; с 9,5 м* — минеральный грунт.

В поселках происходит засоление почв за счёт отходов производства и фекальных масс. Так, например, в г. Якутске (Мельников, 1951) на территории кожевенного завода вследствие спуска сильно минерализованной воды произошло резкое нарушение режима многолетнемерзлой толщи. Изменения температуры пород достигали нескольких градусов в сторону повышения и до 1,0—1,5° — в сторону понижения.

Искусственные водоемы, водохранилища влияют на режим донных отложений, как указывалось выше.

При мощном снежном покрове обводнение пород приводит к утрате*, лению верхних почвенных горизонтов, а осушение — к понижению температуры грунтов. При малом снежном покрове, наоборот, при обводнении увеличивается сдвигка и понижаются среднегодовые температуры вследствие увеличения разницы между теплопроводностью грунтов в мерзлом и талом состояниях, а осушение грунтов приводит соответственно к увеличению их среднегодовых температур.

Каптаж подземных вод с целью водоснабжения, меняя гидрогеологические условия, может при некоторых условиях резко изменить сезонное промерзание и протаивание пород (Вельмина, 1962). Наибольшие¹ изменения температурного режима почв дает каптаж термальных источников.

Деятельность человека очень сильно влияет на сезонное протаивание и промерзание в районах распространения подземных льдов (Соловьев, 1947).

Вспашка целины, вырубка леса, его выгорание и прочие нарушения естественных условий на участках распространения подземных льдов,¹ часто приводят к их вытаиванию и образованию термокарстовых озер и аласов.

В недавнем прошлом население нередко пользовалось палами для протаивания льдов, увлажняя таким образом почвы и повышая урожай. В настоящее время установлено, что уничтожение льдов приводит* к иссушению почвы и вредно отражается на сельском хозяйстве в целом.

Значительные изменения температурного режима верхнего горизонта пород и их сезонного протаивания и промерзания вызываются сооружениями с большим выделением тепла, например горячими промышленными цехами, электростанциями и пр. В этих случаях многолетнемерзлая толща протаивает даже в суровых климатических условиях. Примерами могут служить старый кирпичный завод в Воркуте, стекольный завод в Якутии (Мельников, 1951), хлебопекарня в пос. Анадырь (Качурин, 1938) и т. д. Изменения температуры подстилающих пород достигают в этом случае десяти и более градусов.

Влияние хозяйственной деятельности человека на температурный режим пород и на их сезонное промерзание и протаивание все время возрастает, при этом возникают потребности, во-первых, прогноза изменений глубин промерзания и протаивания, и, во-вторых, управления этими процессами. В связи с этим целесообразно несколько подробнее рассмотреть потенциальное сезонное промерзание и протаивание пород.

VII-6. ПОТЕНЦИАЛЬНОЕ СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

При положительных средних годовых температурах пород теплообороты в них во время полупериода охлаждения максимально используются на промерзание верхнего слоя пород при данных условиях. Теплообороты же при положительных температурах используются на

протаивание сезонномерзлого слоя только частично, а остальная их часть идет на нагревание пород выше нуля градусов. Это очевидно, так как теплообороты при положительных и отрицательных температурах не равны и первые из них значительно превышают вторые (рис. 124).

Таким образом, при сезонном промерзании промерзает столько, сколько может промерзнуть при данных теплооборотах; протаивает же только то, что промерзло вне зависимости от теплооборотов при температурах выше нуля градусов. Если бы был более мощный мерзлый слой, то протаивало бы значительно больше. Такое протаивание верхнего горизонта мерзлого массива, которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов при положительных температурах, называется *потенциальным сезонным протаиванием*.

Аналогичное положение имеется при сезонном протаивании. Протаивает верхний горизонт мерзлого массива, который может протаять при полном использовании теплооборотов при положительных температурах. Промерзает же только протаявший летом слой, и теплообороты при отрицательных температурах не используются полностью на промерзание талых пород. Следовательно, в этом случае можно говорить о *потенциальном сезонном промерзании пород*.

Такое, на первый взгляд, абстрактное понятие далеко не так абстрактно и имеет существенное значение при решении вопросов теоретического и практического значений. Соотношение глубин сезонного промерзания и протаивания и потенциального сезонного протаивания и промерзания представлено в табл. 29. Расчет глубин произведен для грунтов, характеризующихся следующими данными: $\lambda = 1,07 \text{ ккал/м}^2\text{-град-час}$; $Q_s = 23\,600 \text{ ккал/м}^3$; $C = 500 \text{ ккал/м}^2\text{-град}$.

Из таблицы 29 видно, что, например, при нуле градусов глубина сезонного промерзания равна глубине сезонного протаивания. При средней годовой температуре пород $t_{cp} = \pm 5^\circ$, при амплитуде температур на поверхности пород 24° глубина сезонного промерзания в 0,67 раза меньше глубины потенциального сезонного протаивания, и при $t_{cp} = \pm 10^\circ$ это соотношение уменьшается до 0,44. Отсюда следует, что если на Крайнем Севере, где среднегодовая температура пород около -10° и сезонное протаивание пород не превышает 1,0 м, летом из талого грунта производится отсыпка насыпи высотой 10 м, то в первую же зиму она промерзнет до глубины 2,5 м.

Аналогичное положение будет иметь место и в области сезонного промерзания. Так, например, если в районе Волгограда, где средняя годовая температура пород около 8° , произвести отсыпку насыпи зимой из мерзлого грунта, то можно считать, что эта насыпь оттает в первое лето примерно на 3 м. Таким образом, определение глубины потенциального сезонного промерзания и протаивания имеет вполне определенный смысл при решении задач чисто практического значения.

Кроме того, понятие потенциального сезонного промерзания и протаивания имеет существенное значение, как будет показано ниже, при рассмотрении теоретических вопросов общего характера. Прежде всего соотношение глубины промерзания (протаивания) и потенциального протаивания (промерзания) позволяет правильно подойти к понятию перелетков и дать ему количественную оценку.

Существенное значение этот вопрос имеет при рассмотрении теплооборотов в грунтах.

Для расчета глубин потенциального сезонного промерзания (протаивания) могут быть использованы существующие формулы для сезонного промерзания (протаивания) (III — 20,1).

Для расчета глубины потенциального сезонного промерзания (про-

таивания) в формулу (3,100) подставляются: 1) вместо амплитуды температур на поверхности грунта A_0 сумма этой амплитуды со средней годовой температурой $A_0 + t_{cp}$, т. е. в этом случае вместо t_{cp} подставляется фактическое ее значение; 2) вместо t подставляется нуль.

Формула в этом случае примет следующий вид:

$$\xi = \frac{2(A_0 + t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2A_{cp}C\xi_{2c} + Q_{\phi}\xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp}C\xi_{2c} + Q_{\phi}\xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}(2A_{cp}C + Q_{\phi})}}{2A_{cp}C + Q_{\phi}}, \quad (7,14)$$

где

$$\xi_{2c} = \frac{2(A_0 + t_{cp}) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{cp}C + Q_{\phi}}; \quad A_{cp} = \frac{A_0 + t_{cp}}{A_0 + t_{cp} + \frac{Q_{\phi}}{2C}} - \frac{Q_{\phi}}{2C} \cdot \ln \frac{Q_{\phi}}{2C}$$

Для объяснения правомерности такой подстановки воспользуемся следующей схемой (рис. 137). Из этой схемы видно, что при некоторой положительной средней годовой температуре грунта на промерзание идет только та часть теплооборотов, которая совершается при отрицательных температурах (и соответствует заштрихованной косой штриховкой части рис. 137). Остальная часть теплооборотов (горизонтальная штриховка) должна определять глубину потенциального сезонного протаивания пород.

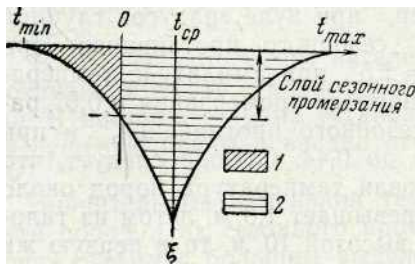


Рис. 137. К определению потенциального сезонного протаивания: 1 — теплообороты, идущие при $t < 0$ в слое сезонного промерзания; 2 — теплообороты при $t > 0$, определяющие глубину потенциального сезонного протаивания, если бы t_{cp} было равно 0°

Эти теплообороты могут быть использованы на протаивание пород только в том случае, когда весь массив пород будет мерзлым. В области сезонного протаивания это может быть только при нулевой средней годовой температуре пород. Но в этом случае амплитуда на поверхности пород будет от t_{max} до 0° , т. е. $A_0 + t_{cp}$.

По указанной формуле может быть произведен расчет глубины как потенциального сезонного протаивания, так и потенциального сезонного промерзания пород.

Перелетки. Эпизодические увеличения глубин сезонного промерзания, не сопровождаемые соответствующими увеличениями летнего протаивания, могут приводить к формированию маломощных мерзлых толщ, существующих более одного года, т. е. приближающихся по длительности существования к многолетнемерзлым толщам. Такие мерзлые толщ называются *перелетками*, т. е. слоями сезонного промерзания, не протаивающими в течение следующего за зимой лета.

Очевидно, что для образования перелетков необходимо превышение зимнего теплооборота в грунтах при отрицательных температурах над летним теплооборотом при положительных температурах и времен-

Т а б л и ц а 29

Соотношение глубин сезонного промерзания (протаивания) и потенциального сезонного протаивания (промерзания) пород*
(в относительных цифрах)

Средняя годовая температура пород, °С	Амплитуда на поверхности пород, °С						
	7,5	11	13,5	17	21	24	30
0	$\frac{1,27}{1,27} = 1$	$\frac{1,62}{1,62} = 1$	$\frac{1,77}{1,77} = 1$	$\frac{2,08}{2,08} = 1$	$\frac{2,32}{2,32} = 1$	$\frac{2,5}{2,5} = 1$	$\frac{2,78}{2,78} = 1$
±0,5	$\frac{1,19}{1,32} = 0,9$	$\frac{1,54}{1,67} = 0,92$	$\frac{1,74}{1,85} = 0,94$	$\frac{2,0}{2,11} = 0,95$	$\frac{2,26}{2,35} = 0,96$	$\frac{2,42}{2,52} = 0,96$	$\frac{2,72}{2,8} = 0,97$
±1,0	$\frac{1,10}{1,38} = 0,8$	$\frac{1,46}{1,71} = 0,85$	$\frac{1,68}{1,92} = 0,87$	$\frac{1,93}{2,14} = 0,9$	$\frac{2,18}{2,38} = 0,92$	$\frac{2,36}{2,55} = 0,93$	$\frac{2,65}{2,82} = 0,94$
±2,0	$\frac{0,93}{1,78} = 0,52$	$\frac{1,3}{1,79} = 0,73$	$\frac{1,52}{1,98} = 0,77$	$\frac{1,78}{2,21} = 0,8$	$\frac{2,05}{2,44} = 0,84$	$\frac{2,22}{2,6} = 0,85$	$\frac{2,52}{2,87} = 0,88$
±5,0	$\frac{0,42}{2,08} = 0,24$	$\frac{1,04}{2,18} = 0,48$	$\frac{1,20}{2,27} = 0,53$	$\frac{1,38}{2,37} = 0,58$	$\frac{1,66}{2,59} = 0,64$	$\frac{1,84}{2,74} = 0,67$	$\frac{2,16}{3,0} = 0,72$
±10,0	—	$\frac{0,14}{2,32} = 0,06$	$\frac{0,44}{2,46} = 0,18$	$\frac{0,78}{2,64} = 0,3$	$\frac{1,09}{2,82} = 0,39$	$\frac{1,29}{2,95} = 0,44$	$\frac{1,63}{3,18} = 0,51$
±15,0	—	—	—	$\frac{0,21}{2,87} = 0,07$	$\frac{0,57}{3,03} = 0,19$	$\frac{0,79}{3,15} = 0,25$	$\frac{1,16}{3,35} = 0,35$

* Для области сезонного промерзания пород в числителе—глубина сезонного промерзания, в знаменателе—глубина потенциального сезонного протаивания; для области сезонного протаивания пород в числителе—глубина сезонного протаивания, в знаменателе—глубина потенциального сезонного промерзания.

ное понижение среднегодовой температуры грунта <ниже 0° , Другими словами, перелетки на какой-то срок; должны удовлетворять условию существования многолетнемерзлой толщи (111-21).

Как только наступит потепление и обычное для слоев сезонного промерзания превышение теплооборотов при положительных температурах над теплооборотами при отрицательных температурах, перелетка исчезает.

:

Отличие перелетка от краткой временно существующей многолетнемерзлой толщи заключается в том, что последняя возникает периодически вследствие закономерных изменений теплообмена, а перелеток; появляется эпизодически по причине отдельных, частных похолоданий, вызываемых локальными или региональными изменениями теплообмена.

Максимальная возможная мощность перелетков может быть рассчитана следующим образом.

Для $t_{cv} = -2^{\circ}$ по формуле (7,10) определяется глубина потенциально-го сезонного промерзания и по формуле (3,100) — глубина сезонного протаивания. Разность этих глубин; и представляет собой мощность перелетка (табл. 30).

]

Эти мощности можно также приблизительно определить по данным табл. 29, беря разности между соответствующими числителями и знаменателями для температур в делах $\pm 2^{\circ}$. Для более точного определения мощности перелетков следует, как указано выше, пользоваться формулами (7,10) и (3,100).

VII-7. ШИРОТНАЯ И ВЫСОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ПОРОД

Широтная и высотная зональности сезонного промерзания и протаивания рассматривались выше, в параграфах VII-3 и VII-5, 2, 5. При этом закономерности широтной и высотной зональностей разбирались отдельно друг от друга.

Данные расчета мощности перелетков мерзлых пород, формирующихся при динамике среднегодовой температуры воздуха
(по Л. С. Гарагуле, 1967)

Характеристика пород	Весовая влажность пород w , %	Объемный вес скелета породы $\gamma_{ск}$, $\frac{кг}{м^3}$	Теплота фазовых переходов воды в породе $Q_{ф}$, $\frac{ккал}{м^3}$	Коэффициент теплопроводности пород λ , $\frac{ккал}{м \cdot град \cdot час}$		Среднегодовая температура на подошве слоя сезонного промерзания, $^{\circ}C$	Температурный режим на поверхности почвы в период образования перелетка		Глубина потенциального промерзания пород $\xi_{пот}$, м	Глубина сезонного оттаивания пород $\xi_{от}$, м	Мощность перелетка, м
				мерзлых	талых		$t_{п}$, $^{\circ}C$	$A_{п}$, $^{\circ}C$			
Суглинок легкий с галькой	35 35	1300	26 000 26	1,3	0,9	0,2	—0,5 —	13,1	1,9	1,6	0,3
То же.....		1300	000	1,3	0,9	0,2	1,1	14,2	2,1	1,6	0,5
Гесок мелкий, пылеватый, с галькой (20—30%).....	25 15	1350	21600 18	1,7	1,2	0,5	—1,1	14,2	2,6	2,0	0,6
алечник с супесчаным заполнителем (40—50%)		1500	000	1,7	1,5	0,5	—1,1	14,2	3,0	2,6	0,4

В естественных условиях, в особенности в гористых районах Восточной Сибири и Средней Азии, широтная зональность типов сезонного промерзания и протаивания и соответствующих им глубин может заметно изменяться и искажаться вследствие наложения на нее высотной зональности.

Влияния подобного рода можно рассмотреть на рис. 138. На этом рисунке кривая 1 изображает изменение глубин сезонного промерзания и сезонного протаивания с юга на север на равнине соответственно изменению в этом направлении значения среднегодовых температур пород, показываемому кривой 3.

Если бы в этом направлении профиль пересекал бы возвышенности, рельеф которых показан кривой 2, то ход среднегодовых температур должен был бы измениться и принять вид кривой 4, вместо кривой 3.

Влияние рельефа в данном случае должно сместить точку перехода среднегодовой температуры пород через нуль (m) на кривой 3 в положение точки (m_1), на кривой 4. Вследствие смещения среднегодовой температуры пород, равной 0° , и изменения средних температур пород с юга на север по кривой 4 изменения глубин сезонного промерзания и протаивания при наличии рельефа (2) изобразятся кривой 5.

Так как сезонное промерзание и сезонное протаивание пород зависят от всего комплекса природных условий, то очевидно, что на высотную и широтную зональности накладывается влияние других факторов (литологические особенности пород, их влажность и льдистость, снежный и растительный покровы и др.)'. Влияние этих факторов часто бывает настолько значительным, что оно существенно искажает проявление широтной и высотной зональностей в глубинах сезонного промерзания и протаивания пород. В некоторых случаях может создаваться впечатление полного отсутствия проявления в глубинах сезонного промерзания и протаивания пород широтной и высотной зональностей.

В горных местностях, где с увеличением высоты изменяется весь комплекс геолого-географических условий (литологические особенности, влажность, растительный и снежный покровы), широтная зональность сезонного промерзания (протаивания) усложняется высотной зональностью особенно сильно. По существу в горных странах с расчлененным рельефом наблюдается мозаика районов с указанными выше зональными переходами глубин сезонного промерзания и протаивания в различных направлениях. При этом (например, в Забайкалье) зоны сезонного промерзания и протаивания иногда меняются местами по высоте вследствие инверсии зимней температуры воздуха и других причин.

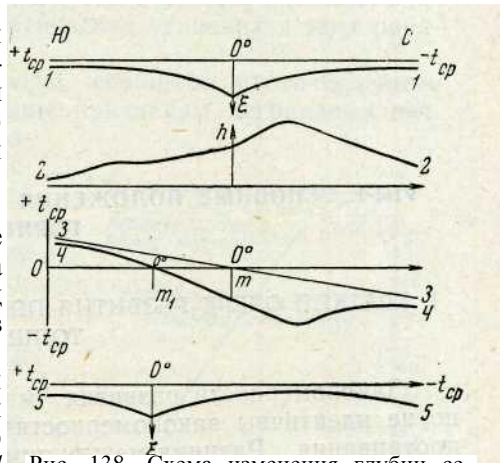


Рис. 138. Схема изменения глубин сезонного промерзания и протаивания пород (I) при наложении их (высотной зональности на широтную: 1 — изменения на равнине; 2 — изменения высоты местности (Л); 3 — изменения среднегодовых температур (t_{cp}) с юга на север на равнине; 4 — изменения t_{cp} при рельефе 2; 5 — изменения при наложении высотной зональности на широтную

Глава VIII

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД

VIII-1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД

1. КРАТКИЙ ОЧЕРК РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ДО 1950 г.

Закономерности развития многолетнемерзлых пород аналогичны, но не идентичны закономерностям развития сезонного промерзания и протаивания. Разница между ними заключается в том, что многолетнее промерзание (протаивание) пород вызывается длительнопериодными изменениями температур и теплового состояния горных пород с периодами до многих тысяч лет. За такие значительные промежутки времени, с одной стороны, мощность слоя промерзания (протаивания) может достигнуть нескольких сотен метров, а, с другой — условия образования мерзлых толщ могут существенно измениться в результате различных геологических процессов (денудация, осадконакопление, неотектонические движения, изменение гидрогеологических условий и пр.), способных существенно влиять на ход формирования и развития мерзлых толщ.

Таким образом, при сходстве теплофизических закономерностей формирования сезонно- и многолетнемерзлых толщ, развитие последних зависит от более сложного комплекса теплофизических и геолого-географических условий.

Современные представления о влиянии природных условий на развитие многолетнемерзлых толщ сложились исторически в результате борьбы различных взглядов и мнений многих мерзлотоведов.

Свыше 30 лет назад М. И. Сумгин предложил теорию деградации (отступления) вечной мерзлоты (Сумгин, 1932). Согласно этой теории мерзлые породы рассматривались как однажды возникшие и в дальнейшем непрерывно развивающиеся. М. И. Сумгин связывал образование вечной мерзлоты с похолоданием во время ледниковой эпохи и считал ее реликтом последней. Сравнивая суровый климат этого времени с более теплым современным климатом, он полагал, что вечная мерзлота должна оттаивать, отступать к северу, или деградировать.

Под деградацией вечной мерзлоты он понимал увеличение количества тепла в многолетнемерзлых толщах.

В доказательство деградации мерзлых толщ М. И. Сумгин прива
дил следующие признаки:

1) деградационные температурные кривые, имеющие минимум температуры ниже подошвы слоя сезонных колебаний температуры пород (рис. 139);

2) разобщение сезоннопромерзающего слоя почвы с лежащей ниже многолетнемерзлой толщей и существование между ними слоя талой породы (рис. 2);

3) смещение к северу южной границы области распространения вечной мерзлоты;

4) развитие термокарста вследствие оттаивания подземных льдов;

5) находки хладолюбивой фауны и флоры в южных районах, свидетельствующие о более суровых климатических условиях в этих районах в прошлом.

М. И. Сумгин и другие мерзлотоведы сообщали многочисленные факты, соответствующие указанным выше признакам деградации вечной мерзлоты, но наряду с этим неоднократно отмечались и обратные процессы — аградация (наступление, рост) мерзлых толщ и понижение их температуры. Эти последние факты, которые М. И. Сумгин считал локальными, послужили основой для отрицания современной деградации вечной мерзлоты рядом исследователей (Пархоменко, 1938; Колосков, 1932, и др.).

Эти авторы, в противоположность М. И. Сумгину, считали вечную мерзлоту не реликтом ледниковой эпохи, а продуктом современных (последние 3—5 тыс. лет) климатических условий. В доказательство приводились факты современного образования мерзлых толщ в некоторых пунктах. С. Г. Пархоменко указывал, что деградационные температурные кривые являются редким исключением и приводил гораздо больше данных, свидетельствующих о соответствии температурного режима мерзлых толщ современным климатическим условиям.

Аналогичных взглядов придерживался П. И. Колосков. Доказательством своих положений он считал развитие 3000—6000 лет тому назад так называемого термического максимума, или более теплых климатических условий, чем в настоящее время, что доказывается многими данными.

Кроме того, П. И. Колосков указывал, что деградационные температурные кривые обычно получаются там, где в породах существуют боковые потоки тепла, и что в этом случае они обуславливаются локальными причинами и по ним нельзя делать общих палеоклиматических выводов.

Против теории деградации М. И. Сумгина выступали также П. Н. Каптерев и Д. В. Редозубов (1946).

Н. П. Каптерев обработал наблюдения за температурой пород на Сквородинской мерзлотной станции за длительный период времени и получил результаты, свидетельствующие о многолетних колебаниях температуры синусоидального вида на глубинах ниже подошвы слоя сезонных колебаний температуры. При этом оказалось, что потепление

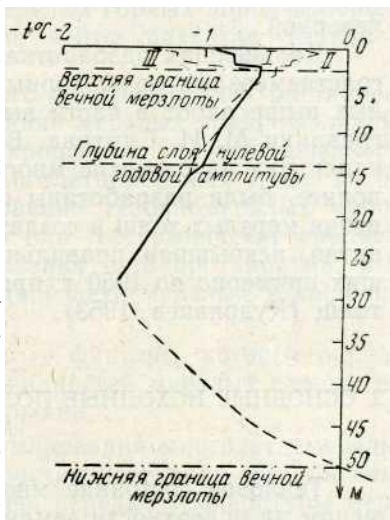


Рис. 139. Деградационная кривая температуры мерзлых пород в Сквородино (по Сумгину)

в верхнем слое пород, отмечавшееся М. И. Сумгиным, в настоящее время затухает. Каптерев отметил запаздывание максимума потепления в зависимости от глубины и определил, что период колебаний температуры составляет приблизительно 35—40 лет.

Отсюда Н. П. Каптерев сделал выводы:

1) что наблюдавшаяся по температурным кривым деградация вечной мерзлоты в Сквородино является результатом только сорокалетних колебаний температуры пород, поэтому кратковременна и должна смениться аградацией, 2) что в силу этого неправильно связывать развитие вечной мерзлоты с климатическими изменениями в далеком прошлом и 3) что теория деградации М. И. Сумгина неправильна.

Д. В. Редозубов в своей работе (1946) пришел к заключению, что деградация вечной мерзлоты должна протекать быстро и мерзлая толща мощностью в 0,5 км и выше должна оттаивать за 2000—3000 лет и поэтому считал теорию деградации вечной мерзлоты М. И. Сумгина неверной.

Дальнейшая разработка представлений о процессах развития многолетнемерзлых толщ горных пород показала неправильность указанных выше работ в части выводов относительно порочности теории деградации М. И. Сумгина. В последующие годы комплекс факторов, влияющих на развитие многолетнемерзлых толщ, был выяснен гораздо более, были разработаны основные исходные положения теории развития мерзлых толщ и создана современная более общая теория их развития, вскрывшая правильные и неправильные стороны существовавших примерно до 1950 г. представлений о развитии многолетнемерзлых толщ (Кудрявцев, 1953).

2. ОСНОВНЫЕ ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ТЕОРИИ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Тепловое состояние многолетнемерзлых пород связано с теплообменом на поверхности земли между литосферой и атмосферой. Но в то же время этот теплообмен совершается в определенной геологической и географической среде, определяющей состав мерзлых толщ и характер их развития.

Многолетнемерзлые толщи органически связаны с этой средой, являются ее составной частью и находятся с ней в тесном взаимодействии.

Динамику развития мерзлых толщ нельзя рассматривать вне законов геологической и географической истории Земли, но в то же время нельзя рассматривать ее и в отрыве от законов теплофизики.

Это основное положение определяет и подход к изучению мерзлых толщ, истории их формирования и развития.

Можно сказать, что формирование и развитие многолетнемерзлых толщ определяется следующими основными особенностями геологической и географической обстановки:

1) общим геологическим строением (геологическими структурами, характером залегания, сложения горных пород, их генезисом, процессах осадконакопления и денудации) и тепловым состоянием горных пород;

2) неотектоническими движениями и общей историей формирования горных пород;

3) процессами диагенеза, эпигенеза и метаморфизма горных пород и происходящими в них экзо- и эндотермическими процессами;

4) влагообменом между литосферой и атмосферой, характером гидрогеологических структур, условиями циркуляции, режимом и химическим составом подземных вод;

5) процессами, протекающими на поверхности земли, включающими формирование рельефа, поверхностных вод, растительного, снежного и ледового покровов, почв, климата и хозяйственной деятельности человека.

Мерзлые толщи горных пород имеют самые разнообразные мощности, состав, распространение и продолжительность существования. Так, известны сезонномерзлые горные породы, существующие несколько дней или месяцев, и многолетнемерзлые толщи, существующие геологически длительные отрезки времени. Естественно, что нельзя подходить одинаково к изучению тех и других, хотя с теплофизической точки зрения они подчиняются общим законам развития. Поэтому целесообразно изучить общие законы образования мерзлых горных пород вообще и в то же время определить специфические черты развития сезонно- и многолетнемерзлых толщ отдельно.

Указанные выше особенности геолого-географической обстановки оказывают разное влияние на формирование мерзлых толщ различных временных градаций. Так, например, микрорельеф или заболоченность не влияют на формирование мощных многолетнемерзлых толщ, но решающим образом определяют формирование сезонномерзлых пород. Наоборот, гидрогеологические структуры или геотермический градиент не влияют на глубину сезонного промерзания или протаивания, в то время как при формировании мощных многолетнемерзлых толщ влияние их велико.

Следовательно, необходимо выделить те факторы, которые определяют формирование определенных разновидностей мерзлых горных пород и сосредоточить внимание на их изучении.

Большое значение при изучении формирования многолетнемерзлых пород имеет четкое представление о скорости протекания тех или иных теплофизических процессов. Так, например, нередко температуры мерзлых горных пород, замеренные на глубине 10—20 м и являющиеся функцией современных процессов давностью не более первых десятков лет, связывают с возрастом рельефа и самих горных пород на этих глубинах. Часто пытаются определить мощности мерзлых толщ по температуре пород на глубине 10—20 м и по геотермическому градиенту на этой глубине, в то время как температурный градиент в пределах мерзлых толщ значительной мощности может меняться не только по абсолютной величине, но и по знаку.

Мощности мерзлых толщ существенно зависят от состава пород и их льдистости. Поэтому при всех прочих равных условиях мощности мерзлых толщ, представленных рыхлыми льдистыми породами, должны быть, как правило, меньше, чем в скальных нельдистых породах.

При изучении многолетнемерзлых толщ и их связи с геолого-географической средой необходимо иметь четкое представление о скорости протекания геолого-географических процессов. Так, например, геологические структуры района остаются практически неизменными за все время существования мерзлых толщ. Специфика их влияния на многолетнемерзлые толщи также постоянна. То же следует сказать и о геотермическом градиенте на больших глубинах, о гидрогеологических структурах первого порядка и т. д. В то же время географические процессы, протекающие на поверхности земли, и даже неотектонические движения и осадконакопление происходят достаточно быстро и поэтому

сказываются прежде всего на формировании маломощных многолетнемерзлых толщ.

По условиям теплообмена все процессы, связанные с изменениями на поверхности земли, т. е. с изменением граничных условий на верхней поверхности многолетнемерзлой толщи, можно разбить на три основные группы:

1) процессы, вызывающие периодическое изменение теплообмена в горных породах при неизменном уровне поверхности земли;

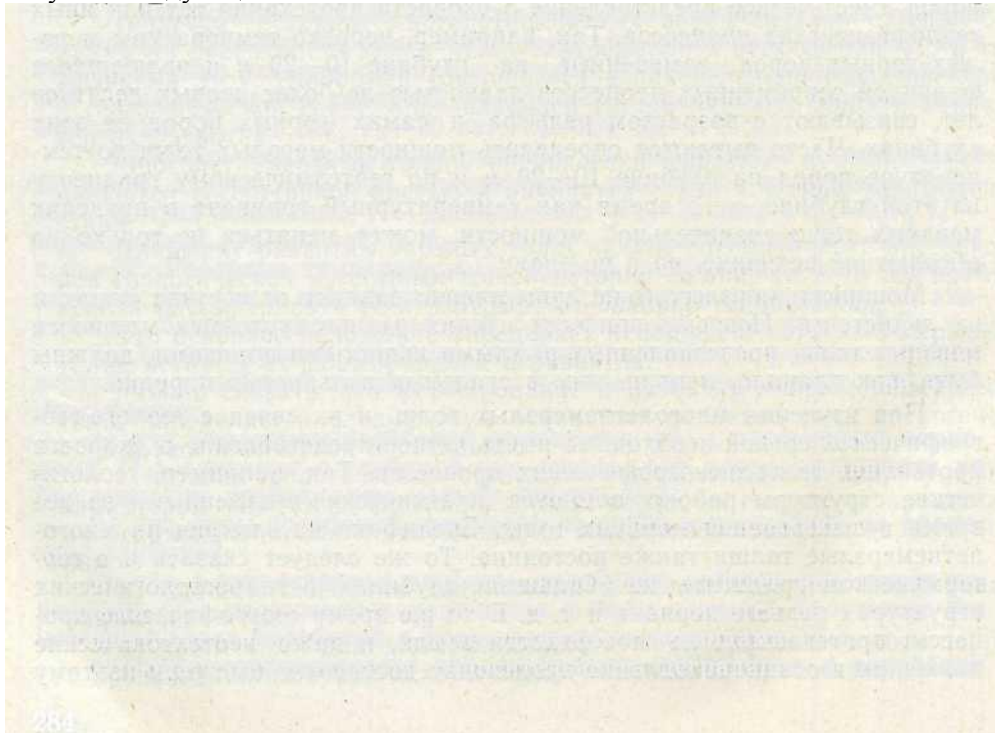
2) процессы, вызывающие одностороннее изменение теплообмена в горных породах в сторону похолодания или потепления при неизменном уровне поверхности земли;

3) процессы, указанные выше, в сочетании с процессами, вызывающими изменения положения поверхности земли (осадконакопление, деградация, неотектонические движения).

Комплексное применение указанных выше положений при рассмотрении процесса развития мерзлых толщ привели к ряду существенно новых выводов по этой проблеме. Система этих выводов и обобщений (Кудрявцев, 1953, 1959, 1963) представляет по существу новую, современную теорию развития мерзлых толщ, позволяющую решить многие указанные выше спорные вопросы. Следует заметить, что разработка новой теории развития мерзлых пород, учитывающей столь большое число факторов и условий, в настоящее время не может считаться законченной. Многие поставленные задачи и вопросы требуют решения и дальнейших исследований, но уже полученные выводы, несомненно, позволяют понять и представить процесс развития многолетнемерзлых толщ значительно глубже, полнее и разностороннее, чем раньше.

3. СОВРЕМЕННАЯ ТЕОРИЯ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Современная теория развития многолетнемерзлых толщ характеризуется следующими моментами.



1) Проводится анализ сложного изменения температурных условий на верхней границе мерзлых толщ (верхних граничных условий). Эти температурные условия слагаются помимо суточных и годовых колебаний температуры под влиянием колебаний с различными многолетними периодами ($T_1 = 11$ лет; $T_2 = 40$ лет; $T_3 = 300$ лет и т. д.).

Сложность температурных условий на поверхности схематически показана на рис. 140, где представлен результат наложения (кривая IV) трех колебаний: I — десятилетних ($T_1 = 10$ лет) с $A_1 = 0,3^\circ$; II — сорокалетних ($T_2 = 40$ лет) с $A_2 = 1^\circ$ и III — трехсотлетних ($T_3 = 300$ лет) с $A_3 = 2^\circ$. Реальные температурные кривые поверхности еще гораздо сложнее, так как в действительности друг на друга накладывается значительно большее число колебаний с различными периодами (T_n).

2) Анализируются характер, глубина и скорость распространения в глубину колебаний температуры с различными периодами; при этом учитывается:

а) что амплитуды колебаний температур (A) с различными периодами (T) затухают с глубиной тем скорее или распространяются на тем меньшую глубину, чем меньше период (T);

б) что фазы колебаний температуры пород запаздывают во времени с глубиной;

в) что с возрастанием глубины, колебания с более короткими периодами (T) постепенно исключаются и ниже остается наложение все меньшего числа колебаний с более длинными периодами (T).

Отсюда устанавливается относительность деградации и аградации

в том смысле, что деградационные и аградационные направления развития мерзлых толщ сменяют друг друга во времени как на поверхности в данном пункте, так и в различных точках по глубине. Таким образом, нельзя говорить о деградации и аградации мерзлых толщ вообще, но эти процессы необходимо рассматривать для определенных точек поверхности и глубин, и относить их к определенным отрезкам времени и периодам колебаний. Из сказанного выше, следует, что в одном и том же пункте на разных глубинах могут одновременно существовать и аградационные и деградационные направления развития мерзлых толщ.

3) Наконец, в современной теории развития многолетнемерзлых толщ, помимо верхних граничных условий (вредней температуры на поверхности мерзлой толщи t_{cp} , амплитуды колебаний температуры на поверхности — Δt и периода колебаний — T), учитываются также литологические особенности мерзлых пород, определяющие их теплофизичес-

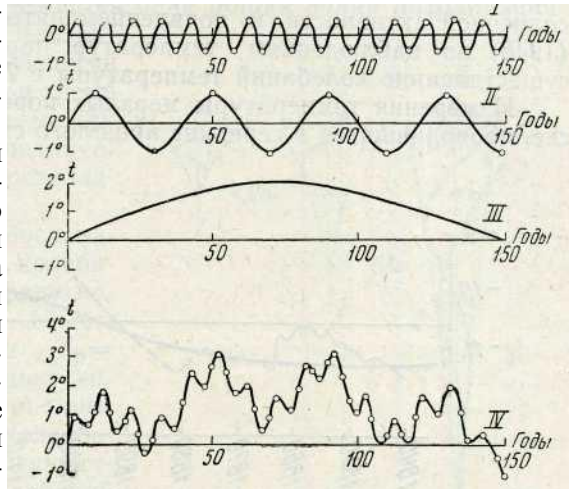


Рис. 140. Колебания температуры поверхности соответственно с периодами и амплитудами:

I — $T_1=10$ лет, $A_1=0,5^\circ$; II — $T_2=40$ лет, $A_2=1^\circ$; III — $T_3=300$ лет, $A_3=2^\circ$ и IV — результирующая кривая при их наложении друг на друга

ие характеристики (κ — коэффициент теплопроводности, C — теплоемкость, Q_{ϕ} — теплота фазовых переходов влаги), и нижние граничные условия через геотермический градиент в подстилающих талых породах g .

Все эти факторы связаны в уравнении (3,114) для глубины многолетнего промерзания (ξ), вывод которого дан в параграфе (III-20,2).

Как показано в уравнении (3,114), максимальная глубина многолетнего промерзания или мерзлых толщ (ξ) является функцией указанных выше параметров, т. е.

$$\xi = f(A_{cp}, t_{cp}, T, \lambda, C, Q_{\phi}, g). \quad (8,1)$$

Кроме того, при особенно длительных периодах колебаний температуры на поверхности, на промерзание и оттаивание могут влиять геологические процессы, такие, как денудация, осадконакопление, неотектонические движения, изменения гидрогеологических условий и пр.

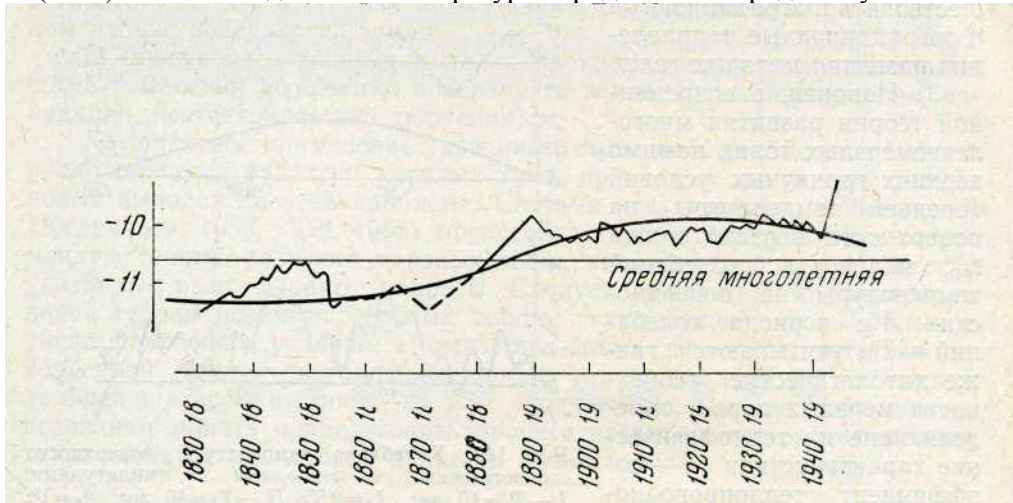
VIII-2. ВЛИЯНИЕ ВЕРХНИХ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ И ИХ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ

При гармонических колебаниях температур на поверхности земли верхние граничные условия, определяющие формирование и температурный режим мерзлых толщ, выражаются через следующие параметры: период многолетних колебаний температуры на поверхности (T), амплитуда колебаний температуры на поверхности (Δt_0) и положение оси колебаний или величина средней температуры пород на поверхности мерзлой толщи (t_{cp}).

1. СВЯЗЬ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ С КОЛЕБАТЕЛЬНЫМ ХАРАКТЕРОМ ТЕПЛООБМЕНА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Существование отдельных видов многолетних колебаний температуры на поверхности земли с различными периодами T устанавливается многими наблюдениями и теоретическими соображениями.

Известны колебания температуры воздуха и верхнего слоя пород с периодом $\Gamma=11$ лет, связываемые с соответствующими колебаниями солнечной активности и появлением пятен на солнце. П. Н. Каптерев (1946) по наблюдениям температур пород в Сковородино установил



существование колебаний температуры с $\Gamma^{\wedge}40$ лет.

Измерения температуры мерзлых пород в шахте Шергина в Якутске, проводившиеся в середине прошлого столетия и в настоящее время,



Рис. 141. Кривая средних десятилетних скользящих температур воздуха в г. Якутске за период с 1829 по 1945 г.

по-видимому, указывают на существование колебаний температуры на поверхности с периодом $T=300$ лет (Кудрявцев, 1953).

Первая кривая температур в этой шахте глубиной 116 м была получена акад. Миддендорфом в 1845 г. Через 96 лет, в 1941 г., И. Д. Белокрылов повторил эти измерения. При этом оказалось, что в самом верхнем слое мерзлой толщи температура пород по И. Д. Белокрылову на $2,2^{\circ}$ выше, чем у акад. Миддендорфа. На глубине 60—70 м температуры по измерениям обоих исследователей совпали, а на глубине 116 м температура пород по И. Д. Белокрылову была ниже на $0,3^{\circ}$, чем по измерениям Миддендорфа.

По наблюдениям гидрометеорологической станции в Якутске, с 1829 г. по настоящее время средние скользящие десятилетние температуры воздуха за указанный период повысились на $2,2^{\circ}$, т. е. на ту же разницу температуры, которая отмечается в наблюдениях И. Д. Белокрылова по сравнению с данными Миддендорфа.

Кривая средних скользящих температур воздуха за период с 1829 по 1945 г. имеет вид (рис. 1.41), сходный с восходящей ветвью синусоиды с $A=1,1^{\circ}$ и $T=300$ лет.

По этим данным/ В. А. Кудрявцев (1953) приближенно вычислил, насколько должны были измениться температуры пород на различных j глубинах за сто лет, причем полученные новые значения совпали с данными И. Д. Белокрылова с точностью до $0,1^{\circ}$. Это совпадение доказывает существование колебаний температуры на поверхности пород с периодом $T=300$ лет.

;

Помимо этого существует работа Миланковича «Математическая теория колебаний климата», в которой доказывается, что одной из причин этого процесса является прецессионное периодическое изменение положения оси вращения Земли и происходящее при этом периодическое изменение ее среднего альбедо с периодами, достигающими многих тысяч лет. Миланкович рассчитал изменения соляного климата северного полушария за последние 500 000 лет в связи с указанными выше колебаниями. При этом оказалось, что для широт 50—60°, в Европе, в четвертичном периоде отмечается одна общая волна похолодания с периодом $T = n \cdot 100\ 000$ лет с четырьмя минимумами, соответствующими четырем периодам оледенения, и тремя относительными максимумами между ними, представляющими межледниковые периоды, и термическим послеледниковым максимумом.

Таким образом, хорошо обосновано существование многолетних колебаний условий теплообмена «а поверхности литосферы с периодами $T_1=11$ лет; $T_2=40$ лет; $T_3=300$ лет и $T_n = n \cdot 100\ 000$ лет, т. е. относительно короткопериодными и длиннопериодными. Имеются геологические, палеоботанические и другие данные о существовании среднепериодных колебаний климата с периодами от нескольких сотен до нескольких тысяч лет (Шнитников, 1957). Отсюда следует, что в действительности изменения теплового состояния поверхности земли имеют очень сложный колебательный характер и еще недостаточно изучены. Суммарная кривая изменения температуры, представленная на рис. 142, дает только некоторое представление о возрастании сложности изменения температурных условий при наложении многолетних колебаний температуры с различными периодами. Действительные же изменения гораздо сложнее.

Таким образом, снимаются многие противоречия между воззрениями М. И. Сумгина, С. Г. Пархоменко, П. Н. Каптерева и др. Действительно, М. И. Сумгин был прав, высказывая идею развития мерзлых толщ и утверждая деградацию мерзлоты в настоящее время по сравнению с ледниковым периодом, но его взгляды требуют существенных доработок и дополнений; точно так же правы авторы, утверждающие аградацию мерзлых толщ по сравнению с послеледниковым термическим максимумом.

П. Н. Каптерев был прав, установив наличие колебаний температуры мерзлых пород с сорокалетним периодом, но ошибался, считая эти колебания единственно влияющими на развитие мерзлых толщ.

С современной точки зрения (Кудрявцев, 1953) развитие мерзлых толщ следует рассматривать как результат единого сложного процесса наложения большого числа колебаний температуры на поверхности земли с различными периодами и амплитудами, зависящего также от всего комплекса геолого-географических факторов: и условий.



Влияние длительности периода (T) на глубину многолетнего промерзания (Z). Величина этого влияния определяется из формулы (3,114).

Из этой зависимости следует, что глубина многолетнего промерзания (Z) прямо пропорциональна \sqrt{T} . Эта зависимость сохраняется

п
 раметров ($Q_{\text{ф}}, A_0, t_{\text{ср}}, \lambda, C$). Для примера приведем расчет многолетнего промерзания верхних слоев литосферы. Расчет произведен на гидроинтеграторе ИГ-1 при длине периода $T=100\ 000$ лет с амплитудой температур на поверхности земли $A=6^\circ$ и при многолетней среднегодовой температуре $t_{\text{ср}}=0^\circ$. Результаты расчета представлены в табл. 31 и на рис. 143.

Из таблицы 31 и графика 143 видно, что для принятых граничных условий и теплофизических параметров в условиях других па-

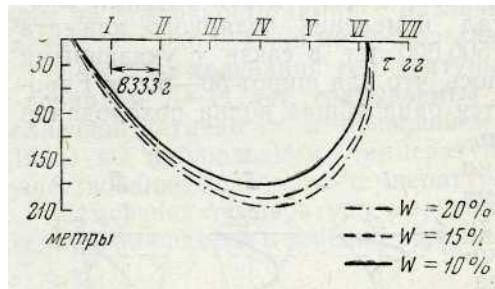


Рис. 143. График изменения глубины промерзания горных пород во времени при 100 000-летних колебаниях температуры на поверхности

характеристик горных пород на полное промерзание толщи мощностью от 180 до 210 м в зависимости от влажности необходимо 33 000 лет. При увеличении длины периода мощности мерзлых толщ увеличатся пропорционально \sqrt{T} .

Таблица 31

Промерзание и протаивание горных пород за 100 000 лет (при $A=6^\circ, t_{\text{ср}}=0^\circ$), рассчитанные моделированием на гидроинтеграторе ИГ-1

Влажность грунта $w, \%$	Кoeffициент! л теплопроводности грунта $\frac{\text{ккал}}{\text{м}\cdot\text{час}\cdot\text{град}}$		Кoeffициент температуропроводности мерзлого грунта $a', \text{м}^2\cdot\text{час}$	Максимальная глубина промерзания, м	Длительность процесса промерзания, годы
	мерзлого	талого			
10	2,2	1,7	0,00403	180	33 000
15	2,5	1,88	0,00422	196	33 000
20	2,8	2,1	0,00439	210	33 000

2. ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРА ТЕМПЕРАТУРНОЙ КРИВОЙ С ГЛУБИНОЙ ПРИ НАЛОЖЕНИИ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ С РАЗЛИЧНЫМИ ПЕРИОДАМИ (T_1) НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Как указывалось выше, наложение колебаний теплообмена с различными периодами на поверхности земли приводит к множеству деградационных и а>град анионных (направлений развития мерзлых толщ в любой точке области их распространения.

Такое же изменение направления развития мерзлых толщ наблюдается и на различных глубинах в любом данном пункте, с той лишь разницей, что сложность температурной кривой уменьшается с глубиной.

Действительно, при всех прочих равных условиях, как видно из рис. 142, колебания температуры с различными периодами затухают на

тем меньших глубинах, чем короче период колебания. Поэтому в слое *I*, рис. 142, складываются четыре колебания температуры (сезонное — за

1 год и последующих трех периодов); в слое 2 сезонные колебания температуры с периодом $T = 1$ году уже исключаются и накладываются друг на друга только колебания 10-, 40- и 300-летние; в слое 3 существуют только 40- и 300-летние колебания, наконец, в слое 4 распространяются только одно колебание температуры с периодом $T = 300$ лет.

Таким образом, в нижних горизонтах мерзлых толщ мощностью в несколько сот метров температурный режим определяется колебаниями температуры на поверхности с наиболее длительными периодами, и температурная кривая имеет наиболее простой вид. С приближением к поверхности форма ее усложняется вследствие наложения друг на друга все большего числа колебаний с различными периодами.

3. ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕНИЯ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ С РАЗЛИЧНЫМИ ПЕРИОДАМИ (T_j) НА МОЩНОСТИ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Выше неоднократно указывалось, что мощность мерзлых толщ при прочих равных условиях возрастает с понижением их средней температуры с юга на север. Это возрастание мощности мерзлых толщ идет не по линейному закону, так как на эту закономерность накладывается влияние большого числа переменных геолого-географических факторов и условий.

Возможные при этом изменения мощности мерзлых толщ схематически показаны на рис. 144. На этом рисунке линия $A-B$ представляет

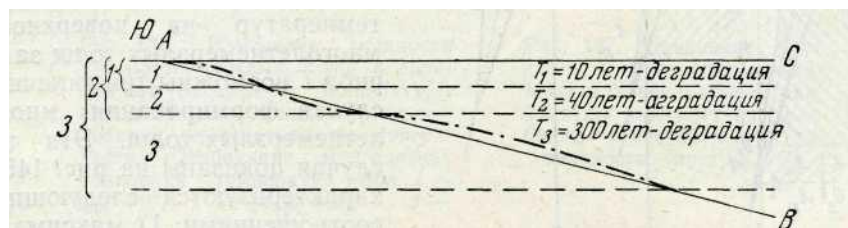


Рис. 144. Схема «возможных изменений мощности мерзлых толщ с юга на север при наложении колебаний температур различных периодов

схематически общую закономерность увеличения мощности мерзлых толщ с юга на север. Предположим, что накладываются колебания температуры с периодами $T_1 = 10$ лет, $T_2 = 40$ лет и $T_3 = 300$ лет, распространяющиеся в слоях 1, 2 и 3. Пусть колебания температуры с периодом $T_1 = 10$ лет вызывают деградацию мерзлых толщ, а колебания с периодами $T_2 = 40$ лет и $T_3 = 300$ лет соответственно — аградацию и деградацию, причем влияние 40-летних колебаний сильнее, чем 300-летних. Тогда в первом слое в результате наложения колебаний температуры с различными периодами и фазами (два деградационных влияния и одно аградационное) будет преобладать деградация, уменьшающая мощность мерзлых толщ. Во втором слое влияние колебаний с периодом $T_1 = 10$ лет исключится; здесь будут накладываться друг на друга только колебания 2 и 3 и будет преобладать аградация, вызывающая увеличение мощности мерзлых толщ. Наконец, в слое 3 распространяются только колебания с периодом $T_3 = 300$ лет, и здесь будет развиваться деградация мерзлых толщ с уменьшением их мощности. В результате вместо увеличения мощности мерзлых толщ с юга на север, изображаемой линией AC , мы получим новую закономерность, показанную на рис. 144 пунктирной кривой.

Следует заметить, что приведенные выше рассуждения основаны на общих теплофизических представлениях, имеют качественный харак-

тер и требуют дальнейшего уточнения расчетами и подтверждения фактическими данными; здесь они приводятся как пример возможности получения новых выводов на основании современных представлений о температурном режиме мерзлых толщ.

4. ЗАВИСИМОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА И МОЩНОСТИ МНОГОЛЕТНЕ-МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ОТ АМПЛИТУДЫ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ И ОТ СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОРОД

Влияние амплитуды (A) и средней за период температуры (t_{cv}) на глубину многолетнего промерзания пород аналогично влиянию их на сезонное промерзание и протаивание, разобранным в главе VII.

Для многолетнего промерзания эта закономерность осложняется наличием геотермического градиента, в результате чего средние температуры пород с глубиной повышаются (рис. 145) и ось их колебаний

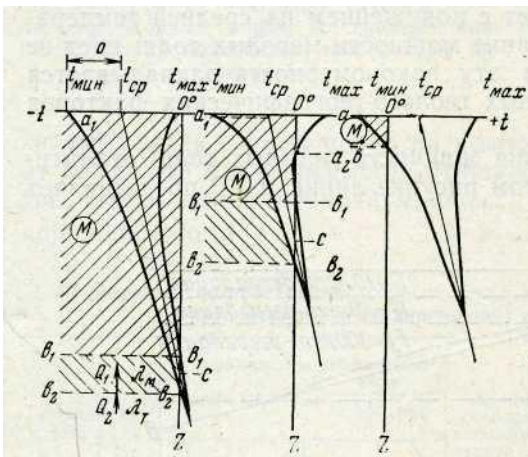


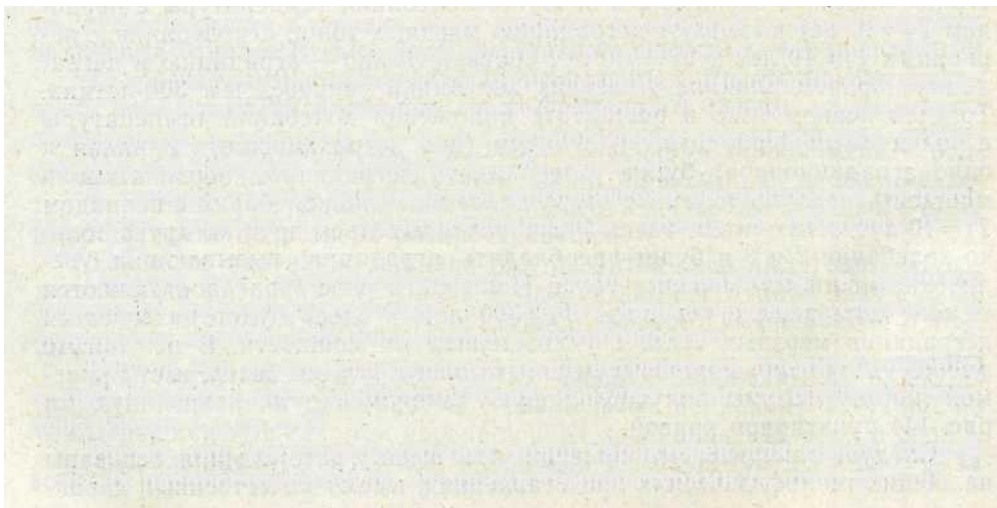
Рис. 145. Схема периодического изменения положения верхней и нижней границ многолетнемерзлой толщ при периодических изменениях температуры и различных значениях средних, максимальных и минимальных температур на поверхности (пояснения в тексте)

пересекает линию нулевых температур на бине (точка c на рис. 145, / и 145,2), которая является средним положением нижней границы мерзлой толщ.

По соотношению средних, максимальных и минимальных температур на поверхности многолетнемерзлых толщ за период T возможны три типичных случая формирования многолетнемерзлых толщ. Эти три случая показаны на рис. 145 и характеризуются следующими

отношениями: 1) максимальная температура $t_{max} < 0^\circ$ (рис. 145,1), 2) $t_{cp} < 0^\circ$; $t_{max} > 0^\circ$ (рис. 145,2) и 3) минимальная температура $t_{min} < 0^\circ$; $t_{cp} > 0^\circ$ (рис. 145,3).

В первом случае формируются многолетнемерзлые толщ,



существующие в течение всего (периода колебаний, с изменяющейся за период T глубиной их нижней границы в пределах B_1 — B_2 (рис. 145,1). Во втором случае образуются многолетнемерзлые толщ с эпизодически возникающим в течение части периода T слоем многолетнего

протаивания в пределах $a_1—a_2$ и с периодически изменяющейся глубиной нижней границы в пределах $B_1—B_2$ (рис. 145,2).

В третьем случае развиваются эпизодически возникающие (в течение части периода T) многолетнемерзлые толщи в пределах $a—B$ (рис. 145,3).

Первый тип многолетнемерзлых толщ развивается в районах сплошного их распространения, в суровых климатических условиях, и отличается наибольшей мощностью и устойчивостью.

Второй тип многолетнемерзлых толщ встречается преимущественно в двух южных зонах распространения мерзлых толщ со средними температурами t_{cv} до -2° .

Третий тип многолетнемерзлых толщ характерен для самой южной зоны их распространения со средними температурами t_{cv} от 0 до $+1^\circ$.

Три типичных случая формирования многолетнемерзлых толщ (рис. 145 — 1, 2, 3) выведены для простейших колебаний температуры на поверхности (например, для кривой // на рис. 140 при разных значениях средней температуры или положениях оси колебаний).

При более сложных колебаниях температуры (типа суммарной кривой на рис. 140) возможно взаимное наложение колебаний температуры с различными $T_v A$ и t_{cv} .

В этом случае будут отмечаться более сложные закономерности формирования многолетнемерзлых толщ. Например, сочетание // и ///

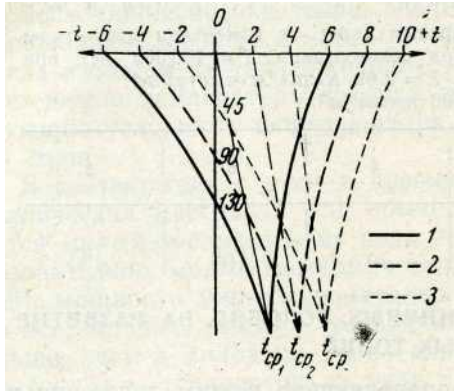


Рис. 146. Изменение мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от средней температуры пород за многолетний период колебания температуры на поверх-

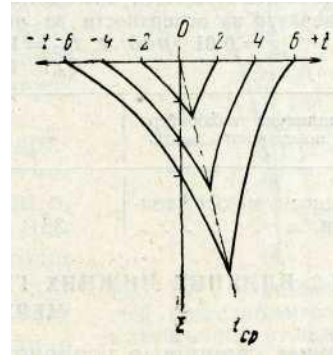
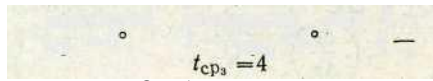


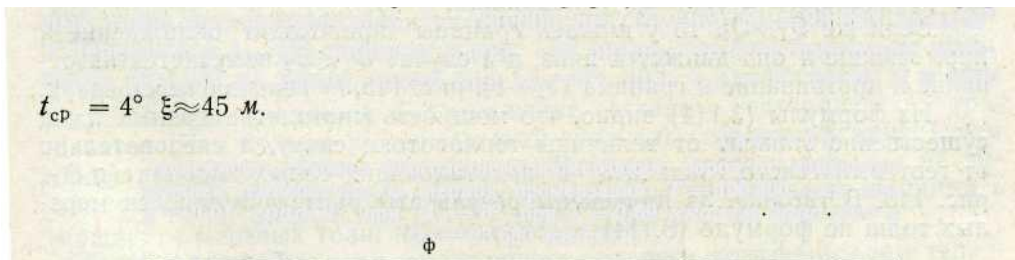
Рис. 147. Изменение мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от амплитуды многолетних колебаний температуры на поверхности (при $t_{cp} = 0^\circ$)



ности. Огибающие многолетних колебаний температур при $t_{cp} = 0^\circ$ 1 — $t_{cp} = 2^\circ$, 2 — $t_{cp} = 4^\circ$, 3 — $t_{cp} = 6^\circ$

типа колебаний на поверхности (рис. 140) может дать двуслойную многолетнемерзлую толщу, нижняя часть которой будет оттаивать, а верхняя нарастать, или наоборот.

Зависимость изменения мощности мерзлых толщ от средней за период колебания температуры показана в табл. 32. В ней приводятся



вычисленные на ЭВМ «Стрела» и по формуле (3,114) мощности мерзлых толщ при постоянных: $T = 100\ 000$ лет, $L_0 = 6^\circ$, $\phi = 23\ 680$ ккал/м³ и переменной t_{cv} . Из таблицы и рис. 146 видно, что максимальная мощность ($\xi \approx 130$ м) имеет место при $t_{cv} = 0^\circ$; при $t_{cv} = 2^\circ$ $\xi \approx 90$ м и при

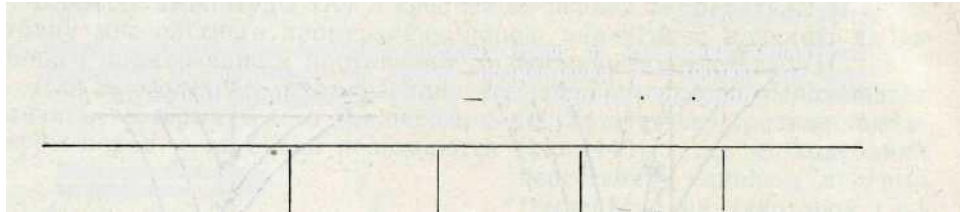
Таблица 32

Зависимость глубины многолетнего промерзания пород от изменения средней температуры за период промерзания $T = 100\ 000$ лет при $L_0 = 6^\circ$, $\phi = 23\ 680$ ккал/м³ и $Q = 23\ 680$ ккал/м³

Средняя за период колебаний температура t_{cp} , °C	Вычисление мощности многолетнемерзлых толщ, м	
	на «Стреле»	по формуле (3,114)
0	13894	127
2	47	43,5
4		87

Согласно формуле (3,114) с увеличением амплитуды при всех прочих равных условиях глубина многолетнего промерзания увеличивается. Для иллюстрации приведем рис. 147 и табл. 33.

Из рисунка 147 и табл. 33 видно, что при данных условиях увеличение амплитуды температур на поверхности в 2 раза—от 2 до 4°—приводит к увеличению максимальной за период мощности многолетнемерзлых толщ от 36 до 79 ж, а увеличение амплитуды до 8° приводит к увеличению мощности до 130 м. Очевидно, что при других условиях это



изменение будет иным.

Таблица 33

Зависимость мощности многолетнемерзлых толщ от изменения амплитуды температур на поверхности за период промерзания $\tau=100\ 000$ лет при $\xi = 0,01$ град/м, $\lambda_{cp}=1^\circ\text{C}$, $\kappa=0,69$ ккал/м час град, $\langle Z\phi = 12\ 500$ ккал/м³

Амплитуда температур по поверхности $\Delta t_0, ^\circ\text{C}$	2	4	6	8
Мощность мерзлой толщ	36	79	107	130

VIII-3. ВЛИЯНИЕ НИЖНИХ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Нижние граничные условия, определяющие режим движения нижней границы мерзлых толщ, характеризуются, во-первых, фиксированной температурой 0° на границе мерзлых и талых пород и, во-вторых,

$$\begin{aligned}
 Q_1 &= \lambda_m \left(\frac{\Delta t}{\Delta z} \right)_1 = \lambda_T \left(\frac{\Delta t}{\Delta z} \right)_2 \\
 \text{или} \quad \frac{Q_1}{Q_2} &= \frac{\lambda_m (\text{grad}_z t)_m}{\lambda_T (\text{grad}_z t)_T} = 1. \\
 \text{Откуда} \quad \frac{\lambda_m}{\lambda_T} &= \frac{(\text{grad}_z t)_T}{(\text{grad}_z t)_m}. \quad (8,3)
 \end{aligned}$$

соотношением потоков тепла по обе стороны границы раздела $b_2—h_2$ (Q_1 и Q_2 на рис. 145, /).

При равенстве потоков тепла Q_1 и Q_2

$$= Q_2 \quad (8,2)$$

В этом случае температурные условия на нижней границе мерзлой толщ стационарны и граница неподвижна.

Если же $Q_1 > Q_2$, то у нижней границы происходит охлаждение и промерзание и она движется вниз, а в случае $Q_1 < Q_2$ получается нагревание и протаивание и граница ($b_2—b_2$) на рис. 145, /) передвигается вверх.

Из формулы (3,114) видно, что мощность многолетнемерзлых толщ существенно зависит от величины теплопотока снизу, а следовательно от геотермического градиента в подстилающих талых породах ($gzfyr$, рис. 148. В таблице 34 приведены результаты расчета мощности мерзлых толщ по формуле (3,114).

Таблица 34

Зависимость мощности многолетнемерзлых толщ от геотермического

	$\phi =$ ккал/м·гра·час			
	ккал м			
Геотермический градиент $g, \text{град/м}$	0	0,01	0,02	0,03
Мощность мерзлой тол- щи $\xi, \text{м}$	169	130	107	90

градиента за период колебания $T = 100\ 000$ лет, при $A = 6^\circ$, $\alpha_{\text{ср}} = 0^\circ$,
 $A = 069$ $\rho = 12\ 500$ $\lambda = 3$

Из таблицы 34 видно, что при увеличении градиента от 0 до 0,03 град/м мощность мерзлой толщи уменьшается в 1,5—2 раза. При увеличении градиента в два раза (от 0,01 до 0,02 град/м) мощность мерзлой толщи уменьшается в 1,2 раза.

В соответствии с этим особенно большое влияние градиента температуры в подстилающих талых породах отмечается в вулканических местностях, например на Камчатке, и в зонах повышенной тектонической активности. В таких местах могут существовать усиленные восходящие потоки тепла, значительно уменьшающие мощность мерзлых толщ, а иногда и совсем их уничтожающие, несмотря на низкие температуры воздуха, соответствующие условиям формирования мерзлых толщ.

В соответствии с этим в древних кристаллических массивах, где обычно отмечается малый теплоток из недр земли и, следовательно, малый геотермический градиент, мощности многолетнемерзлых толщ при всех прочих равных условиях будут больше, чем в молодых горноскладчатых областях, где теплоток из недр земли в 2—3 раза больше.

Усиленные подтоки или выделения тепла, препятствующие или мешающие формированию мерзлых толщ, возможны также вследствие развития различных экзотермических процессов (радиоактивный распад в подстилающих породах, окисление сульфидов и углей и т. д.).

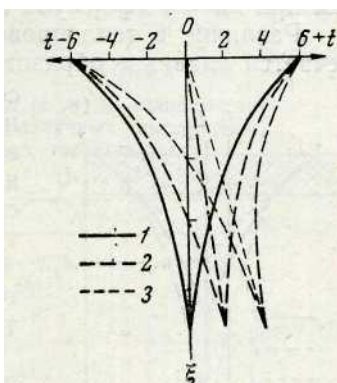


Рис. 148. Изменение мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от величины геотермического градиента при $A=6^\circ$ и $t_{\text{ср}}=0^\circ$: 1 — $g=0$ град/м; 2 — $g=0,01$ град/м; 3 — $g=0,02$ град/м

VIII-4. ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ВЛАЖНОСТИ (ЛЬДИСТОСТИ) ПОРОД НА МОЩНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Влияние литологического состава и льдистости пород на глубину их промерзания соответственно выражается через теплопроводность пород (λ), теплоемкость (C) и через теплоту фазовых переходов воды ($Q_{\text{ф}}$) (формула 3,114). При рассмотрении сезонного промерзания (глава VII) указывалось, что глубина его прямо пропорциональна $\sqrt{\lambda}$.

При формировании многолетнемерзлых толщ эта зависимость в чистом виде не подтверждается. Ее искажение связано с геотермическим градиентом. Чем больше геотермический градиент (теплоток снизу), тем больше искажается эта зависимость. Величина этого искажения не выходит за пределы 10—15%, в силу чего можно приближенно принимать мощности мерзлых толщ пропорциональными $\sqrt{\lambda}$.

В скальных породах, обладающих большим коэффициентом теплопроводности, порядка $2,5 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{час} \cdot \text{град}$, мощности мерзлых толщ (при всех прочих равных условиях) примерно в 1,4—1,6 раза больше, чем в рыхлых отложениях с $\lambda=1,2 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{час} \cdot \text{град}$.

Отсюда следует, что, например, промерзание 100-метровой толщи горных пород при периодически изменяющихся верхних граничных условиях, при больших влажностях пород может быть связано с большим периодом колебания температур, чем 150-метровая толщина в морозных скальных породах, т. е. менее мощные мерзлые толщи могут быть более древними, чем более мощные.

На формирование многолетнемерзлых толщ, и в частности, их мощностей, существенное значение оказывает различие теплофизических свойств горных пород в мерзлом и талом состоянии. В этом случае при многолетнем промерзании отмечается явление температурной сдвижки, аналогично таковому при сезонном промерзании.

При условии, что $\lambda_M > \lambda_T$, мощности мерзлых толщ будут больше, чем при $\lambda_M = \lambda_T$ (формула 3,111).

Различие в теплопроводностях в мерзлом и талом состояниях отмечается главным образом для рыхлых влажных пород. Аналогично сезонному промерзанию величина температурной сдвижки будет тем больше, чем больше

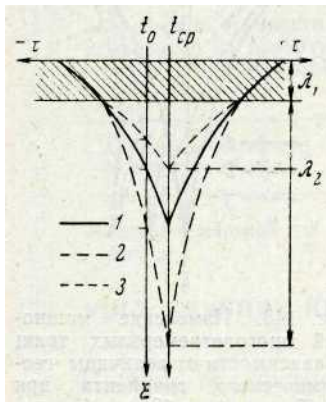


Рис. 149. Изменение мощности мерзлых толщ в зависимости от соотношения значений теплопроводности тп и тпл в двухслойном геологическом строении: 1 — $\lambda_1 = \lambda_2$;

2 — $\lambda_1 < \lambda_2$; 3 — $\lambda_1 > \lambda_2$

ние λ_M/λ_T . Кроме того, величина температурной сдвижки тем больше, чем больше амплитуда температур на поверхности мерзлых толщ.

На формирование мощностей мерзлых толщ существенное влияние оказывает характер геологического строения района.

Процесс промерзания неоднородных литолого-стратиграфических толщ происходит отлчно от промерзания однородных отложений. Если взять двухслойное геологическое строение толщи, где теплопроводность верхнего слоя (λ_1) существенно отличается от теплопроводности нижнего подстилающего слоя, то мощности мерзлых пород будут зависеть от соотношения λ_1 и λ_2 . На рис. 149 видно, что при $\lambda_1 > \lambda_2$ мощности мерзлых толщ будут меньше, чем при $\lambda_1 = \lambda_2$, а при $\lambda_1 < \lambda_2$ они будут больше.

Таким образом, при близком залегании кристаллического фундамента или плотных

ажность пород, а следовательно и отношение осадочных пород, перекрытых рыхлыми отложениями, мощности мерзлых толщ будут всегда больше, чем в однородной рыхлой толще.

В случае, когда кристаллические породы залегают на толще рыхлых отложений (эффузивы, пластовые интрузии), мощности мерзлых толщ будут меньше, чем в однородных кристаллических породах.

Величина изменения мощности многолетнемерзлых толщ может быть подсчитана по формуле (3,114) путем составления теплового баланса для границы раздела двух слоев.

Для иллюстрации зависимости мощности многолетнемерзлых толщ от изменения влажностей (льдистости) промерзающих пород и, следовательно, теплот фазовых переходов, приводится табл. 35.

Эта зависимость получена для двух крайних значений амплитуд температур на поверхности пород ($A=2^\circ$ и $A=8^\circ$), при двух значениях градиентов ($g=0,01$ град/м и $g=0,03$ град/м).

При геотермическом градиенте $g=0,01$ град/м и $A=2^\circ$ увеличение влажности пород от $Q_\phi=5000$ до $Q_\phi=15000$ ккал/м³ приводит к уменьшению мощности многолетнемерзлых толщ от 86 до 66 м, т. е. на 23%.

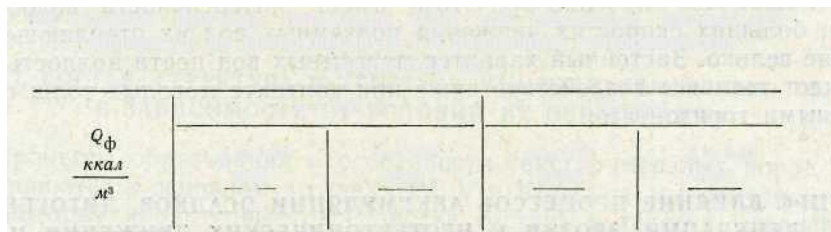
При изменении влажности пород от $Q_\phi=15000$ до $Q_\phi=25000$ ккал/м³ и от $Q_\phi=25000$ до $Q_\phi=35000$ ккал/м³ мощности мерзлой толщи изменяются соответственно на 17 и 11%. При амплитуде, равной 8° , при том же геотермическом градиенте и тех же изменениях влажности, мощности мерзлой толщи соответственно сокращаются на 25%, 19 и 13%.

При геотермическом градиенте $0,03$ град/м и малых амплитудах ($A=2^\circ$) сокращение мощности в зависимости от изменения влажности

соответственно равно 13,8 и 10%, т. е. проявляется менее резко, чем при градиенте 0,01 град/м.

При больших амплитудах ($A = 8^\circ$) и градиенте 0,03 град/м разница сокращения мощностей мерзлых толщ (при до = 20, 13 и 10%) меньше отличается от их сокращения при градиенте 0,01 град/м. Таким образом, изменение мощностей многолетнемерзлых толщ за счет фазовых переходов воды при различных влажностях не выходит за пределы

Т а б л и ц а 35



Изменение мощностей многолетнемерзлых толщ (в м) в зависимости от теплоты фазовых переходов (Q_ϕ) при различных амплитудах температур на поверхности (A) и различных геотермических градиентах (g)

	2°C		8°C	
	A = 5, g = 0,01	A = 20, g = 0,03	A = 5, g = 0,01	A = 8, g = 0,03
15 000	66	41	145	105
25 000	55	37	118	92
35 000	49	34	103	83

40—50%. В то же время за счет изменения геотермического градиента мощности многолетнемерзлых толщ изменяются в 1,5—2 раза (см. табл. 35). Это определяет подход к изучению мощностей многолетнемерзлых толщ в различных геологических условиях.

В коренных морозных породах глубина залегания нижней поверхности многолетнемерзлых толщ будет в основном определяться геотермическим градиентом. В рыхлых сильно льдистых отложениях мощности многолетнемерзлых толщ будут определяться не только геотермическим градиентом (теплопоток из недр земли), но также в значительной мере и льдистостью (теплотой фазовых переходов воды).

VIII-5. ВЛИЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ФОРМИРОВАНИЕ МОЩНОСТИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Влияние подземных вод на формирование мощности многолетнемерзлых толщ имеет большое значение и подробно рассматривается в главе IX. Поэтому в настоящем параграфе укажем только основные положения этой проблемы.

Развитие мерзлых толщ совершается в динамическом тепловом взаимодействии с подземными водами. Характер и интенсивность воздействия подземных вод на мощность мерзлых толщ (Проявляются по-разному в различных гидрогеологических структурах.

Это связано с тем, что в гидрогеологических массивах, в артезианских бассейнах и в гидрогеологических горноскладчатых областях условия питания, разгрузки, режим, динамика, химизм и температура вод существенно различны и определяются особенностями геологического и геоморфологического строения и мерзлотными условиями.

Тепловое взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых толщ обусловлено конвективным теплообменом между ними. Интенсивность последнего определяется пространственным взаимоотношением

мерзлых толщ и водоносных горизонтов, их динамикой, характером водообмена и температурным режимом подземных вод.

Наибольшее тепловое воздействие подземных вод на мерзлые толщи отмечается при их непосредственном контакте. Разобщенность водоносных горизонтов с мерзлыми породами, водоупорным пластом или безводной толщей приводит к ослаблению теплового взаимодействия подземных вод с мерзлыми породами.

Значительное отепляющее воздействие подземных вод на мерзлые толщи оказывают термальные воды, связанные с глубинными разломами, а также артезианские воды, восходящие с больших глубин.

Решающее значение при этом имеет интенсивность водообмена. При больших скоростях движения подземных вод их отепляющее значение велико. Застойный характер подземных вод почти полностью исключает тепловое воздействие даже при контакте мерзлых толщ с водоносными горизонтами.

VIII-6. ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ АККУМУЛЯЦИИ ОСАДКОВ, ЛИТОГЕНЕЗА, ДЕНУДАЦИИ, ЭРОЗИИ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА РАЗВИТИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Влияние процессов аккумуляции, литогенеза, эрозии, денудации и тектонических движений на формирование многолетнемерзлых толщ представляется несомненным, но эти вопросы изучены еще совершенно недостаточно и в большинстве случаев на них нельзя еще дать вполне определенные и особенно количественные ответы.

Влияние процессов аккумуляции осадков в связи с тектоническим опусканием местности на формирование мерзлых толщ выяснено наиболее полно в вопросе о развитии систем мощных сингенетических жильных льдов (VI-5, VI-6), которые могут расти только при равновесии процессов опускания территории и аккумуляции осадков в течение достаточно длительных промежутков времени.

В более общих случаях накопления молодых четвертичных мерзлых осадочных пород в опускающихся депрессиях, изменение мощности мерзлых толщ зависит от соотношения между скоростью опускания нижней границы мерзлой толщи и скоростью ее протаивания снизу. В случае равенства этих скоростей аккумуляция осадков и опускание территории не вызовут никакого увеличения мощности мерзлых толщ. Последнее может происходить только в случае, когда скорость протаивания снизу вследствие нарушения термодинамического равновесия меньше скорости накопления мерзлой толщи и ее промерзания сверху.

Наоборот, противоположный случай — поднятие территории в связи с денудацией поверхности при достаточной скорости последнего процесса должно вообще несколько уменьшить мощность мерзлых толщ. Но, как правило, процессы денудации настолько медленны по сравнению с процессами поднятия и особенно промерзания, что в горах успевают образовываться даже более мощные мерзлые толщи, чем в депрессиях, тем более, что с высотой относительно понижается и средняя температура пород.

Из сказанного выше следует вывод, что неотектонические движения, процессы аккумуляции осадков и денудация могут заметно влиять на изменения мощности мерзлых толщ только в случае, когда их скорость одного порядка со скоростью промерзания (протаивания) пород или превосходит последнюю, в противном случае мощности мерзлых толщ не зависят от этих факторов.

Аналогичные выводы можно сделать и о влиянии экзотермических или эндотермических процессов на формирование мощности мерзлых толщ.

Например, при литогенезе осадочных пород выделяется некоторое количество тепла, которое принципиально должно влиять на мощность и температуру образующихся в них мерзлых толщ. Но, если эти процессы одновременны или количество образовавшегося при литогенезе тепла несоизмеримо мало по сравнению со всем количеством тепла, прошедшим через породу за время формирования мерзлой толщи, то влияние тепла литогенеза на промерзание ничтожно и им можно пренебрегать.

VIII-7. СОСТАВ, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Процессы образования и особенности текстур мерзлых пород рассматриваются в основном в главах IV, V и VI. Здесь мы отметим только некоторые характерные особенности состава и текстур многолетнемерзлых толщ, связанные с условиями их образования. При этом следует иметь в виду, что характерными особенностями в этом отношении отличаются рыхлые влажные породы, в которых лед выступает как породообразующий минерал. Изверженные плотные породы с малой пористостью и влажностью при промерзании незначительно изменяют свой состав, текстуру и свойства.

Состав, структура и текстура мерзлых толщ отражают в себе особенности процессов их формирования и являются факторами, определяющими свойства мерзлых пород.

Поэтому та или иная льдистость мерзлых толщ, их мерзлотные структура и текстура зависят главным образом: 1) от генезиса пород, 2) от их дисперсности и минералогического состава, 3) от их влажности и водных свойств и 4) от скорости процессов промерзания пород.

В зависимости от генезиса мерзлых пород различают, как указывалось выше (гл. V), сингенетические и эпигенетические текстуры мерзлых толщ.

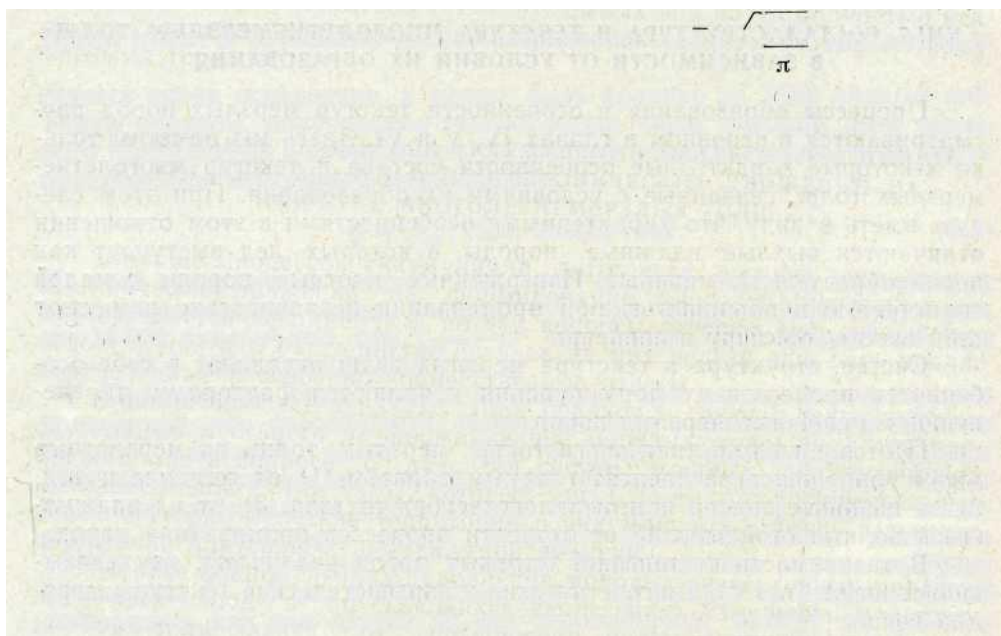
Сингенетические текстуры. Сингенетические толщи, промерзание которых шло в процессе осадконакопления, широко распространены в аллювиальных, аллювиально-озерных, делювиальных, пролювиальных, а также в прибрежно-морских отложениях.

Сингенетические мерзлые толщи имеют обычно слоистую криогенную текстуру (см. рис. 72).

Образование этих текстур обычно связывается с тем, что сезонноталый слой промерзает в зимнее время не только сверху, но и снизу. При таком промерзании влага в этом слое мигрирует не только к верхнему, но и к нижнему фронту промерзания. Поэтому такие ледяные прослойки образуются как в верхней части сезонноталого слоя, так и в его основании, вблизи верхней поверхности многолетнемерзлой толщи. В связи с отложением илистого осадка в весеннее половодье летнее оттаивание не доходит до прежней глубины, а оставшаяся часть сезонноталого слоя с тонкослоистой криогенной текстурой переходит в многолетнемерзлое состояние. Это явление связано с определенными теплофизическими закономерностями.

Полугодовые теплообороты на подошве слоя сезонного протаивания должны быть достаточными для того, чтобы обеспечить промерзание сезонноталого слоя снизу. Величина этих теплооборотов определяется формулой (3, 103).

Согласно этой зависимости полугодовые теплообороты, проходящие через подошву слоя сезонного протаивания в нижележащую мерзлую толщу, прямо пропорциональны средней годовой температуре горных пород этой толщи. Для северных районов с низкими средними температурами многолетнемерзлых горных пород они будут значительными, для южных они будут небольшими, а при средней годовой температуре многолетнемерзлых горных пород, равной 0° , теплообороты также будут равны нулю. Последнее вполне понятно, так как все полугодовые теплообороты, проходящие через дневную поверхность в почву при нулевой средней годовой температуре почвы, будут распространяться только в слое сезонного промерзания или сезонного протаивания



ия почвы. Следовательно, в подошве этого слоя теплообороты будут равны нулю. В уравнении (3,119) выражение $1/21/ \wedge^{TC}$ для мерзлых

горных пород осредненно и может быть принято за $1500 \text{ ккал/м}^2\text{-год}$. Таким образом, полугодовые теплообороты через подошву слоя сезонного протаивания в зависимости от средней годовой температуры будут определяться следующим выражением:

$$Q = | /_{cp} | 1500 \text{ ккал/м}^2\text{-год}. \quad (8,4)$$

Из этой зависимости следует, что при средней годовой температуре многолетнемерзлой толщи, равной -10° , эти теплообороты будут равны $15000 \text{ ккал/м}^2\text{-год}$, при $t_{cv} = -5^\circ$ они равны $7500 \text{ ккал/м}^2\text{-год}$, при $t_{cv} = -1^\circ$ — $1500 \text{ ккал/м}^2\text{-год}$ и т. д.

Промерзание снизу всегда происходит при малых температурных градиентах, что способствует льдовыделению в замерзающих грунтах за счет миграции влаги в них к фронту промерзания. Каждая $1000 \text{ ккал/м}^2\text{-год}$ теплооборотов может обеспечить образование $1,25 \text{ см}$ льда при промерзании снизу. В силу этого при средней годовой температуре -10° мощность таких ледяных прослоек может достигать $15-20 \text{ см}$; при $t_{cv} = -1^\circ$ она в самом благоприятном случае не будет превышать $1-1,5 \text{ см}$, а вероятнее всего, не выйдет за пределы долей сантиметра, так как далеко не все теплообороты пойдут на фазовые переходы воды в замерзающем грунте.

Это явление подчиняется мерзлотно-температурной зональности и количественно находится в точном соответствии с ней. Из приведенных подсчетов следует, что только самые южные районы области распространения многолетнемерзлых горных пород со среднегодовыми температурами, близкими к нулю градусам, не являются благоприятными для образования сингенетических мерзлых толщ со слоистыми криогенными текстурами, образовавшимися за счет промерзания снизу.

Но это положение будет справедливо в том случае только, когда средняя годовая температура мерзлых толщ будет оставаться неизменной длительное время, чего в природе не бывает.

В первой мерзлотно-температурной зоне, где средние годовые температуры мерзлых толщ держатся в пределах от 0 до -1° , отмечается переходный тип сезонного протаивания. В этом случае средние годовые температуры на подошве слоя сезонного протаивания периодически колеблются. Эти колебания дают отклонения от типичных температур для этой зоны до 1° . Соответственно, в теплые годы мощность слоя летнего протаивания достигает максимальной величины и тогда этот слой переходит в слой сезонного промерзания. Многолетнемерзлая толща разобщается в этом случае со слоем сезонного промерзания. Поскольку это явление в первой мерзлотно-температурной зоне происхо-

дит периодически, постольку даже если бы и образовался небольшой слой льда за счет промерзания снизу, то в ближайший теплый год он неизбежно должен оттаять. Такое же явление будет отмечаться и для южной части второй мерзлотно-температурной зоны, но выражено оно будет менее ярко. Границей, где уже начинают существовать благоприятные условия для образования этих толщ, видимо, следует считать такие районы, где величина изменения мощности слоя летнего протаивания из года в год будет меньше величины промерзания этого слоя снизу. Для осредненного состава и влажности слоя летнего протаивания таким рубежом можно считать среднюю годовую температуру мерзлых толщ порядка -3 , -5° , т. е. примерно третью мерзлотно-температурную зону.

Таким образом, сингенетические толщи с тонкослоистой криогенной текстурой наиболее распространены в северных районах области многолетнемерзлых пород. В южных районах этой области сингенетические толщи имеют преимущественно монолитные и ячеистые криогенные текстуры. Другим видом сингенетических мерзлых толщ являются полигональные системы сингенетических ледяных жил с вмещающими их породами. Условия их образования достаточно подробно рассмотрены в главах V и VI.

Максимальная мощность мерзлых толщ с сингенетическими криогенными текстурами не установлена. Сингенетические системы полигональных жильных льдов, по-видимому, достигают 40 м вертикальной мощности (низовья Яны, Индигирки, Новосибирские острова).

Эпигенетические текстуры мерзлых толщ характеризуются системой параллельных или ячеистых слоев льда, постепенно разреживающихся с глубиной. Такие текстуры обычно образуются в результате промерзания влажных рыхлых пород. Механизм их образования описан в главах III, IV и V. Математическая формулировка условий образования ледяных прослоек при эпигенетическом промерзании пород дана в главе III (формула 3,137). Согласно этим условиям льдообразование связано с определенными водными свойствами и влажностью промерзающих и нижележащих талых пород, а также со скоростью промерзания и, следовательно, с теплофизическими свойствами пород, температурным режимом на поверхности и геотермическим градиентом.

Для иллюстрации этих зависимостей приведем данные моделирования на гидроинтеграторе ИГ-1, выполненные на кафедре мерзлотоведения МГУ Т. Н. Жестковой. В результате этих исследований получена зависимость изменения льдистости промерзающей толщи от изменения температуры на поверхности почвы при промерзании однородных пород с начальной влажностью 30%. Результаты моделирования представлены на рис. 150.

Для случая, показанного на рис. 150, а, в первый период промерзания температура на поверхности пород бралась равной $-1,5^{\circ}$, затем скачкообразно менялась на -5° . В результате получилась резкая смена льдистости по глубине. В верхнем слое при медленном промерзании (температура $-1,5^{\circ}$) льдистость возрастала с глубиной. При изменении температуры скорость промерзания резко увеличивалась и льдистость уменьшалась.

На рис. 150, б представлен вариант двукратной смены температур пород на поверхности. Первоначально бралась температура -4° , потом менялась на $-1,5^{\circ}$ и затем на -5° . В результате была получена многолетнемерзлая толща, трехслойная по льдистости. Минимальная скорость промерзания и наибольшая льдистость отмечается для среднего слоя, промерзание которого шло при температуре $-1,5^{\circ}$.

В силу схематичности указанного моделирования приведенные результаты не могут претендовать на большую точность воспроизведения процесса льдообразования в мерзлых толщах, но в то же время качественная сторона этого процесса иллюстрируется достаточно убедительно. Аналогично этому можно говорить о том, что в эпигенетических толщах распределение льдистости по глубине должно подчиняться определенным закономерностям. Оптимальные условия льдообразования

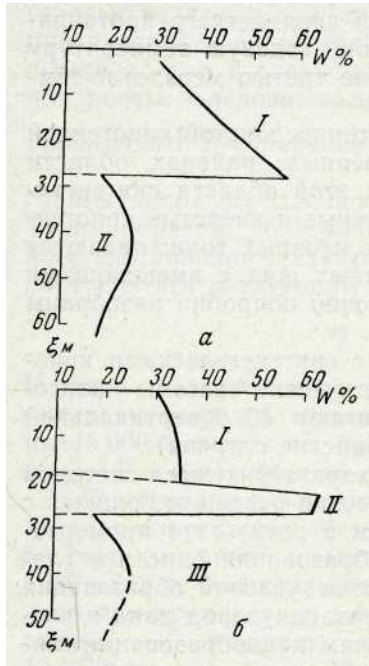


Рис. 150. Распределение влажности в отложениях, промерзающих при различных температурных условиях на поверхности пород: *a* — при однократном скачкообразном изменении температур на поверхности (от $-1,5$ до -5°); *b* — при их двукратном скачкообразном изменении (от -4° до $-1,5$ и до -5°)

связываются с медленным промерзанием, с достаточным постоянным подтоком влаги к фронту промерзания и с большими теплооборотами в промерзающих породах. При гармонических колебаниях температур на поверхности скорость эпигенетического промерзания пород с глубиной уменьшается. При наличии постоянного водоносного горизонта подток влаги к фронту промерзания с глубиной увеличивается. В силу этих двух обстоятельств льдистость мерзлой толщи должна была бы увеличиваться с глубиной. Но тепло-обороты в мерзлой толще с глубиной уменьшаются почти в геометрической прогрессии, что приводит к резкому сокращению возможного льдовыделения с глубиной. Это обстоятельство является решающим, и общая картина распределения по глубине обычно характеризуется наличием слоя повышенной льдистости в пределах верхней трети мерзлой толщи.

На эту общую закономерность закладывается влияние геологического строения и литологических особенностей отдельных горизонтов, а также их физических и водных свойств. Наличие песчаных прослоек в общей суглинистой толще обычно резко меняет картину распределения льдистости: в песках образуется лед-цемент, а в суглинистых слоях — маломощные ледяные прослойки, мощность которых мало меняется с глубиной. Таким образом, по составу и распределению льдистости по глубине в мерзлых толщах можно судить о том, при каких температурных условиях на поверхности земли формировались эти толщи, каков был их начальный влажностный режим и условия подтока влаги к фронту промерзания.

Изучение ледяных включений мерзлых пород и условий их образования должно являться основой мерзлотно-фациального анализа при реконструкции истории развития многолетнемерзлых толщ.

VIII-8. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Естественная классификация многолетнемерзлых горных пород должна отражать объективные закономерности их криогенеза. К созданию такой классификации можно приступить только тогда, когда мерзлые толщи окажутся настолько изученными, что станет возможным

установление существенных, главных признаков этих толщ. Очевидно, что эти существенные признаки, определяющиеся особенностями промерзания горных пород, и должны быть положены в основу выделения генетических типов. В свою очередь каждый из них должен отличаться набором качественных особенностей второго порядка, т. е. многих других не главных характеристик мерзлых пород. В силу этого основная классификация должна включать в себя все частные классификации мерзлых толщ.

Однако выделение основных и второстепенных классификационных признаков и определение их соподчинения — вопрос далеко не легкий. Вследствие этого целесообразно предварительно рассмотреть вообще все возможные признаки подразделения мерзлых толщ, определить значимость каждого из них и представить их в некоторой схеме.

В мерзлотоведении известно, что характер мерзлых толщ определяется геолого-географическим комплексом природных условий. В зависимости от такого комплекса условий мерзлые толщи в связи с конкретной обстановкой обладают теми или иными качественными и количественными характеристиками. На основании вышесказанного все многообразие возможных классификационных признаков, так или иначе определяющих особенности мерзлых толщ, целесообразно разбить на три основные группы: I — геолого-геоморфологическая обстановка и состав пород; II — особенности теплообмена в связи с геолого-географической обстановкой и III — особенности самих мерзлых толщ и все их частные характеристики.

Каждая из этих групп должна включать в себя множество признаков. Целесообразно рассматривать, видимо, только наиболее значительные из них и те, которые наиболее изучены и легче всего увязываются с характером самих мерзлых толщ.

I. КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ И СОСТАВУ ПОРОД

1. Подразделение мерзлых толщ по основным геолого-структурным элементам земной коры. Развитие мерзлых пород неразрывно связано с развитием земной коры. Особую роль при этом играют неотектонические процессы, сопоставимые по времени с образованием мерзлых толщ, определившие характер рыхлых образований и основные черты современного рельефа. Поэтому целесообразно выделять три типа мерзлых толщ, приуроченных к современным структурным формам земной коры, характеризующимися определенным типом неотектонического развития (Николаев, 1962):

а) мерзлые толщи платформенных областей со слабым проявлением неотектоники. Эти области разделяются на континентальные и расположенные в пределах континентальной отмели океана. По направленности неотектонических движений выделяются области, где преобладали поднятия, и области, в пределах которых существенную роль играли опускания (плиты);

б) мерзлые толщи областей материкового горообразования. Эти области по интенсивности процессов горообразования разделяются на области со слабым проявлением процессов горообразования, области горообразования средней интенсивности и области с весьма интенсивными горообразовательными процессами.

в) мерзлые породы области современных геосинклиналей. Более дробные подразделения классификационных признаков по геолого-структурным и неотектоническим особенностям территории могут быть приняты по существующей классификации Н. Н. Николаева (1962).

2. Перечисленные структурные формы и характер их развития в значительной степени определяют особенности геоморфологических условий, в которых происходит формирование мерзлых толщ. По этому признаку мерзлые породы целесообразно классифицировать по соотношению рельефа с общим типом геологических структур на три группы:

а) многолетнемерзлые породы в пределах аккумулятивных равнин;

б) многолетнемерзлые породы в пределах денудационных равнин;

в) многолетнемерзлые породы в пределах гор и нагорий.

Более детальные подразделения классификации многолетнемерзлых пород по мерзлотно-геоморфологическому принципу целесообразно производить по различию главных черт структуры рельефа, а также по* направленности и интенсивности неотектонических движений, обуславливающих закономерности мерзлотного состояния и формирования мощностей мерзлых толщ, например: многолетнемерзлые породы в пределах аккумулятивных равнин, относительно стабильных в тектоническом отношении, либо с глубоким залеганием коренного основания, либо с мелким залеганием коренного основания.

Для выяснения закономерностей формирования мощностей мерзлых толщ, их строения, формирования температурного режима и сопутствующих им мерзлотных физико-геологических процессов и явлений, целесообразно далее многолетнемерзлые породы классифицировать по типам и элементам рельефа, например многолетнемерзлые породы в пределах речных долин, многолетнемерзлые породы крутых и пологих склонов и т. д.

При построении частной классификации многолетнемерзлых пород, по мерзлотно-геоморфологическому принципу могут быть использованы существующие геоморфологические классификации (например, Башенина и др., 1959).

3. Характер гидрогеологической структуры наряду с другими составляющими геолого-географической среды и процессами теплообмена определяет конкретные формы взаимодействия подземных вод с мерзлыми породами, что находит отражение в основных особенностях мерзлых толщ. В целях классификации мерзлых пород по гидрогеологическим условиям могут быть использованы типы водонапорных систем, выделенные А. М. Овчинниковым (1960). На этой основе выделяется четыре типа мерзлых толщ:

а) мерзлые толщи артезианских бассейнов платформенного типа;

б) мерзлые толщи артезианских межгорных впадин и предгорных прогибов;

в) мерзлые толщи водонапорных систем трещинных вод древних кристаллических массивов: либо без неотектонических деформаций, либо осложненных неотектоническими движениями и разрывами;

г) мерзлые толщи сочлененных бассейнов подземных вод горных сооружений: без проявления молодого магматизма, с проявлением молодого магматизма, с современным вулканизмом.

На формирование мерзлых пород в пределах выделенных гидрогеологических структур большое влияние оказывает минерализация подземных вод. Поэтому целесообразно выделять мерзлые породы, формирующиеся при промерзании водоносных горизонтов: с пресными водами (минерализация до 1 г/л), с соленоватыми (от 1 до 10 г/л), с солеными (от 10 до 50 г/л) и с рассолами (свыше 50 г/л).

В дальнейшем представляется необходимым классифицировать мерзлые толщи по основным особенностям их взаимодействия с различными типами подземных вод мерзлой зоны.

4. Подразделение мерзлых толщ по их генезису, составу и возрасту производится в соответствии с общепринятыми геологическими классификациями. Осадочные мерзлые породы, кроме этого, целесооб-

*

разно классифицировать по фациальной принадлежности. По литологическим особенностям многолетнемерзлые породы могут быть более подробно подразделены на основе соответствующих инженерно-геологических классификаций.

II. КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ПО ХАРАКТЕРУ ТЕПЛООБМЕНА

В формировании мерзлых толщ существенное значение имеет общее количество поглощенной коротковолновой солнечной радиации* поступающей на земную поверхность, а также структура радиационно-теплового баланса Земли. Связующим звеном между радиационно-тепловым балансом и тепловыми процессами в почве являются эффективное излучение и теплообороты почвы. Место этих двух характеристик в структуре радиационно-теплового баланса существенно различно на разных широтах и во многом определяется в зависимости от континентальности климата. В связи с этим целесообразно выделить следующие типы мерзлых толщ.

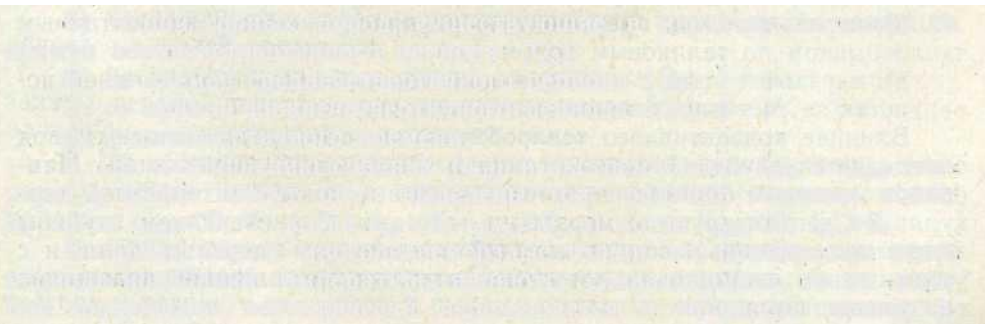
1. По широте местности могут быть выделены южный, средний и северный типы мерзлых толщ, характеризующиеся определенным диапазоном величин поглощенной солнечной радиации и эффективного излучения.

2. По континентальности климата необходимо выделять типы мерзлых толщ, свойственные морскому (с амплитудами температур воздуха до 11°), континентальному (с амплитудами от 11 до 17°) и резко континентальному (амплитуды больше 17°) климату. Каждому из этих типов мерзлых толщ соответствуют свои условия формирования температурного режима пород.

3. По среднегодовым температурам почв и грунтов целесообразно подразделять мерзлые толщи на 5 мерзлотно-температурных зон, каждая из которых характеризуется определенным комплексом мерзлотных условий: первая зона со средними годовыми температурами пород от -1° , вторая — от -1 до -3° , третья — от -3 до -5° , четвертая — от -5 до -10° и лютая — ниже -10° .

4. По длине периода колебания температур на поверхности земли выделяются следующие градации мерзлых толщ:

а) толщи горных пород, существующие в мерзлом состоянии в течение современного периода (Q_4). Среди них целесообразно выделить мерзлые толщи короткопериодные, существующие в мерзлом состоянии десятки лет; среднепериодные — сотни лет и длиннопериодные — тыся-



чи лет;

б) толщи горных пород, существующие в мерзлом состоянии с времен верхнечетвертичного периода (<23);

в) со времен среднечетвертичного периода (Q_2);

г) со времен нижнечетвертичного периода (Q_1) и

д) с дочетвертичного времени.

5. По соотношению средних (t_{cp}) и экстремальных t_{min} и t_{max} температур пород могут быть выделены три градации мерзлых толщ:

а) когда $t_{mSLX} < 0$; б) когда $t_{cp} < 0$; $t_{max} > 0$; в) когда $t_{cp} < 0$; $t_{cp} > 0$.

В первом случае многолетнемерзлые толщи на протяжении всего периода колебаний температуры являются сливающимися, но их нижняя поверхность периодически перемещается и мощности меняются.



o

a

Во втором случае мерзлая толща периодически промерзает и оттаивает как сверху, так и снизу, и в некоторые периоды времени образуется или несливающаяся мерзлота, или слоистая. Средняя часть мерзлой толщи при этом существует на протяжении всего периода. В третьем случае на протяжении большей части периода колебания температуры на поверхности земли мерзлая толща отсутствует. Она периодически появляется только в «холодную» часть периода.

6. По величине теплового потока снизу к подошве мерзлых толщ целесообразно выделять три градации мерзлых толщ: а) с малым, б) средним и в) большим теплотокном, которые соответствуют геотермическим градиентам: от 0 до 0,02 от 0,02 до 0,04 и более 0,04 град/м; при коэффициенте теплопроводности, равном 2 ккал/м- час -град. При этих условиях теплотокны по градациям определяются следующим образом: от 0 до 250 ккал/год-м², от 250 до 500 и свыше 500 ккал/год-м². Величина теплотокна из недр земли сказывается прежде всего на мощностях мерзлых толщ, на их динамике, а также на скорости промерзания или оттаивания, что в свою очередь определяет распределение льдистости мерзлых толщ и их криогенных текстур.

7. По величине льдистости мерзлых толщ и соответствующим им многолетним теплооборотам в горных породах целесообразно выделить следующие три градации:

а) мерзлые толщи без включений льда (морозные), с минимальными теплооборотами, связанными только с одной теплоемкостью (без фазовых переходов);

б) мерзлые толщи малольдистые, с монолитной криогенной текстурой (с влажностью не больше полной влагоемкости), с теплооборотами средней величины (образующимися преимущественно за счет теплоемкости пород и частично за счет фазовых переходов воды);

в) мерзлые толщи сильнольдистые, с прослойками и линзами льда (влажность которых больше полной влагоемкости), с большими теплооборотами, образующимися в основном за счет фазовых переходов воды и только частично за счет теплоемкости пород.

Эти градации позволяют характеризовать не только теплообороты, но и состав мерзлых толщ, их генезис, условия промерзания и косвенно даже будут характеризовать историю формирования мерзлых толщ. Очевидно, что эти градации будут относиться только к эпигенетическим мерзлым толщам. Сингенетические толщи, видимо, можно различать только по общему содержанию льда, без связи их с теплооборотами. Скальные трещиноватые породы, промерзающие эпигенетически, следует классифицировать особо.

8. По характеру конвективного теплообмена на формирование мерзлых толщ можно выделить следующие три градации:

а) мерзлые толщи с конвективным теплообменом за счет циркуляции надмерзлотных вод;

б) мерзлые толщи прерывистого распространения с конвективным теплообменом по таликовым зонам;

в) мерзлые толщи с конвективным теплообменом у их нижней поверхности за счет циркуляции подмерзлотных вод.

Влияние конвективного теплообмена за счет подмерзлотных вод определяется глубиной их залегания и характером циркуляции. Наибольшее влияние отмечается, когда подземные воды с интенсивной циркуляцией контактируют с мерзлыми толщами. С увеличением глубины залегания подземных вод от нижней поверхности мерзлых толщ и с уменьшением скорости их движения отепляющее влияние подземных вод уменьшается.

г) мерзлые толщи с конвективным теплообменом за счет циркуляции воздушных масс по трещинам и карстовым полостям. К первому типу относятся мерзлые толщи и льды пещер, образование которых связано с затеканием холодного зимнего воздуха в пустоты земной коры в условиях затрудненного воздухообмена. Мерзлые породы этого типа часто образуются в различных горных выработках как в области распространения многолетнемерзлых пород, так и вне ее.

Циркуляция воздушных масс — явление, довольно распространенное в горных породах, слагающих денудационные равнины с маломощным и грубодисперсным рыхлым покровом. Циркуляция воздуха происходит в зоне аэрации и непосредственно связана с колебаниями атмосферного давления и режимом уровня грунтовых вод. Мерзлые породы этого типа отличаются большой динамичностью.

III. КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ПО ОСОБЕННОСТЯМ СТРОЕНИЯ И ЧАСТНЫМ ИХ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

1. По характеру распространения мерзлые толщи подразделяются на следующие разновидности:

а) мерзлые толщи сплошного распространения, в которых сквозные талики развиты только под крупными реками;

б) мерзлые толщи прерывистого распространения с островами талых пород, возникновение которых может быть обусловлено как отепляющим влиянием поверхностных вод, так и другими особенностями теплообмена на поверхности земли. По площади мерзлые породы занимают более 50%;

в) мерзлые толщи прерывистого распространения, представляющие собой крупные массивы, развитые на общем фоне талых или немерзлых отложений. Площадь, занимаемая мерзлыми породами, составляет менее 50%;

г) мерзлые толщи островного распространения, развитые локально. Их образование или сохранение возможно при сочетании ряда благоприятных факторов и условий. По площади они занимают не более нескольких процентов.

2. По характеру строения мерзлые толщи (по вертикали) можно подразделить на:

а) непрерывные или сплошные мерзлые толщи, без талых прослоев;

б) прерывистые (слоистые) мерзлые толщи, где в разрезе наблюдается чередование многолетнемерзлых горных пород и талых слоев или тел другой формы.

3. По взаимоотношению мерзлой толщи со слоем сезонного оттаивания и промерзания выделяются:

а) сливающиеся мерзлые толщи, где слой сезонного оттаивания является кровлей последних;

б) несливающиеся, где между подошвой слоя сезонного промерзания и верхней поверхностью многолетнемерзлой толщи остается талая прослойка, сохраняющаяся в течение зимы.

4. По генезису многолетнемерзлые толщи подразделяются на:

а) эпигенетические, т. е. промерзшие после накопления и эпигенеза пород;

б) сингенетические, т. е. накапливавшиеся и промерзавшие в геологическом смысле одновременно. Сингенетические мерзлые породы по составу и возрасту относятся к рыхлым четвертичным отложениям;

в) Полигенетические, т. е. толщи, по характеру промерзания имеющие двухъярусное, реже многоярусное строение. Нижний ярус двухъярусных толщ слагают эпигенетические мерзлые толщи пород, а верхний — сингенетические,

5. По криогенному строению (криогенным текстурам пород) мерзлые толщи подразделяются на:

а) эпигенетические, имеющие унаследованные (по А. И. Попову) криогенные текстуры, в которых пространственная дифференциация ледяных включений обусловлена первоначальной трещиноватостью, скважностью или кавернозностью пород. Среди них можно выделить криогенные текстуры: унаследованные первичные, в которых объем льда не превышает объем открытой пористости (скважности или трещиноватости) породы до ее промерзания и унаследованные расширенные, т. е. в которых объем ледяных включений больше объема открытой пористости (скважности или трещиноватости), которая имела место до начала промерзания пород. Унаследованные криогенные текстуры встречаются в скальных и толускальных горных породах;

б) эпигенетические, имеющие миграционно-сегрегационную или конжеляционную криогенные текстуры. В таких мерзлых породах влага в процессе промерзания могла мигрировать или замерзнуть в пустотах, создавая такое пространственное расположение льда, которое может не соответствовать первоначальному сложению породы. К породам, обладающим таким типом криогенных текстур, относятся все рыхлые (четвертичные и дочетвертичные отложения), а также часть полускальных выветрелых пород;

в) сингенетические мерзлые породы, обладающие криогенными текстурами, которые возникают в результате перераспределения влаги в сезонноталом слое при его промерзании. Большая часть криогенных текстур сингенетических мерзлых отложений создается благодаря промерзанию сезонноталого слоя снизу и переходом нижней части последнего в многолетнемерзлое состояние. Благодаря этому объемная льдистость отложений обычно превышает их полную влагоемкость в талом состоянии;

г) эпигенетические и сингенетические мерзлые толщи с крупными скоплениями льда, в виде сингенетических и эпигенетических повторно-жильных льдов, инъекционных льдов, гидролакколитов, пещерных льдов и льдов захороненных снежников и ледников.

6. По строению и составу многолетнемерзлые толщи разделяются на:

а) имеющие одноярусное строение, т. е. полностью от кровли до подошвы сложенные или рыхлыми, или скальными породами;

б) имеющие двухъярусное строение, т. е. сложенные в верхней части рыхлыми, а в нижней — скальными или полускальными многолетнемерзлыми породами. В пределах толщи рыхлых мерзлых пород могут отдельно выделяться сингенетически и эпигенетически промерзшие отложения.

7. По количеству циклов промерзания многолетнемерзлые породы подразделяются на:

а) однократно промерзавшие, т. е. существующие непрерывно в многолетнемерзлом состоянии от начала своего промерзания до настоящего времени;

б) неоднократно промерзавшие и оттаивавшие, т. е. такие, которые от начала их многолетнего промерзания до настоящего времени по крайней мере дважды промерзали и один раз оттаивали: или полностью, или сверху, или снизу.

L

8. По мощности мерзлых толщ в зависимости от их состава при всех прочих равных условиях могут быть выделены следующие четыре градации:

а) мерзлые толщи предельной мощности, сложенные морозными скальными породами с большим коэффициентом теплопроводности;

б) мерзлые толщи повышенной мощности, сложенные морозными рыхлыми отложениями;

в) мерзлые толщи средней мощности, сложенные рыхлыми отложениями с влажностью (льдистью) не более полной влагоемкости ($\omega_{п}$);

г) мерзлые толщи пониженной мощности, сложенные рыхлыми отложениями, с влажностью (льдистью) больше полной влагоемкости. В этом случае в процессе формирования мерзлых толщ предполагается возможность интенсивного подтока влаги снизу к фронту промерзания из нижележащих талых водоносных слоев.

9. По динамике мерзлых толщ следует выделять общепризнанные направления развития мерзлотного процесса: деградиационное, стабильное и аградационное. Известно, что таких направлений существует бесконечное множество как во времени, так и в пространстве (по глубине). Поэтому целесообразно рассматривать аградационные, деградиационные и стабильные направления в самых верхних горизонтах мерзлых толщ у ее верхней границы, у нижней границы и в центральной части мерзлой толщи. В этом случае могут быть выделены мерзлые толщи: а) деградирующие по всей мощности, б) деградирующие в верхней части и аградирующие у нижней границы и наоборот, в) аградирующие вверху и деградирующие внизу, г) аградирующие по всей толще и т. д. Аналогичные градации могут быть выделены в зависимости от времени: короткопериодные деградации, среднепериодные аградации, длиннопериодные аградации и верхнечетвертичные деградации и т. п. Наибольший интерес обычно вызывает определение современного состояния мерзлых толщ, а также история их развития. В каждом конкретном случае классификационная схема динамики и истории развития мерзлых толщ в том или ином районе должна быть своей и находиться в тесной связи с общим ходом геологического развития исследуемого района.

При рассмотрении деградации и аградации следует выделять разновидности, связанные только с изменением температурного поля, и разновидности, связанные с оттаиванием мерзлых толщ и с образованием их вновь. В этом случае классификационные признаки по динамике и истории мерзлых толщ тесно переплетаются с признаками состава и строения мерзлых толщ.

Рассмотренные принципы классификации многолетнемерзлых пород в дальнейшем должны быть уточнены и доработаны и послужить основой создания общей генетической и тех частных классификаций многолетнемерзлых толщ, которые в настоящее время еще недостаточно разработаны.

УН1-9. ШИРОТНАЯ И ВЫСОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Как указывалось выше, мощности многолетнемерзлых толщ, как правило, возрастают с юга на север.

Закономерное возрастание мощности в зависимости только от полярных условий без учета динамики поля температур вследствие ослож-

няющего влияния всех остальных геолого-географических факторов и условий подчиняется широтной зональности.

Из главных факторов, влияющих на глубину промерзания (средняя температура воздуха, амплитуда колебаний температуры, состав пород, их влажность — льдистость), только средняя температура воздуха подчиняется широтной зональности, остальные же факторы — азональны. Поэтому о зональности мощности мерзлых толщ можно говорить только в самом общем смысле, ожидая в то же время многочисленных и

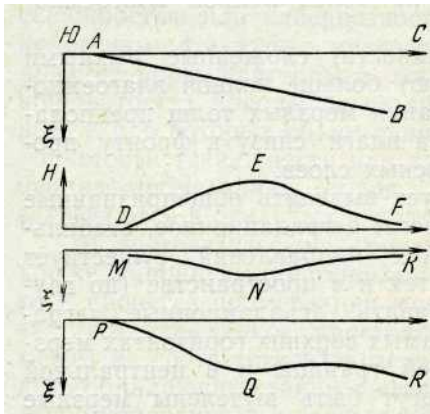


Рис. 151. Схема наложения высотной зональности на широтную зональность изменения мощности мерзлых толщ

частных проявлений азональности в зависимости от тех или иных влияний и сочетаний азональных факторов,

Все же при прочих равных условиях можно устанавливать горизонтальную ступень изменения мощности многолетнемерзлых толщ.

Для низменных равнин (Западная Сибирь, европейская часть СССР) горизонтальная температурная ступень колеблется в пределах 150—250 км на 1°C. В соответствии с этой ступенью понижение температур пород к северу обуславливает нарастание мощности многолетнемерзлых толщ в пределах 30—35 м на расстоянии 150—250 км при геотермическом градиенте 3° на 100 м. В каждом конкретном случае эти и последующие цифры должны уточняться в зависимости от конкретных значений геотермического градиента в рассматриваемом районе и конкретных геолого-географических условий.

Температура воздуха и пород понижается также с увеличением высоты местности. Этот факт обуславливает высотную зональность изменения мощности мерзлых толщ. Известно, что при повышении отметки местности на 213 ж, температура воздуха, а следовательно, и породы понижается на один градус, что соответственно приводит к увеличению мощности мерзлых толщ на 30—35 м при геотермическом градиенте 3° на 100 м.

Исключением являются районы с инверсией изменения температуры воздуха в зависимости от высоты местности (Алданский район, Забайкалье). В таких районах температура воздуха в долинах часто бывает ниже, чем на склонах, и повышается с увеличением высоты до некоторого предела.

Это явление связано с формированием антициклональной погоды в этих районах и застаиванием холодного тяжелого воздуха в долинах, а также со специфическими условиями теплообмена в долинах и на водоразделах. Последние обусловлены закономерным изменением состава пород и их влажности (снос тонкодисперсного материала в долины), что приводит к образованию низкотемпературных мерзлых толщ в долинах за счет температурной сдвижки. Образование температурной инверсии связано также с большим затенением долин по сравнению с водоразделами за счет более густой древесной растительности и влажного мохового покрова, более поздним сходом снега и рядом других причин.

Для высотной зональности изменения мощностей мерзлых толщ характерна еще следующая закономерность. В горноскладчатых обла-

стях реальная площадь земной поверхности, приходящаяся на единицу горизонтальной площади, больше чем на равнинах. Поэтому с увеличением отметок и изрезанности рельефа увеличивается поверхность охлаждения пород и соответственно должны возрастать и мощности мерзлых толщ.

Кроме того, на высотную зональность могут влиять все ранее перечисленные азональные факторы (высота снежного покрова, смена геоботанических вертикальных зон, обводненность пород и пр.).

Из сказанного выше следует, что широтная зональность изменения мощности мерзлых толщ осложняется при наложении на нее высотной зональности. Влияние такого наложения двух зональностей на мощности мерзлых толщ схематически показано на рис. 151.

На этом рисунке линия *A—B* схематически изображает зональное увеличение мощности мерзлых толщ с юга на север при плоской поверхности. При горном рельефе (линия *DEF* на рис. 151) мощность мерзлых толщ будет увеличиваться соответственно высоте местности (линия *MNK*), а ее изменение в направлении на север под влиянием широтной и высотной зональностей изобразится линией *PQR*.

Выше указывалось, что на формирование мощностей многолетне-мерзлых толщ существенное влияние оказывает состав пород и их влажность, а также характер геологических и гидрогеологических структур, особенности рельефа (крутизна и экспозиция склонов), характер растительного покрова и другие факторы и условия. Влияние этих факторов накладывается на широтную и высотную зональности, что приводит к сложной картине распространения мерзлых толщ и изменения мощностей. Нередко это влияние оказывается настолько сильным, что широтная и высотная зональности значительно искажаются и их прослеживание представляет значительные трудности.



ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С МЕРЗЛЫМИ ТОЛЩАМИ

IX-1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВЗАИМНОГО ВЛИЯНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД

В предшествующих главах указывалось на большое значение гидрогеологических условий в формировании мерзлых толщ. С другой стороны, глубокое многолетнее промерзание верхних горизонтов литосферы существенным образом влияет на гидрогеологическую обстановку территории. Основные особенности взаимного влияния мерзлых толщ и подземных вод и описание последних содержатся в работах А. В. Львова, М. И. Сумгина, Н. И. Толстихина, И. Я. Баранова, П. Ф. Швецова, В. Г. Петрова, В. М. Пономарева, В. М. Максимова, А. И. Ефимова, А. И. Калабина, Н. И. Обидина и др.

Многолетнее промерзание литосферы обуславливает особенности питания, движения и разгрузки подземных вод, а также некоторые особенности химизма последних.

Мерзлые толщи являются подвижными водоупорами. Они могут пространственно разрывать единые гидродинамические системы в горных породах, ослаблять связь их отдельных частей. Также уменьшается взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Области разгрузки и питания последних локализуются по таликовым зонам.

В процессе многолетнего промерзания некоторые водоносные слои становятся водоупорными, т. е. приобретают новое качественное состояние. При этом меняются физические свойства пород (водопроницаемость, теплоемкость, теплопроводность и др.), в процессе фазовых переходов воды выделяются скрытые теплоты льдообразования. При оттаивании промерзших водоносных слоев происходит обратный процесс.

В результате многолетнего промерзания горных пород меняется характер залегания и гидродинамический режим водоносных слоев: безнапорные воды становятся напорными. Напротив, при оттаивании мерзлых толщ напор подземных вод может уменьшаться или вовсе исчезать. При этом изменяются направление и скорость движения подземных вод.

Многолетнее промерзание и оттаивание литосферы меняет температурный режим подземных вод и их химический и газовый составы. Большие массы воды в результате промерзания и перехода их в лед в горных породах исключаются на длительные периоды времени из круговорота воды в природе.

Со своей стороны подземные воды оказывают воздействие на тепловой режим горных пород, начиная с момента и места их возникновения и кончая их выходом на поверхность земли, т. е. включая область их питания, стока и разгрузки. Это воздействие сводится к тому, что подземные воды: а) меняют теплофизические свойства пород; б) в процессе своего движения они могут обуславливать возникновение конвективных тепловых потоков. Последние сочетаются с кондуктивными тепловыми потоками в слоях, где осуществляются годовые и многолетние теплообороты, а также с потоком тепла из недр земли. В результате подземные воды перераспределяют тепловую энергию в верхних горизонтах пород, тем самым меняя их температурное поле и условия развития мерзлых толщ. В одних случаях они противодействуют промерзанию и приводят к образованию таликовых зон или мерзлых толщ пониженной мощности, в других — не оказывают на ход промерзания существенного конвективного воздействия, в-третьих — способствуют глубокому многолетнему промерзанию литосферы. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Подземные воды с высокой минерализацией и рассолы, с одной стороны, уменьшают зону содержащих лед горных пород или приводят к прерывистому по вертикали строению мерзлой толщи, когда слои содержащих лед мерзлых пород чередуются со слоями и линзами, содержащими соленые воды, температура которых отрицательна; с другой стороны, они способствуют возникновению более глубокой зоны охлаждения земной коры.

Подземные воды при многолетнем промерзании горных пород в значительной степени определяют криогенное строение мерзлых толщ, как эпигенетических, так и сингенетических. Влияние подземных вод на криогенное строение мерзлых толщ двояко.

С одной стороны, они обуславливают криогенные текстуры как водовмещающих, так и перекрывающих пород. При этом особенности распределения текстурообразующих льдов в водоупорных породах обуславливаются: а) скоростью их промерзания; б) составом пород и в) режимом вод в подстилающих водоносных слоях. Чем меньше скорость промерзания, дисперснее состав пород в водоупорной кровле, постояннее режим и больше запасы воды в водоносных слоях, тем больше будет объем текстурообразующего льда и значительнее размеры ледяных включений в породе.

Характер распределения льда в водоносных слоях определяется главным образом составом пород, особенностями водопродвижения пустот в породе (их пористостью, скважностью и трещиноватостью) и степенью заполнения их водой.

С другой стороны, в промерзающих водоносных слоях часто создается большое внутрислоевое давление воды, в результате чего последняя может инъецироваться в сторону наиболее ослабленных зон. Выходя на поверхность, она образует наледи, а оставаясь в породах, создает водоносные полости, которые, промерзая, образуют значительные по размерам скопления льда. Находясь близко к поверхности земли, последние могут проявляться в рельефе в виде гидролакколитов, а на больших глубинах порядка десятков и даже сотен (в Западной Сибири) метров они имеют форму линз и пластов льда, не находящих выражения в рельефе.

Многократное промерзание и протаивание водоносных горных пород может приводить к изменению их физического состояния, т. е. трещиноватости, скважности сложения, и тем самым менять их водно-фильтрационные свойства.

Таковы наиболее общие черты взаимного влияния мерзлых толщ горных пород и подземных вод. В разных типах гидрогеологических структур, в различных мерзлотно-температурных зонах эти черты при обретают свои особенности, которые учитываются при мерзлотно-гидрогеологическом районировании, основные принципы которого будут изложены ниже.

IX-2. ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

В области распространения многолетнемерзлых пород подземные воды могут занимать пространственно различное положение по отношению к мерзлым толщам и по-разному с ними взаимодействовать.

В настоящее время существует несколько классификаций вод области многолетней мерзлоты, находящихся в жидкой фазе: Н. И. Толстихина, И. Я. Баранова, А. М. Овчинникова, В. М. Пономарева, А. И. Калабина и др. Классификации перечисленных выше авторов сведены А. И. Ефимовым (1961) в несколько упрощенном виде в табл. 36.

Наиболее последовательной является классификация Н. И. Толстихина, в основу которой положено пространственное взаимоотношение подземных вод и мерзлых толщ. Принимая эту классификацию за основу и внося в нее некоторые дополнения и уточнения, Н. Н. Романовский предлагает следующее подразделение подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород:

1. *Над мерзлотно-талые воды*, т. е. воды, находящиеся в талых слоях, перекрывающих многолетнемерзлые толщи. Среди них выделяются воды: а) сезонноталого слоя (СТС) и б) многолетних несквозных таликов (подрусловых, подозерных и «несливающейся мерзлоты»).

2. *Воды таликовых зон*, т. е. воды, двигающиеся в сквозных таликах, ограниченных мерзлыми породами по боковым поверхностям. Водопроводящие таликовые зоны являются теми путями, по которым осуществляется взаимная связь между поверхностными и надмерзлотно-талыми водами, с одной стороны, с водами подмерзлотно-талыми — с другой. Через таликовые зоны идет как питание, так и разгрузка различных типов подмерзлотно-талых и межмерзлотно-талых вод. Воды таликовых зон играют особую роль в процессе водообмена подземных и поверхностных вод области развития многолетнемерзлых горных пород.

3. *Подмерзлотно-талые воды* — это воды первого от подошвы мерзлой толщи водоносного горизонта, комплекса или трещиноватой зоны. Эти воды делятся на собственно подмерзлотно-талые, контактирующие и неконтактирующие, т. е. находящиеся с мерзлой толщей в определенном взаимодействии, и неконтактирующие глубинные, влияние которых на мерзлую толщу из-за большой глубины их залегания никак не проявляется.

4. *Межмерзлотно-талые воды* — это воды в немерзлых и талых слоях, ограниченных сверху и снизу слоями многолетнемерзлых пород и имеющими связь с другими категориями вод мерзлой зоны.

5. *Внутримерзлотно-талые воды* — это воды, заключенные в немерзлых и талых слоях и линзах, ограниченных со всех сторон мерзлыми породами. Они не имеют водообмена с другими типами вод мерзлой зоны.

IX-3. НАДМЕРЗЛОТНЫЕ ВОДЫ

Надмерзлотно-талые воды подразделяются на воды несквозных многолетних таликов и воды сезонноталого слоя, полностью промерзающие зимой.

Воды несквозных многолетних таликов разделяются на воды подрусловых, подозерных несквозных таликов и воды,двигающиеся в непромерзающих зимой слоях «несливающейся мерзлоты». Последние по особенностям своего образования, движения и воздействия на мерзлую толщу близки к водам сезонноталого слоя.

Все виды надмерзлотных вод относятся к верхней гидродинамической зоне свободного водообмена, в их питании существенную роль играют атмосферные осадки. По степени минерализации они относятся преимущественно к пресным водам. Исключение составляют надмерзлотные воды на побережье северных морей, в питании которых принимает участие морская вода, воды под солеными озерами, а также воды, распространенные в местах разгрузки сильно минерализованных глубинных вод.

Обычно надмерзлотные воды имеют свободный уровень в летний период и часто приобретают напор в период зимнего промерзания.

Как правило, воды несквозных многолетних таликов оказывают отепляющее воздействие на температурный режим горных пород. Этот эффект тем больше, чем водообильнее несквозная таликовая зона и чем быстрее движется в ней вода. Воды несквозных многолетних таликов могут использоваться для целей водоснабжения. В большей степени для этой цели пригодны воды подрусловых многолетних несквозных таликов. Имеется большое количество примеров их использования для промышленного и питьевого водоснабжения на Северо-Востоке СССР.

Воды сезонноталого слоя для водоснабжения обычно не используются в связи с сезонным характером их существования, малым дебитом водоносного горизонта и неблагоприятными санитарно-техническими условиями. Ввиду незначительного хозяйственного значения, эти воды в течение длительного времени исследовались мало, а если и изучались, то главным образом в связи с их влиянием на формирование некоторых мерзлотных физико-геологических явлений: бугров пучения, грунтовых наледей и др. Между тем особенности формирования и движения вод сезонноталого слоя существенным образом влияют на процессы теплообмена в слое сезонного оттаивания, тем самым определяя в значительной степени его динамику, глубины и температурный режим.

Воды сезонноталого слоя имеют преимущественно атмосферный источник питания. Питание за счет таяния снежников, выходов подземных вод из более глубоких горизонтов и за счет поверхностных вод имеет локальный характер и не определяет их общих черт.

При рассмотрении потока вод в сезонноталом слое (рис. 152), начиная от водораздельной линии до местного базиса эрозии, т. е. до тальвега долины, устанавливаются три зоны, где особенности питания вод, время их существования и степень конвективного воздействия на температурный режим пород различны.

Вниз от линии водораздела прослеживается зона, где воды возникают только в период выпадения дождей, а в период между дождями водоносный горизонт «срабатывается». Таким образом, каждая новая «порция» дождевой воды, просачиваясь, попадает непосредственно на мерзлый водоупор. Здесь эффект конвективного воздействия инфильтрующихся осадков на температурный режим пород наиболее значителен.

Таким образом, воды сезонноталого слоя в этой зоне питаются преимущественно атмосферными осадками, а водоносный горизонт появляется периодически.

Ниже по склону существует зона, где количество инфильтрующихся атмосферных осадков соизмеримо с количеством воды, поступающей с

вышерасположенных участков. Это зона смешанного атмосферно-грунтового питания. Водоносный горизонт здесь существует более длительное время, чем в первой зоне. Он срабатывается только в период длительного отсутствия дождей. Это зона периодически исчезающих вод сезонноталого слоя. При небольших перерывах между выпадением атмосферных осадков просачивающиеся сверху воды попадают на слой грунтовых вод, и их конвективное тепляющее воздействие относительно ослаблено.

В период промерзания сезонноталого слоя в этой зоне водоносный горизонт полностью срабатывается.

В третьей зоне, находящейся ниже по склону, водоносный горизонт в сезонноталом слое существует с момента начала оттаивания до конца

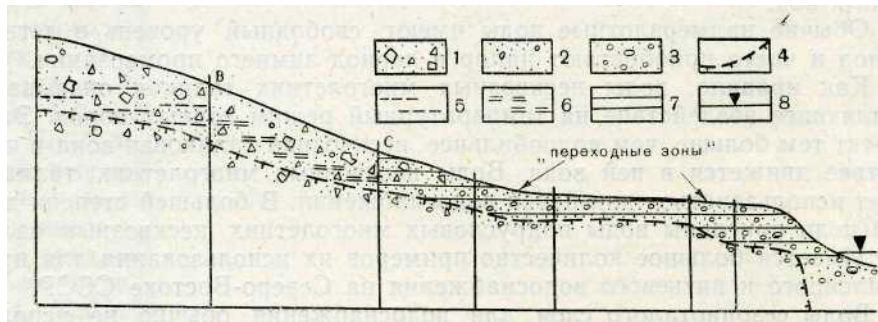


Рис. 152. Схематический мерзлотно-гидрогеологический разрез отложений сезонноталого слоя (от водораздела до тальвега долины): 1 — дрсва и щебень, заполнитель — песок; 2 — пески с галькой; 3 — галечник с песчаным заполнителем; 4 — граница многолетнемерзлых пород; 5 — зона периодического обводнения; 6 — зона периодически исчезающего обводнения; 7 — зона постоянного обводнения; 8 — уровень воды в реке

промерзания этого слоя. Доля грунтового питания здесь значительно превышает количество выпадающих и инфильтрующихся в пределах этой зоны атмосферных осадков. Последние всегда попадают на слой грунтовых вод и никогда не имеют непосредственного соприкосновения с верхней поверхностью мерзлой толщи. Конвективное влияние инфильтрующихся осадков здесь крайне незначительно. Это зона постоянно существующих вод сезонноталого слоя, имеющих преимущественно грунтовой характер питания.

В зоне постоянного обводнения надмерзлотные воды в процессе зимнего промерзания приобретают напор. Как следствие этого, образуются бугры пучения и грунтовые наледи.

Присутствие вод в слое сезонного оттаивания и особенности их существования в каждой из выделенных зон различно влияют на теплофизические свойства пород как в летний, так и в зимний периоды: на теплопроводность и теплоемкость мерзлых и талых пород, на их влажность в талом и льдистость в мерзлом состояниях.

Таким образом, воды в сезонноталом слое существенным образом влияют на верхние граничные условия температурного поля горных пород, с одной стороны, через изменение теплофизических свойств пород, определяющих условия кондуктивного теплообмена, с другой, — обуславливая особенности конвективного влияния вод в процессе их формирования и движения.

Изложенные представления о воздействии вод сезонноталого слоя на формирование его теплового и влажностного режимов позволяют:

а) более правильно подойти к картированию сезонного протаивания пород с учетом особенностей вод этого слоя и связанного с ними влажностного режима пород; б) уточнить особенности режима вод в указанных выше зонах сезонного талого слоя, и, наконец, в) выделить участки, где для расчета глубин сезонного промерзания и оттаивания применимы формулы, выведенные из предположения об исключительно кондуктивном теплопереносе в этом слое.

IX-4. ВОДЫ СКВОЗНЫХ ТАЛИКОВЫХ ЗОН

Воды сквозных таликовых зон, как уже указывалось выше, имеют исключительно важное значение в водообмене между различными типами вод области многолетнемерзлых пород.

Таликовые зоны имеют различные причины образования, а в связи с этим и разные гидрогеологические особенности. По факторам и условиям, определяющим их формирование, выделяются следующие основные типы таликовых зон.

1. Таликовые зоны выше местных базисов эрозии, т. е. на водораздельных поверхностях и склонах долин, образующиеся при определенном сочетании поверхностных и геологических условий.

2. Таликовые зоны под различными типами водоемов, где средняя годовая температура в донных отложениях для пресных вод выше 0° , а для соленых — выше температуры их замерзания.

3. Таликовые зоны тектонических дизъюнктивных нарушений и трещиноватых зон в пликативных дислокациях, обводненные за счет подземных вод.

Рассмотрим условия образования и гидрогеологические особенности выделенных выше таликовых зон.

1. Таликовые зоны выше местных базисов эрозии образуются в двух случаях: 1) когда положительные средние годовые температуры пород связаны только с теплообменом на поверхности земли (кондуктивный теплообмен, инфляционные талики) и 2) когда это имеет место в результате инфильтрации теплых осадков (конвективный теплообмен, инфильтрационные талики).

Распространение таликовых зон этого типа при соответствующих геологических условиях подчиняется широтной температурной зональности и высотной поясности. С юга на север их количество и размеры уменьшаются, а начиная с третьей мерзлотно-температурной зоны (где $4p < -3^{\circ}$) они практически отсутствуют.

Это объясняется, с одной стороны, понижением нормального уровня теплообмена, с другой — понижением теплосодержания летних атмосферных осадков и, как следствие этого, уменьшением их отепляющего влияния.

Подземные воды в такого рода таликовых зонах имеют преимущественно свободный уровень, нисходящий тип движения и слабую минерализацию.

2. Таликовые зоны под различными типами водоемов (озерами, реками, морем) возникают, если средняя годовая температура донных отложений для пресных вод выше 0° , а для соленых — выше температуры их замерзания. Такого рода сквозные талики распространены в пределах всей области развития многолетнемерзлых пород, однако их количество и размеры уменьшаются с юга на север. В области мощных низкотемпературных мерзлых толщ они развиты только под наиболее крупными реками и озерами, размеры которых соизмеримы с мощностью мерзлой толщи, и глубоководными участками моря. Эти талики

устойчивы во времени и в пространстве, а их динамика зависит главным образом от динамики водоемов.

Особенности подземных вод в такого рода таликовых зонах зависят от геологического строения дна водоема и состава вод.

Если в днищах водоемов водопроницаемые отложения развиты на небольшую глубину и подстилаются водонепроницаемыми толщами, то в такого рода таликах существуют грунтовые воды, имеющие ограниченную связь с другими категориями вод мерзлой зоны (подмерзлотными и межмерзлотными). Под морем, а особенно под озерами, они имеют слабый водообмен даже с поверхностными водами и часто застойный характер. Под реками направление их движения совпадает с уклоном долины, и водообмен достаточно активен.

Если же под водоемами на большую глубину отложения хорошо водопроницаемы, то под ними осуществляется активный водообмен между поверхностными и глубоко залегающими подземными водами. В этом случае воды таликовых зон имеют связь как с поверхностными и надмерзлотными водами, так и с подмерзлотными и межмерзлотными.

3. Таликовые зоны тектонических дизъюнктивных нарушений и трещиноватых зон в пликативных дислокациях, обводненные за счет восходящих подземных вод, имеют широкое развитие в самых разнообразных геологических и мерзлотных условиях. Эти таликовые зоны обусловлены тепляющим воздействием подземных вод. По своему положению в рельефе они могут быть подразделены на таликовые зоны: а) развитые на склонах долин и б) в их днищах.

Такие зоны весьма устойчивы во времени и встречаются как в южных районах, области распространения многолетнемерзлых пород, так и в северных районах.

При этом отмечается, что в южных районах таликовые зоны такого типа встречаются как при значительных, так и при весьма небольших дебитах источников подземных вод, а в районах с мощной низкотемпературной мерзлой толщей — только при весьма значительных дебитах. Ряд исследователей обращает внимание на то, что чем суровее мерзлотные условия территории, тем значительнее дебиты источников подземных вод. Это объясняется тем, что тектонические нарушения, по которым могло бы осуществляться восходящее движение вод с небольшими расходами, в суровых условиях бывают проморожены. Поток подземных вод концентрируется по наиболее значительным тектоническим нарушениям. При этом расходы источников резко возрастают, хотя общее их число значительно уменьшается. С такими источниками бывают связаны мощные многолетние наледи, столь характерные для Верхояно-Колымской горноскладчатой страны.

IX-5. ПОДМЕРЗЛОТНЫЕ ВОДЫ

Собственно подмерзлотные воды по особенностям их положения по отношению к мерзлым толщам целесообразно разделить на: 1) воды, контактирующие с мерзлой толщей, и 2) воды, отделенные от мерзлой толщи слоем пород, не содержащих гравитационную воду, т. е. неконтактирующие.

Последние, в свою очередь, по особенностям немерзлых пород, отделяющих их от нижней поверхности мерзлой толщи, следует делить на воды, отделенные водонепроницаемой толщей пород, и воды, отделенные водопроницаемой толщей. Таким образом, последние будут иметь

свободный уровень, который может испытывать и обычно в природной обстановке испытывает сезонные или многолетние колебания.

Подмерзлотные воды, контактирующие и неконтактирующие, но отделенные водонепроницаемым слоем пород, обычно имеют напор. При этом это относится не только к артезианским водам, но и к подмерзлотным водам в аллювии и к трещинным и трещинно-жильным водам кристаллических гидрогеологических массивов.

По температурному признаку подмерзлотные воды следует разделять на: а) имеющие положительную ($>0^{\circ}$) температуру (как пресные, так и соленые) и б) имеющие отрицательную температуру (соленые воды). Последние всегда являются водами контактирующими. К числу соленых подмерзлотных вод, имеющих отрицательную температуру, относятся воды,двигающиеся в соленосных геологических напластованиях, например воды в кембрийских породах Восточно-Сибирского артезианского бассейна, а также воды побережий северных морей. Последние возникли в результате насыщения морской водой пород различного генезиса и возраста в период морской трансгрессии. В дальнейшем, при регрессии моря, происходило многолетнее промерзание освобожденной из-под уровня моря земной поверхности. Подземные воды «отжимались» вниз в промерзающей толще пород, вступая в сложное взаимодействие сдвигающимися со стороны поднимающегося материка пресными, а также с морскими водами, по таликовым зонам. Они испытывали сложный метаморфизм химического состава. Такие воды описаны В. М. Пономаревым, П. Д. Сиденко и другими для нескольких пунктов Советского арктического побережья (р-на Амдермы, п-ва Нордвика, бухты Кожевникова и др.) и часто выделяются в особый тип вод «побережий северных морей».

Тепловое взаимодействие между контактирующими водами и мерзлыми толщами осуществляется как кондуктивным, так и конвективным путем, а с неконтактирующими — кондуктивным.

Различные по направлению, особенностям движения, температурному режиму и т. д. подмерзлотные воды могут оказывать различное тепловое влияние на мерзлые толщи: отепляющее, охлаждающее и нейтральное.

IX-6. МЕЖМЕРЗЛОТНЫЕ И ВНУТРИМЕРЗЛОТНЫЕ ВОДЫ

Среди межмерзлотных и внутримерзлотных вод по температурному признаку следует различать две категории. В первую входят имеющие отрицательные температуры соленые воды и рассолы. Они образуют с мерзлыми толщами пород термодинамически устойчивые системы. Возникают соленые межмерзлотные воды в результате промерзания толщ горных пород, содержащих горизонты соленых вод (вод соленосных геологических напластований или вод морского происхождения). Эти воды, имея низкие температуры замерзания, только охлаждаются, а водоупорные слои, перекрывающие и подстилающие их, или пласты, содержащие слабо минерализованные воды, переходят в многолетне-мерзлое состояние.

Во вторую категорию входят межмерзлотные и внутримерзлотные воды, имеющие положительную температуру и, как правило, слабо минерализованные. Система чередующихся многолетнемерзлых слоев пород со слоями и линзами водоносных пород, имеющих положительную температуру, термодинамически неустойчива. Неизбежно должна либо оттаять мерзлая толща ниже водоносного слоя, либо перемерзнуть водоносный слой. В первом случае эти воды из категории межмерз-

лотных перейдут в подмерзлотные, во втором — перестанут существовать в жидкой фазе.

Общим для такого рода межмерзлотных и внутримерзлотных вод является то, что они образуются в результате многолетнего промерзания возникшего несквозного талика. Такой процесс может иметь как локальный, так и региональный характер.

Известно (гл. XI), что в южной зоне области развития многолетнемерзлых пород в пределах Западно-Сибирской низменности имеет место двухслойное строение мерзлых толщ, обусловленное динамикой их развития в голоцене. Воды, находящиеся в слоях и линзах пород между двумя мерзлыми толщами, современной (верхней) и реликтовой (нижней), будут иметь межмерзлотный или внутримерзлотный характер.

Такого же рода воды встречаются вблизи южной границы области многолетнемерзлых пород и в других районах. Они могут быть связаны с межмерзлотными тальми слоями, возникшими за счет иных климатических изменений, обычно более кратковременных.

Межмерзлотные водоносные талики существуют по периферии осушающихся озер, под которыми талая зона несквозная. При значительном обмелении озер и начале формирования мерзлой толщи по всему их днищу в подозерном несквозном водоносном талике воды становятся внутримерзлотными.

В общем случае внутримерзлотные водоносные слои и линзы возникают в результате промерзания межмерзлотных водоносных слоев в различных условиях.

Весьма важным для формирования гидрологического режима межмерзлотных и внутримерзлотных водоносных таликов является динамика мерзлотного процесса в перекрывающих и подстилающих их многолетнемерзлых слоях. Они могут промерзнуть со стороны их кровли или развиваться в этом направлении. Положение верхней поверхности такого слоя может быть постоянно на каком-то отрезке времени. Таким же образом может меняться положение их нижней поверхности. При этом возможно различное сочетание в направлениях развития водоносного талика со стороны его кровли и подошвы.

Тепловое воздействие межмерзлотных вод на горные породы, как правило, отепляющее и зависит от степени их взаимосвязи и интенсивности водообмена с другими категориями вод мерзлой зоны. Чем больше интенсивность водообмена, тем больше кондуктивное отепляющее воздействие.

IX-7. ТЕПЛОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Тепловое взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых горных пород очень сложно и недостаточно изучено. Это взаимодействие начинается с момента проникновения атмосферных осадков и поверхностных вод в горные породы. Поток конвективного тепла, обусловленный их движением, совпадает по направлению с кондуктивным теплопоток за теплый период года в слое годовых теплооборотов. При этом в связи с сезонным промерзанием инфильтрация атмосферных осадков имеет место только летом, а в зимнее время отсутствует.

Таким образом, в областях питания происходит увеличение части теплооборотов, протекающих при положительных температурах на поверхности почвы. Это особенно важно для области развития многолетнемерзлых пород, когда средние годовые температуры ниже 0°. Наличие кондуктивного потока тепла, возникающего за счет инфильтрации

вод, может приводить к возникновению сквозных таликовых водопоглощающих зон.

Так, для района Алдана, как показано в VI11-5, сквозные таликовые зоны существуют в хорошо водопроницаемых породах при средней годовой температуре пород (без влияния инфильтрации) около $-2,0$ — $-2,5^{\circ}$.

В более северных районах атмосферные осадки, аккумулирующиеся в слое сезонного оттаивания, вызывают некоторое повышение среднегодовых температур горных пород и увеличение глубин протаивания, а в ряде случаев — возникновение и существование несквозных таликов с надмерзлотными водами. Примером могут служить источники надмерзлотных и питающихся за их счет межмерзлотных вод в районе г. Якутска, в том числе и источник Улахан-Тарын, вытекающий из песчаных отложений Бестяхской террасы (Ефимов, 1962).

В областях Крайнего Севера чрезвычайно малое количество осадков наряду с низкими среднегодовыми температурами пород практически исключает сколько-нибудь существенное влияние инфильтрации на мерзлотно-гидрогеологические условия.

Воды, формирующиеся в таликовых зонах, проникая под мерзлые толщи, становятся подмерзлотными и начинают активно взаимодействовать с ними.

Подземные воды, формирующиеся в водопоглощающих таликовых зонах, имеют: а) нисходящий характер, б) переменные в году температуры и переменный уровень свободной водной поверхности, в) температуру, более высокую, чем температура горных пород. Последняя сохраняется до глубины, где возникает равенство между температурой нисходящих вод и температурой горных пород. Выше этой глубины поток всегда оказывает тепляющее влияние на температурный режим горных пород.

Талики в областях атмосферного питания имеют специфические термодинамические условия существования, которые находят свое отражение в особенностях режима грунтовых вод, их влияния на динамику сезонномерзлого слоя, в тенденции к образованию перелетков, широком распространении аномально малых отрицательных геотермических градиентов и безградиентных температурных кривых (Чижов, 1964).

В пределах зоны тепляющего влияния потока подмерзлотных вод последние могут быть как контактирующими, так и неконтактирующими, т. е. могут быть отделены от мерзлой толщи различными по водопроницаемости породами.

Во всех указанных случаях, при неглубоком залегании от поверхности и небольшом удалении от таликовой зоны, воды характеризуются переменным в году температурным режимом, зависящим от колебаний температур в области питания и скорости их движения. На тех участках, где в потоке вод проявляются сезонные изменения температуры, в годовом цикле меняется их тепловое воздействие на мерзлую толщу. Нижняя граница последней меняет свое положение (пульсирует). Другими словами, толща многолетнемерзлых пород со стороны своей нижней поверхности имеет ежегодно протаивающий и промерзающий слой.

Особый интерес представляет случай, когда подмерзлотные воды отделены от мерзлой толщи слоем водопроницаемой породы и имеют переменный в году уровень и температурный режим. Такой случай возможен, когда уровень грунтовых вод в талой зоне находится ниже подошвы мерзлой толщи. Его колебания, возникающие в таликовой зоне и связанные с неравномерным поступлением инфильтрующихся атмо-

сферных вод, прослеживаются и под мерзлой толщей, постепенно затухая в сторону участков, где воды приобретают постоянный напор. Подобным же образом меняется в направлении движения их температурный режим. При этом по мере удаления от таликовой зоны происходит запаздывание максимального и минимального стояния уровней вод

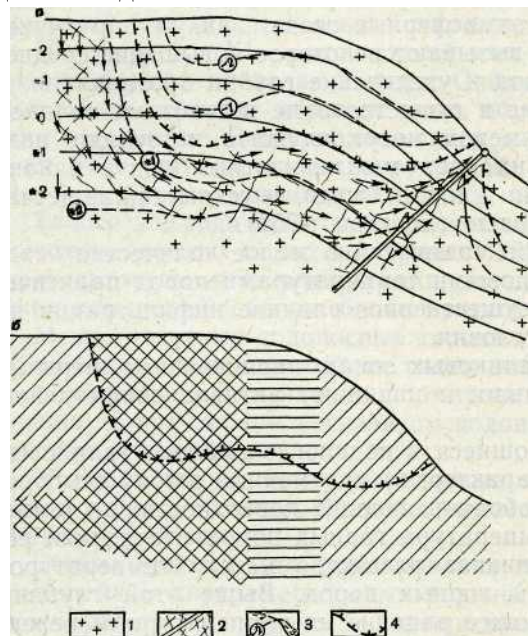


Рис. 153. Схема воздействия потока 'подземных вод, двигающегося в кристаллическом массиве, на его температурный режим и мощность многолетнемерзлых толщ: а — схема движения подземных вод и температуры кристаллического массива; 1 — кристаллические горные породы; 2 — разрывное нарушение и трещиноватость пород; 3 — изолинии температур нормального геотемпературного поля (сплошная линия) и при наличии конвективного воздействия потока подземных вод (пунктирная линия); 4 — нижняя граница многолетнемерзлых пород; 5 — направление движения лодземных вод; 6 — источник подземных вод; б — схема расположения зон различного воздействия подземных «од на температурный режим горных пород того же массива: 7 — зона отепляющего воздействия (мощность многолетнемерзлых пород понижена или они отсутствуют) ; 8 — зона охлаждающего воздействия (мощность мерзлых толщ повышена); 9 — зона отсутствия конвективного воздействия (мощность мерзлых толщ нормальная)

температура водовмещающих горных пород. Следовательно, в этой области поток I вод начинает оказывать на горные породы охлаждающее влияние. Это может быть иллюстрировано схемой, ода которой показано различное влияние подземных вод на тепловой режим горных пород кристаллического массива (рис. 153).

Охлаждая горные породы, проникающие в глубь земли, воды сами нагреваются. На этот эффект, происходящий в глубоких молодых раз-

ниже мерзлой толщи и максимальных и минимальных значений их температур. Поэтому воздействие этих вод на мерзлую толщу снизу меняется не только по величине, но и во времени для разных сечений потока.

Существование слоя ежегодного оттаивания и промерзания на нижней поверхности мерзлой толщи определяет наличие в ней температурных колебаний со стороны ее подошвы при средней годовой температуре пород ниже 0° в этом слое. Все изложенное относится к зоне сезонного колебания температур подмерзлотных вод и их уровней. Ниже залегает зона многолетних колебаний температур и уровней подмерзлотных вод, режим которых связан с многолетними колебаниями теплообмена и количеством выпадающих осадков на поверхности земли. Положение нижней границы зоны отепляющего влияния подземных вод на температурный режим горных пород также изменяется в многолетнем цикле в связи с изменением температуры пород на поверхности земли.

Ниже зоны отепляющего влияния потока нисходящих вод их температура становится более низкой, чем

ломах в Верхояно-Колымской горноскладчатой стране, указывает А. И. Калабин (1960).

Таким образом, нисходящий поток вод, если он движется ниже толщи многолетнемерзлых горных пород, приводит к нарушению нормального геотермического поля в сторону его охлаждения¹. Тем самым меняются нижние граничные условия существования многолетнемерзлых горных пород за счет уменьшения потока тепла к подошве мерзлой толщи со стороны подстилающих ее талых слоев. Мощность мерзлой толщи в этом случае увеличивается.

Такого рода эффект должен наблюдаться до тех пор, пока поток вод не приобретает направления движения параллельно направлению изолиний температур нормального температурного поля и не выравниваются его гидродинамические и температурные параметры (рис. 153). Поток вод с установившимися температурными и гидродинамическими параметрами, направленный перпендикулярно к внешнему (по отношению к нему) кондуктивному потоку тепла, не воздействует на последний и не меняет нормального температурного поля горных пород.

Воды, имеющие восходящее направление движения, имеют более высокую температуру по сравнению с нормальными температурами водовмещающих горных пород. Такого рода подмерзлотные воды воздействуют на температурный режим горных пород отепляюще. Они приводят к сокращению мощностей мерзлых толщ по сравнению с нормальными, а в местах разгрузки восходящий поток подземных вод является часто основной причиной развития таликовых зон.

Следует иметь в виду, что при рассмотрении особенностей теплового воздействия вод на температурный режим горных пород в области развития многолетнемерзлых толщ в конкретных условиях наблюдается более сложная и разнообразная картина. Чередование зон в пространстве не столь закономерно. Например, в ряде случаев, особенно при коротких путях движения вод от участков их питания к участкам разгрузки, может полностью отсутствовать зона охлаждающего влияния вод. При сложном геологическом строении единый поток подмерзлотных вод многократно может менять направление и скорость движения. В результате этого зоны относительного охлаждения, «нейтрального» и отепляющего влияния могут неоднократно чередоваться.

IX-8. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Выше указывалось, что взаимодействия различных типов подземных вод с мерзлыми толщами имеют свои особенности в различных геолого-тектонических условиях.

Гидрогеологическое районирование области развития многолетнемерзлых пород строится на тех же принципах, что и гидрогеологическое районирование других территорий земного шара (Толстихин, 1965). В гидрогеологическом районировании, построенном по единым принципам, для области развития многолетнемерзлых пород необходимо только учесть специфику, которую накладывают мерзлотные условия на гидрогеологические особенности территорий. Аналогичным образом при мерзлотном районировании нужно учитывать те особенности в распространении, температурном режиме, мощностях и строении мерзлых толщ, которые обуславливаются гидрогеологическими факторами.

¹ Наличие зоны охлаждающего влияния потока подземных вод на температурный режим горных пород для области отсутствия многолетней мерзлоты было изучено и физически обосновано Н. А. Огильви (1959).

Обзорное гидрогеологическое районирование заключается в выделении основных гидрогеологических структур первого порядка. В пределах структур первого порядка при более детальном районировании выделяются структуры второго и более высоких порядков. К гидрогеологическим структурам первого порядка относятся артезианские бассейны открытого типа, гидрогеологические массивы и гидрогеологические складчатые области.

Артезианские бассейны открытого типа в геоструктурном отношении представляют собой области платформ и характеризуются двухэтажным строением. Нижний этаж сложен кристаллическими и метаморфическими дислоцированными породами и представляет собой фундамент. Верхний этаж представлен преимущественно осадочными породами различного состава, генезиса и возраста. Для него характерно спокойное малонарушенное залегание пород и наличие платформенного типа геологических структур. Верхний этаж называют чехлом. Для артезианских бассейнов характерно преимущественное развитие вод слоистых осадочных отложений и вулканогенных образований, в основном межпластовых и в меньшей степени грунтовых. Примером могут служить артезианские бассейны Западной и Центральной Сибири.

Гидрогеологические массивы представляют собой выступы кристаллического фундамента, частично прикрытые четвертичным покровом или вовсе обнаженные. Это сооружение одноэтажное. Гидрогеологические массивы входят как составные части в платформенные и геосинклинальные горноскладчатые области. Наиболее крупными гидрогеологическими массивами, представляющими самостоятельные гидрогеологические структуры первого порядка, являются кристаллические щиты Балтийский, Анабарский, Алданский. Для гидрогеологических массивов характерно развитие трещинных, трещинно-жильных, а также пластово-трещинных вод слоисто-кристаллических, метаморфических, магматических и осадочных пород.

Гидрогеологические горноскладчатые области представляют собой горные сооружения, различные по возрасту, рельефу, характеру неотектонических движений, состоящие из сложного сочетания гидрогеологических массивов, относящихся к хребтам, и межгорных артезианских бассейнов замкнутого типа, занимающих межгорные тектонические впадины и краевые прогибы.

При этом межпластовые воды в слоистых осадочных отложениях и вулканогенных образованиях имеют в целом подчиненное значение. Удельный вес их возрастает в молодых складчатых областях.

Многолетнемерзлые горные породы в пределах артезианских бассейнов открытого типа имеют различное распространение и мощность. Обычно их развитие наиболее четко подчиняется широтной зональности.

В южной части области многолетнемерзлых пород в артезианских бассейнах бывает заморожена зона аэрации с заключенными в ней верховодками и частично грунтовые воды зоны насыщения. Севернее, помимо зоны грунтовых вод, становятся замороженными верхние артезианские водоносные горизонты, а еще дальше и глубокие артезианские водоносные горизонты. Это приводит к глубоким преобразованиям гидрогеологической обстановки территории. По мнению Н. И. Толстихина (1956), пределом возможного распространения промерзания является граница между гидрохимическими зонами пресной и солоноватой вод. Однако новые данные свидетельствуют о перемерзании в определенных условиях зоны солоноватых вод, а также о глубоких преобразованиях соленых вод в зоне частичного промерзания и охлаждения, выражаю-

щихся в образовании солоноватых льдов и увеличении солености вод в результате выкристаллизации льда.

Прерывистость многолетнемерзлой толщи в пределах артезианских бассейнов существенным образом определяет развитие зон питания и разгрузки артезианских вод, а также существование зоны грунтовых вод.

По этому признаку Н. И. Толстихин (1956) предлагает различать среди артезианских бассейнов:

- а) артезианские бассейны вне мерзлой зоны, например Московский;
- б) бассейны в зоне распространения островной мерзлоты, сковавшей часть грунтовых вод и вод зоны аэрации, — Иркутский;
- в) бассейны в пределах территории с водораздельно-таликовой и долинно-таликовой мерзлой зоной, сковавшей значительную часть зоны аэрации, грунтовые воды, «прихватившей» часть межпластовых безнапорных вод на водоразделах, — Верхнеленский;
- г) бассейны в районах, характеризующихся наличием только долинно-таликовой зоны, при отсутствии таликов на водоразделах и других положительных элементах рельефа. Большая часть зоны аэрации грунтовых и безнапорных межпластовых вод проморожена. Замерзли также верхние артезианские горизонты — Якутский;
- д) бассейны, расположенные в более сложной мерзлотно-геологической обстановке. Например, в пределах артезианского бассейна могут иметься части, совсем лишенные мерзлой зоны, наряду с другими частями, отличающимися наличием разных типов мерзлой зоны, — Печорский и Западно-Сибирский.

Гидрогеологические массивы, представляющие собой кристаллические щиты, по прерывистости мерзлой зоны, очевидно, целесообразно разделить на: 1) массивы вне мерзлой зоны; 2) массивы с «островной мерзлотой» — Балтийский; 3) с долинно- и водораздельно-таликовой мерзлой зоной — Алданский; 4) с долинно-таликовой — Анабарский.

В гидрогеологических горноскладчатых областях процесс развития мерзлой зоны значительно более сложен, чем в артезианских бассейнах. Здесь наряду с широтной зональностью в изменении характера теплообмена на поверхности земли проявляется еще и высотная поясность. Существенно возрастает роль экспозиции местности, инверсионного распределения температур воздушных масс в зимнее время, микроклиматическая обстановка и распределение водопроницаемых и водоупорных толщ. Строение мерзлых толщ в горно-складчатых районах изучено хуже, чем в артезианских бассейнах. Поэтому в грубой схеме среди гидрогеологических складчатых областей можно по мерзлотно-геологическим условиям различить области:

- а) отсутствия многолетнемерзлых пород, например Карпатская;
- б) с наличием «островной мерзлоты», охватывающей часть зоны аэрации и грунтовых вод, — Памирская, Тянь-Шаньская, Алтайская;
- в) с наличием водораздельно- и долинно-таликовой мерзлой зоны, охватывающей часть грунтовых вод зоны насыщения на водоразделах и в долинах, — Витимо-Патомская;
- г) с наличием только долинно-таликовой мерзлой зоны, при отсутствии, как правило, таликов на положительных элементах рельефа. Мерзлая зона сковала воды зоны аэрации, большую часть грунтовых трещинных вод коры выветривания и грунтовых вод межгорных артезианских бассейнов. Охвачена мерзлой зоной также часть более глубоко-козалегающих трещинно-жильных напорных вод горных сооружений и

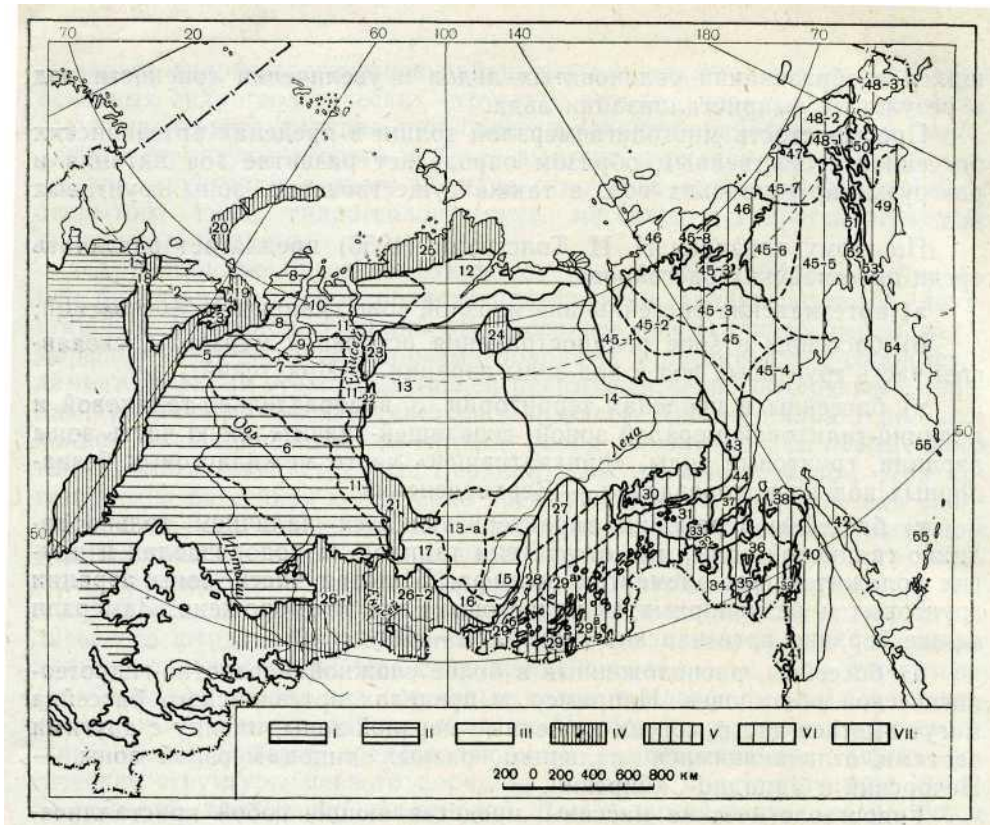


Рис. 154. Карта-схема гидрогеологических структур артезианских бассейнов и гидрогеологических складчатых областей (по Н. И. Толстихину).

I — Артезианские бассейны Восточно-Европейского севера: 1—Северо-Двинский артезианский бассейн (северо-восточная часть бассейна); 2—Печорский; 3—Усинский; 4—Коротайхинский.

II — Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн: 5—Северное Зауралье; 6—Обский правобережный; 7—Обский северный; 8—Ямальский; 9—Тазовский; 10—Гыданский; // — Енисейский.

III — Восточно-Сибирский сложный артезианский бассейн: 12—Хатангский; 13—Тунгусский; 13а—Ангарский; 14—Якутский; 15—Верхне-Ленский; 16—Иркутский; 17—Канский.

IV—Гидрогеологические складчатые области и артезианские бассейны: 18—Тиманская; 19—Уральская; 20—Новоземельская; 21—Енисейская; 22—Туруханская; 23—Хантайская; 24—Анабарская; 25—Таймырская; 26—Таннуола-Саянская.

V — Восточно-Сибирская сложная гидрогеологическая складчатая область: 27—Патомо-Витимская; 28—Байкало-Чарская; 29—Даурская; 29а—Северная Даурия; 29б—Селенгинская Даурия; 29в—Нерчинская Даурия; 29г—Зачикойский горячеводский район.

VI — Гидрогеологические складчатые области и артезианские бассейны Южной Якутии и южной части Дальнего Востока: 30—Алданская; 31—Станового хребта; 32—хребтов Тукурингра-Джагды; 33—Верхне-Зейский артезианский бассейн; 34—Нижне-Зейский; 35—Буреинская гидрогеологическая область; 36—Буреинский артезианский бассейн; 37—Удинская гидрогеологическая область; 38—Амгунь-Амурская; 39—гидрогеологические районы Амурский и Уссурийский; 40—Сихотэ-Алиньская гидрогеологическая складчатая область; 41—Приханкойский артезианский бассейн; 42—Сахалинская гидрогеологическая складчатая область.

VII — Гидрогеологические складчатые области и артезианские бассейны востока и северо-востока Сибири: 43—Юдома-Майская; 44—гидрогеологическая область хребта Джугджур; 45—Верхояно-Колымская сложная гидрогеологическая область; 45-1—Верхоянская; 45-2—Яно-Колымская; 45-3—гидрогеологическая область хребта Черского; 45-4—Охотская; 45-5—Колымская; 45-6—Юкагирская; 45-7—Аннуйская; 45-8—Алазейская; 46—Яно-Колымский артезианский бассейн; 47—Чаунский; 48—Чукотская гидрогеологическая область; 48-1—Анадырское плоскогорье; 48-2—Анадырский хребет; 48-3—Чукотский район; 49—Корякская гидрогеологическая складчатая область; 50—Анадырский артезианский бассейн; 51—Пенжинский; 52—Пенжинская область; 53—Парапольский артезианский бассейн; 54—Камчатская гидрогеологическая область; 55—Курильская

верхние артезианские водоносные горизонты межгорных артезианских бассейнов — Верхояно-Колымская;

д) с наличием более сложных мерзлотно-гидрогеологических условий. Например, Тимано-Уральская, на юге которой нет мерзлой зоны, а на севере развита мерзлая зона различных типов до долинно-таликовой включительно. Также сложна Восточно-Сибирская складчатая область (Толстихин, 1956).

Гидрогеологическое районирование области распространения мерзлых пород по Н. И. Толстихину иллюстрируется картой-схемой гидрогеологических структур — артезианских бассейнов и гидрогеологических горноскладчатых областей (рис. 154).

IX-9. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОСНОВНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Подземные воды **артезианских бассейнов** открытого типа отличаются следующими основными особенностями:

1. Относительно равномерным распределением вод по пластам водопроницаемых пород.
2. Зависимостью в распределении вод по пласту, их химического состава и характера движения от генезиса, состава сложения, свойств и особенностей залегания пород.
3. Направлением стока от периферии бассейна к его центральным, наиболее погруженным частям.
4. Большими ресурсами напорных подземных вод, а также значительными ресурсами грунтовых вод.
5. Отчетливо выраженной гидродинамической и гидрохимической зональностью.

В области развития многолетнемерзлых пород на эти основные черты накладываются определенные особенности.

1. Значительная часть грунтовых вод в результате многолетнего промерзания переходит в лед, и ресурсы их значительно сокращаются. При этом сокращение ресурсов грунтовых вод с юга на север связано с уменьшением количества и размеров таликовых зон, как сквозных, так и несквозных.

2. Площади таликовых зон в области питания межпластовых напорных вод больше на юге, меньше на севере. В крупных сложенных породами бассейнах, например Восточно-Сибирском, область питания может быть только в южной части бассейна. На севере она проморожена. Разгрузка вод в пределах северной части бассейна также практически отсутствует, во всяком случае в пределах материка.

3. Сложная динамика развития мерзлых толщ определяет возникновение межмерзлотно-артезианских водоносных слоев, например, в пределах Западной Сибири. В других случаях эта динамика мерзлотно-артезианских условий приводит к изменению напора артезианских вод различных горизонтов: при промерзании артезианских подмерзлотно-артезианских водоносных пластов происходит повышение напора воды за счет развития криогенного давления при переходе воды в лед. При оттаивании мерзлых толщ в изолированных системах внутрипластовое давление воды может резко падать.

Так, в Якутском артезианском бассейне подземные воды в отложениях верхней юры и нижнего мела имеют пониженный напор, не достигающий абсолютной отметки уровня моря. Кроме того, для него характерны существенные изменения по площади. В то же время подстилаю-

щие их нижнеюрский и палеозойский водоносные комплексы имеют положительные пьезометрические уровни. От указанного выше водоносного комплекса они отделены региональным водоупором.

Наличие аномально низких пьезометрических уровней давно привлекло к себе внимание исследователей, но долго не находило удовлетворительного объяснения. Только в 1963 г. А. Н. Косолапов, рассмотрев условия развития мерзлых толщ Якутского артезианского бассейна во времени и пространстве, дал достаточно обоснованное с физической и достоверное с мерзлотно-гидрогеологической точки зрения объяснение. Он указал, что в процессе формирования мерзлых толщ в пределах рассматриваемого артезианского бассейна существенно менялся гидравлический режим водоносных горизонтов. Промерзание водоносных артезианских слоев в областях питания ухудшало условия водообмена и приводило к возникновению аномально высоких пластовых давлений воды. Поскольку промерзание шло медленно, большая часть вод успевала отжаться из пласта по таликовым зонам, главным образом проходящим по тектоническим нарушениям в северной части бассейна в области разгрузки. Это весьма вероятно, поскольку даже при очень суровом мерзлотном режиме в области разгрузки таликовые зоны по тектоническим нарушениям с крупнодебитными источниками вполне могли существовать.

В дальнейшем потепление и деградация мерзлых толщ приводили к снятию криогенного напора в области питания, а как следствие этого, и во всем водоносном комплексе, исчезновению источников в области разгрузки и возможному перемораживанию таликовых зон по тектоническим нарушениям.

Минимальные значения положения пьезометрических уровней в указанной гидравлической системе после снятия криогенного напора должны соответствовать отметке подошвы мерзлой толщи в области питания.

Большой разброс в положениях пьезометрических уровней водоносного комплекса верхней юры и нижнего мела объясняется рядом причин, главной из которых является то, что пластовое давление в настоящее время восстанавливается, но в связи с неодинаковыми водопроницаемыми свойствами пород, наличием межпластовых водоупоров и т. д. восстановление идет неравномерно.

В нижележащих водоносных комплексах нижней юры и палеозоя пластовое давление остается обычным для артезианских бассейнов в связи с тем, что область их питания находится южнее, многолетнемерзлые породы здесь имеют прерывистое распространение и не препятствуют существенно инфильтрации атмосферных и поверхностных вод.

При возникновении высоких внутрислоевых давлений в результате промерзания межмерзлотных и подмерзлотных артезианских водоносных слоев возможно формирование крупных пластовых залежей инъекционных льдов.

4. Существенное значение в распределении мощностей мерзлых толщ в пределах артезианских бассейнов имеет характер тектонического строения территории и неотектонические движения. В структурах второго или более высокого порядка, представляющих собой опускания (синклинали), мощность мерзлых толщ, как правило, выше чем в структурах поднятий (антиклиналях) или на территории развития разрывных дислокаций как со смещениями, так и без них. Это обусловлено: а) преимущественно нисходящим движением вод во впадинах или их устойчивым режимом, а также меньшей плотностью потока геотермического тепла в таких структурах; б) более интенсивным водообменом и

преимущественно восходящим движением вод в поднятиях и на участках развития значительных по размерам разрывных тектонических дислокаций, особенно омоложенных новейшими движениями.

Примером указанному может служить Якутский артезианский бассейн, где значительные мощности мерзлых толщ до 500—700 м приурочены к центральным частям впадин Линдинской, Лунхинской и др., а пониженные мощности (до 150—200 м) — к поднятиям Якутскому, Мунскому и Усть-Виллюйскому надвигу (рис. 155).

Направление движения вод в сторону, например, Усть-Виллюйского надвига подчеркивается и распределением гидрохимических зон. Здесь размеры зоны пресных и солоноватых вод резко сокращены по сравнению с впадинами за счет развития более мощной зоны соленых вод, залегающей ближе к поверхности.

5. Гидрохимическая зональность в артезианских бассейнах открытого типа в области развития многолетнемерзлых пород обычно хорошо сохраняется. При этом зона пресных вод иногда достигает нескольких сот метров. Проморожена бывает только ее верхняя часть. Такие условия существуют, например, в Якутском артезианском бассейне.

В тех случаях, когда зона пресных вод была сокращена в результате близкого залегания к поверхности земли соленосных геологических напластований, она может быть полностью промороженной. Зоны солоноватых, соленых вод и рассолов находятся в охлажденном (ниже 0°) состоянии. При этом зона солоноватых вод, а в суровых условиях и зона соленых вод могут быть полностью охлажденными (а частично и замерзшими), а зона рассолов — охлажденной в верхней своей части. Такие условия, например, существуют в пределах Центральной Сибирской платформы.

Гидрогеологические массивы характеризуются следующими основными чертами:

1. Преимущественно трещинным и трещинно-жильным типом водовмещающих пустот, которые и определяют характер движения вод.

2. Неравномерным обводнением пород в массиве.

3. Преимущественным распространением грунтовых вод.

4. Центробежным направлением стока вод от центральных, наиболее приподнятых частей, к краевым, пониженным.

5. Отсутствием обычно отчетливо выраженной гидрохимической зональности, преимущественным развитием зоны пресных вод.

6. Наличием термальных вод, приуроченных главным образом к глубинным омоложенным разломам.

Трещиноватость пород обычно уменьшается с глубиной, исключение составляют зоны глубинных разломов.

В области развития многолетнемерзлых пород отмечаются следующие особенности подземных вод гидрогеологических массивов.

Г. Уменьшение ресурсов грунтовых вод в связи с их промораживанием. При наличии практически сплошной зоны мощных многолетнемерзлых пород, как например, в пределах Анабарского кристаллического массива, зона грунтовых вод полностью проморожена.

2. В зоне несплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью от нескольких десятков до 100—200 м ниже мерзлой зоны часто отмечается повышенная трещиноватость пород. Возникновение ее связано с расширением первоначальной системы трещин в результате процессов промерзания — протаивания при колебаниях нижней поверхности мерзлой толщи.

3. Возникновение таликовых зон на плоских водораздельных поверхностях определяется в значительной степени отепляющим влиянием

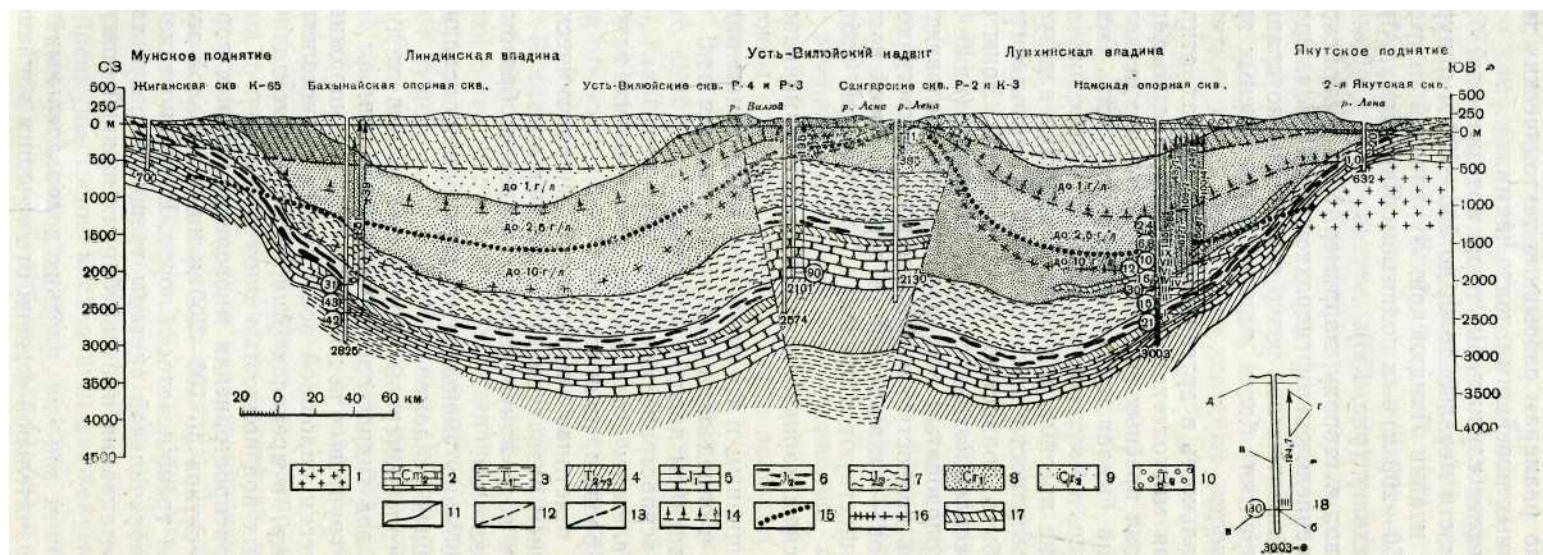


Рис. 155. Схематический гидрогеологический, профиль по линии Якутск — Жиганск (по А. Н. Косолапову): 1— архей (изверженные и метаморфические породы); 2— средний кембрий (преимущественно известковые породы); 3— нижний триас (песчаники, аргиллиты, алевролиты); 4 — средний и верхний триас (алевролиты, песчаники, аргиллиты); 5 — нижняя юра (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 6—средняя юра (песчаники, глины, алевролиты); 7 — (верхняя юра (песчаники, алевролиты, глины, угли); 8— нижний мел (пески, песчаники с линзами алевролитов, аргиллитов и углей); 9 — верхний мел (каолинизированные пески с линзами и прослоями глин); 10— третичные отложения (преимущественно песчаные отложения с линзами галечников, иногда углей); 11 — стратиграфические границы; 12 — предполагаемые линии тектонических нарушений (Усть-Вилуйский надвиг); 13— нижняя граница многолетней мерзлоты; 14 — нижняя граница распространения пресных вод; 15—граница распространения «од с минерализацией до 2,5 г/л; 16 — граница распространения вод с минерализацией до 10 г/л; 17—относительно-водоупорные горизонты; 18 — схематическое изображение скважины: а) ствол скважины, б) интервал опробования и его номер, в) минерализация пластовых вод (г/л), определенная после установления постоянства состава, г) величина приведенного пьезометрического уровня и его графическое изображение, д) уровень моря, е) глубина скважины, м. П р и м е ч а н и е . Косая штриховка в верхней части разреза — область распространения многолетнемерзлых пород

инфильтрации атмосферных осадков и подчиняется той же зональности, что и в пределах платформенных областей.

4. Присутствие таликовых зон и выходов подземных вод по крупным тектоническим разломам, омоложенным в четвертичное время, даже при наличии мощных мерзлых толщ с низкими температурами.

В горноскладчатых гидрогеологических областях гидрогеологические особенности определяются сочетанием характерных черт, присущих гидрогеологическим массивам этих областей и межгорным артезианским бассейнам замкнутого типа.

Для гидрогеологических массивов горноскладчатых областей в зоне развития многолетнемерзлых толщ весьма существенным является проявление высотной мерзлотной поясности. Повышение суровости мерзлотно-температурного режима горных пород и увеличение мощности мерзлых толщ с увеличением абсолютных отметок обуславливает резкое уменьшение в этом направлении распространения и ресурсов грунтовых вод вплоть до их полного отсутствия.

Основные ресурсы подземных вод сосредоточены в пределах пониженных частей массивов, особенно в пределах долин рек. Для этих частей характерно, во-первых, наличие зоны повышенной трещиноватости ниже подошвы мерзлой толщи. Во-вторых, здесь бывают развиты бассейны напорных трещинных вод. В этих бассейнах подземные воды непосредственно контактируют с нижней подошвой мерзлой толщи, которая и обуславливает возникновение в них напора. Такие бассейны были выделены и изучены в Верхояно-Колымской сложной гидрогеологической горноскладчатой области.

Существенное значение для гидрогеологических особенностей кристаллических массивов горноскладчатых областей имеет характер новейшей тектоники. К подвижным в настоящее время или в недавнем прошлом омоложенным разломам приурочены обычно выходы глубинных вод, часто термальных, а в ряде случаев и пресных низкотемпературных. По таким зонам, совмещенным с речными долинами, часто происходит сложный водообмен между поверхностными и подмерзлотными водами.

К выходам источников из глубоких водоносных трещиноватых тектонических зон обычно приурочены крупные наледы. Описанные особенности весьма характерны, например, для Верхояно-Колымской гидрогеологической складчатой области.

В пределах гидрогеологических массивов обычно развиты все категории вод мерзлой зоны, за исключением межмерзлотных и внутримерзлотных. Наибольшими ресурсами характеризуются подмерзлотные трещинные воды криогенных напорных бассейнов и воды таликовых зон тектонических дизъюнктивных нарушений.

В артезианских бассейнах замкнутого типа, приуроченных к межгорным впадинам, предгорным прогибам и другого рода тектоническим понижениям, существенное значение имеют целый ряд факторов, влияющих на их гидрогеологические и мерзлотные особенности. В первую очередь эти бассейны обычно приурочены к тектонически мобильным зонам, испытавшим опускание на фоне общего поднятия горной страны. Здесь развиты глубокие тектонические нарушения разрывного типа, по которым может осуществляться гидравлическая связь между пластовыми и пластово-трещинными водами различных водоносных горизонтов и комплексов.

В артезианских бассейнах рассматриваемого типа в зависимости от их положения в рельефе глубины эрозионного вреза долин бывают различными. При больших глубинах эрозионного вреза в сферу дрени-

рующего влияния речной сети могут вовлекаться не только грунтовые воды междуречных пространств, но и артезианские воды. Это обуславливает возникновение значительной по глубине зоны активного водообмена, существенным образом влияющей на условия формирования мерзлых толщ.

Развитие мерзлых толщ в пределах межгорных артезианских бассейнов подчиняется как широтной, так и высотной зональности. Все это приводит к формированию сложных и разнообразных мерзлотных и гидрогеологических условий в их пределах.

Особенно ярким примером формирования таких сложных условий являются межгорные впадины Байкальского типа. В их пределах известны мерзлые толщи до нескольких сот метров мощности. При этом они имеют сложное строение, что предопределяет, в частности, наличие межмерзлотных напорных вод, реликтовых деградирующих мерзлых толщ, залегающих на глубине в несколько десятков метров от поверхности, выше которых имеются воды, надмерзлотные в несквозных таликах и т. д.

Наличие разрывных нарушений как по периферии межгорных артезианских бассейнов, так и в осевых частях структур приводит к формированию в них сквозных таликовых зон. При этом такие тектонические нарушения могут быть водопоглощающими и по ним могут осуществляться питание и разгрузка артезианских вод, часто подмерзлотного типа.

В то же время при незначительной тектонической нарушенности пород в пределах артезианских бассейнов и относительно неглубоком их эрозионном расчленении возможно формирование в их пределах довольно мощных мерзлых толщ. Подземные воды межпластового типа имеют здесь ограниченный водообмен и незначительный подземный сток.

Приведенные выше представления об особенностях подземных вод в основных типах гидрогеологических структур в пределах области распространения мерзлых толщ изложены в самых общих чертах. В значительной степени это определяется ограниченностью знаний об особенностях взаимодействия мерзлых толщ горных пород и подземных вод в различных геоструктурных и мерзлотных условиях. Однако эта проблема в настоящее время активно разрабатывается. Ее актуальность определяется необходимостью решения вопросов правильного прогнозирования поисков подземных вод в области развития многолетнемерзлых пород, их рациональной эксплуатации, искусственного регулирования ресурсов подземных вод и использования их для целей водно-тепловой мелиорации мерзлых толщ.



Сопоставление основных схем классификаций жидкой фазы подземных вод

Н. И. Толстикян (1941)		И. Я. Баранов (1940)				А. М. Овчинников (1954)	
Надмерзлотные	Воды деятельного слоя	Воды рыхлых четвертичных, отложений	Аллювиальные	Обычные	Воды локальных таликов или в долинах, при островной мерзлоте; свободные или со слабым напором	Верховодка	
	Подрусовые			Связанные с многолетней мерзлотой		Надмерзлотные воды, временно (сезонно) напорные, в надмерзлотных таликах-питание атмосферное или за счет подтока вод с больших глубин	Воды деятельного слоя
	Воды промежуточные						Грунтовые
Межмерзлотные	Подозерные, конусов выноса и др.				Меж мерзлотные воды, слабонапорные или напорные, воды горизонтальных или секущих таликов (восходящие потоки)	Надмерзлотные воды	
	Воды многолетних таликов					Межмерзлотные	
Подмерзлотные	Воды надмерзлотного питания				Подмерзлотные воды в основании долин, напорные, соединяются таликами с другими типами	Артезианские	
	Воды подмерзлотного питания						Подмерзлотные воды
Подмерзлотные	Воды, близкие к мерзлой зоне: пластовые, трещинные, карстовые. Низкотемпературные, иногда с отрицательной температурой	Воды коренных пород, обычные и подмерзлотные	Делювиальные и элювиальные	Сезонного типа, питание инфильтрационное или за счет подтока из коренных пород, во многом аналогичны издмерзлотным аллювиальным водам. Свободные, пеже напорные			
	Воды глубокие: пластовые, трещинные, карстовые, трещинно-жилльные		Пластовые, нормально-осадочных пород	Напорные и со свободным зеркалом			
			Пластово-трещинные, осадочно-метаморфических пород	Напорные и со свободным зеркалом; концентрируются в виде горизонтов			
			Карстовые, карбонатных пород	Циркулируют по трещинам и разнообразным полям			

Трещинно-
жильные

Напорные и со свободным зеркалом, циркулируют по трещинам различного типа

кой фазы подземных вод области многолетнемерзлых горных пород

А. М. Овчинников (1954)	В. М. Пономарев (1953)			А. И. Калабин (для Северо-Востока СССР, 1957)		
Верховодка Воды деятельного слоя	Грунтовые	Воды, находящиеся во взаимодействии с гидрографической сетью	Сезонноталого слоя (верховодка)	Над толщей мерзлых пород	Надмерзлотные (грунтовые, почвенные)	Воды деятельного слоя между речий горных районов
Грунтовые Надмерзлотные воды			Залегающие выше местного базиса эрозии			Воды деятельного слоя равнины и низменностей
Межмерзлотные			Непромерзающие в течение года	Над толщей мерзлых пород, под ней и в сквозных таликах		Воды замкнутых таликов речных долин надмерзлотного питания
Артезианские Подмерзлотные воды		В отложениях террас и подрусловые	Промерзающие в зимний период	Над толщей мерзлых пород		Воды замкнутых таликов речных долин смешанного питания
		Воды морского происхождения		Над толщей мерзлых пород		Воды замкнутых таликов конусов выноса, террас аллювиальных долин
	Артезианские (пластовые и пластово-трещинные)	Воды, находящиеся во взаимодействии с гидрографической сетью		Ниже толщи мерзлых пород и в сквозных таликах	Межмерзлотные (межпластовые)	Воды сквозных таликов: пластово-поровые, трещинные, трещинно-карстовые
		Воды, находящиеся во взаимодействии с морем		В толще мерзлых пород и под ней		Пластовые воды речных долин
		Воды, находящиеся во взаимодействии с гидрографической сетью		Ниже толщи мерзлых пород и в сквозных таликах	Подмерзлотные (артезианские, межпластовые)	Воды, залегающие под или вблизи нижней поверхности вечной мерзлоты пород: пластово-поровые, пластово-трещинные, трещинно-жилые трещинно-карстовые
Трещинные и карстовые		Воды, находящиеся во взаимодействии с морем		В толще мерзлых пород и под ней		Воды глубокие пластово-трещинные, трещинные, трещинно-карстовые Воды горячие и теплые; береговой полосы; материковые

**РАЙОНИРОВАНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД**

**X-1. ЦЕЛИ, ЗАДАЧИ И ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ ОБЛАСТИ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД**

1. ЦЕЛИ И -ЗАДАЧИ МЕРЗЛОТНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Под районированием территории многолетнемерзлых пород понимается разделение ее на части, в пределах которых качественные и количественные характеристики мерзлых толщ, являющиеся признаками районирования, одинаковы и отличаются от подобных характеристик других выделенных частей.

«В процессе районирования круг рассматриваемых вопросов бывает различным в зависимости от того, является ли районирование комплексным, отражающим исследуемую материальную систему с наибольшей полнотой, или частным, касающимся ее отдельных сторон, или специальным, преследующим определенную узкую практическую цель» (Баранов, 1965).

Признаки районирования могут быть различными в зависимости от объекта районирования, размера районируемой территории и масштаба карт, на которых проводится районирование, но в любых случаях они должны характеризовать коренные, существенные его стороны.

Мерзлотное районирование является достаточно сложным в силу следующих обстоятельств.

1. Мерзлотные условия формируются в тесной взаимосвязи с комплексом климатических, геологических и географических условий; поэтому мерзлотное районирование должно выполняться на основе геолого-географического районирования.

2. Геологические и географические условия сами включают большое число взаимосвязанных факторов, что затрудняет подразделение территории на районы по комплексам этих факторов, тем более, что площади распространения отдельных факторов часто не совпадают между собой.

3. Чем проще комплекс факторов или признаков, по которым производится районирование, тем легче оно выполняется, но в то же время уменьшается количество сведений, получаемых от такого районирования. Наоборот, при районировании на основе более сложных комплексов учитываемых факторов информация, даваемая картами районирования, возрастает, но сама задача районирования усложняется и затрудняется. Поэтому всегда приходится искать оптимальный комплекс факторов, по которому районируют, при этом выбор такого оптималь-

ного комплекса факторов зависит от целей и масштаба районирования.

4. В результате районирования рассматриваемой территории получается некоторое количество выделенных районов или таксономических единиц, отличающихся друг от друга по тем или иным признакам. Количество выделяемых районов тем больше, чем: а) обширнее и разнообразнее районизируемая территория; б) чем мельче выбираемые пределы изменений факторов, например, температуры, литологических особенностей пород и др., по которым производят районирование, и в) чем сложнее комплекс этих факторов. Отсюда ясно, что при районировании территории в тех или иных целях могут получаться различные количества районов в зависимости от методов или принципов районирования. При этом необходимо стремиться к оптимальному числу районов, так как излишняя детализация усложняет задачу, а недостаточная — приводит к меньшей определенности информации, получаемой в результате районирования.

5. Отдельные факторы в природном комплексе обычно отличаются друг от друга по своему географическому распространению и влиянию на весь комплекс мерзлотных условий. Это обстоятельство приводит, во-первых, к необходимости оценки относительного значения отдельных факторов, а во-вторых, к введению сложных таксономических единиц различных порядков, например, подразделения территории на зоны, зон на области, областей на районы и т. д.

6. Значение того или иного фактора в рассматриваемом их комплексе является при районировании относительным и зависит от его целей и масштаба. Например, мерзлотные условия можно районировать по температурам пород, по характеру образующихся криогенных текстур, по распространению и характеру мерзлотных физико-геологических явлений и пр.

Вопросы мерзлотного районирования разработаны относительно мало. Обобщение имеющихся к настоящему времени схем и принципов районирования области многолетнемерзлых пород и разработка общих положений по схематическому мерзлотному районированию произведены И. Я. Барановым в его монографии (1965).

2. ПРИНЦИПЫ МЕРЗЛОТНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Основным принципом общего мерзлотного районирования является положение, что мерзлотные условия на данной территории определяются характером теплообмена на поверхности земли (зональный признак по И. Я. Баранову, 1965) и комплексом геолого-географических условий (региональный признак по И. Я. Баранову).

Районирование той или иной территории должно производиться на основе предварительной региональной классификации многолетнемерзлых толщ. Общие принципы таких региональных классификаций мерзлых толщ приведены в параграфе VIII-8. В соответствии с этим в пределах выделенных при районировании территориальных единиц, характеризующихся одинаковой климатической и геолого-географической обстановкой и при достаточно сходной истории развития, должны наблюдаться одинаковые мерзлотные условия.

В настоящее время имеется несколько карт районирования области распространения мерзлых пород, выполненных на различной основе различными авторами. По существу все авторы обзорных мерзлотных карт в той или иной мере занимались районированием территории распространения мерзлых пород, так как они подразделяли ее на зоны, области, районы по некоторым мерзлотным признакам. Таковы карты

распространения вечной мерзлоты В. Ф. Тумеля (1946), М. И. Сумгина (1937), С. Г. Пархоменко (1937) и др. Но в последующее время мерзлотное районирование стало производиться на более комплексной основе, отражающей формирование мерзлых толщ в результате теплообмена в определенных геолого-географических условиях. Это новое направление развития районирования еще нельзя считать завершенным, но уже появились новые карты районирования области распространения мерзлых пород. К числу таких комплексных районирований относятся мерзлотные районирования области распространения многолетне-мерзлых пород на территории СССР В. А. Кудрявцева (1954), А.И.Попова (1958), И. Я. Баранова (1960) и др.

Х-2. ТЕМПЕРАТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В. А. КУДРЯВЦЕВЫМ

Выполняя районирование области распространения многолетне-мерзлых пород, В. А. Кудрявцев (1954) основывался на следующих положениях.

1. Толщи мерзлых горных пород находятся в тесной взаимосвязи и взаимодействии со всем комплексом геолого-географической обстановки. Каждому типу комплекса природных условий соответствуют вполне определенные характеристики мерзлых толщ. История развития мерзлых толщ идет в соответствии с геологической историей развития района. Этим определяются общие закономерности формирования и развития мерзлых толщ.

2. Каждый из факторов геолого-географической обстановки взаимодействует с мерзлыми толщами в виде двусторонних частных связей. В различной обстановке эти частные закономерности проявляются по-разному.

3. Изучение количественной оценки этих связей позволяет дать цифровые характеристики для различных регионов и широтных зон.

4. Наиболее общей характеристикой мерзлых толщ, связанной со всеми остальными характеристиками, является температура пород в подошве слоя ее сезонных колебаний. В закономерностях формирования этих температур наиболее полно отражаются указанные выше общие и частные связи мерзлых толщ с комплексом геологических и географических условий. Через закономерности формирования температуры верхних горизонтов мерзлых толщ наиболее полно могут быть вскрыты закономерности распространения, залегания мерзлых толщ, их мощностей и криогенного строения, а также формирования сезонноталого и сезонномерзлого слоев, мерзлотных процессов и явлений, динамики и истории развития мерзлых толщ.

Выбор в качестве основного фактора районирования температуры пород у подошвы слоя сезонных колебаний и наличие закономерной связи этой температуры с климатическими и другими важнейшими факторами формирования мерзлых пород (см. гл. III) дает возможность выделить определенные мерзлотно-температурные зоны.

Это подразделение на температурные зоны, выражающее частную закономерность теплообмена на поверхности земли, сочетается с важнейшими геологическими и географическими условиями, в которых она проявляется. Таковыми, как было выяснено, являются геологические, геоморфологические, гидрогеологические и геоботанические условия, влияние которых учитывается при проведении основного температурно-районирования.

За границы раздела мерзлотно-температурных зон В. А. Кудрявцев принял положение геоизотерм у подошвы слоя сезонных колебаний температуры со значениями 0, —1°, —3, —5 и 10°. Такое подразделение для обзорного районирования вполне достаточно и было предложена еще В. Ф. Тумелем. Таким образом, выделяется пять зон с изменениями температур пород: в первой зоне от 0 до —1°, во второй — от —1 до —3°, в третьей — от —3 до —5°, в четвертой — от —5 до —10° и в пятой — от —10° и ниже. Среднее за длительный период времени положение нулевой геоизотермы принимается за южную границу распространения; многолетнемерзлых пород.

Узкий диапазон изменения температуры в первой зоне и близость ее к 0° приводят к тому, что влияния различных факторов сказываются здесь относительно очень резко.

Вследствие изменений теплообмена и повышения или понижения среднегодовых температур верхнего слоя мерзлых пород, нулевая геоизотерма соответственно смещается к северу или к югу. Среднее ее положение, рассчитанное за достаточно длительный промежуток, является как бы осью колебаний южной границы многолетнемерзлых пород.

Мощности мерзлых толщ в первой зоне не превышают 30—40 м, а распространение их имеет спорадический характер. Направление процесса их развития неустойчивое; так, достаточно локального изменения одного какого-либо фактора, чтобы мерзлые толщи начали появляться или исчезать. Первая зона является переходом собственно области многолетнемерзлых пород в область их отсутствия.

Во второй зоне (среднегодовые температуры грунтов от —1 до —3°) изменения слабодействующих факторов уже не приводят к резким изменениям мерзлых толщ. Последние более устойчивы и их мощности более значительны, порядка 30—150 ж, и они распространены в виде массивов, разобщенных таликами. Эта зона является переходом от прерывистого к относительно сплошному распространению мерзлых толщ.

Остальные три зоны относятся к области сплошного распространения мерзлых толщ. Выделение трех относительно низкотемпературных зон мерзлых пород проводится по следующим соображениям.

При нижней предельной среднегодовой температуре пород в третьей зоне —5° талики могут образовываться только под влиянием сильнодействующих геологических и географических факторов, таких, как: 1) очень резкое колебание рельефа (врез до 1000 ж), 2) крупных гидрологических и гидрогеологических факторов (большие реки и водоемы, гидротермы), 3) деятельность человека.

Мощность мерзлых толщ в третьей зоне достигает 200—250 м и больше. Поэтому даже сильнодействующие геологические и географические факторы здесь не всегда приводят к образованию сквозных таликов.

Северная граница четвертой зоны — среднегодовая температура пород —10° —выбрана на том основании, что ниже этой температуры мощность мерзлых толщ достигает 400—600 ж, а в некоторых случаях и больше. Сплошность мерзлых пород здесь может нарушаться только* под влиянием исключительно сильных факторов, действующих на больших площадях. Мерзлые породы пятой зоны можно относить к арктическому типу.

Так как температуры пород очень сильно зависят от геолого-геоморфологических и гидрогеологических условий, температурную зональность пород необходимо сочетать с геолого-геоморфологическим *и*

гидрогеологическим районированием, учитывая также зональность распространения различных типов растительности.

По геоморфологическим чертам область распространения мерзлых пород делится на провинции, определяющие характер комплекса геолого-геоморфологических условий, причем основными являются три макротипа:

- 1 — горноскладчатые области,
- 2 — плоскогорья и плато,
- 3 — равнины.

За основу гидрогеологического районирования В. А. Кудрявцев (1954) принял схему районирования Н. И. Толстихина (1941), а зоны распространения различных типов растительности установлены по геоботаническому районированию, выполненному Советом по изучению производительных сил АН СССР (СОПС АН СССР «Естественно-историческое районирование СССР», Изд-во АН СССР, 1947).

На основе гидрогеологического районирования область распространения мерзлых пород подразделяется на:

- 1) гидрогеологические горноскладчатые области,
- 2) гидрогеологические массивы,
- 3) артезианские бассейны.

Границы гидрогеологических областей выделяются в соответствии с геологическими единицами районирования.

Так как границы гидрогеологических провинций часто совпадают с геоморфологическими, причем вторые могут включать несколько первых, В. А. Кудрявцев на своей карте (рис. 156) приводит геоморфологические провинции, указывая принадлежность к ним той или иной гидрогеологической провинции.

Деление геоморфологических провинций на области и районы принято более крупное, чем в геоморфологическом районировании Института географии АН СССР. На карту геоморфологического районирования были нанесены также геоботанические зоны.

Совмещение этой карты с картой мерзлотной температурной зональности дает карту температурного районирования области распространения мерзлых пород в пределах СССР. При этом пересечения границ геоморфолого-гидрогеологических провинций и районов с границами температурных зон образуют мерзлотно-температурные провинции и районы с учетом геолого-географических условий.

На полученной таким образом карте (рис. 156) приняты следующие территориальные единицы районирования и соответствующие им индексы и нумерация зон, провинций и районов.

Указанные выше пять температурных зон обозначены соответственно различной штриховкой в порядке понижения температур пород.

Геоморфологических провинций выделено 11, и они обозначены заглавными буквами русского алфавита следующим образом:

- А — Балтийский кристаллический щит,
- Б — равнины севера Европейской части СССР,
- В — Урал и Новая Земля,
- Г — Западно-Сибирская низменность,
- Д — горы Средней Азии и Южного Казахстана,
- Е — горы южной Сибири,
- Ж — Средне-Сибирское плоскогорье,
- З — горы Монголо-Маньчжурского типа,
- И — горы и низменности Дальневосточного края,
- К — горы и низменности Восточной Якутии и Дальневосточного севера,

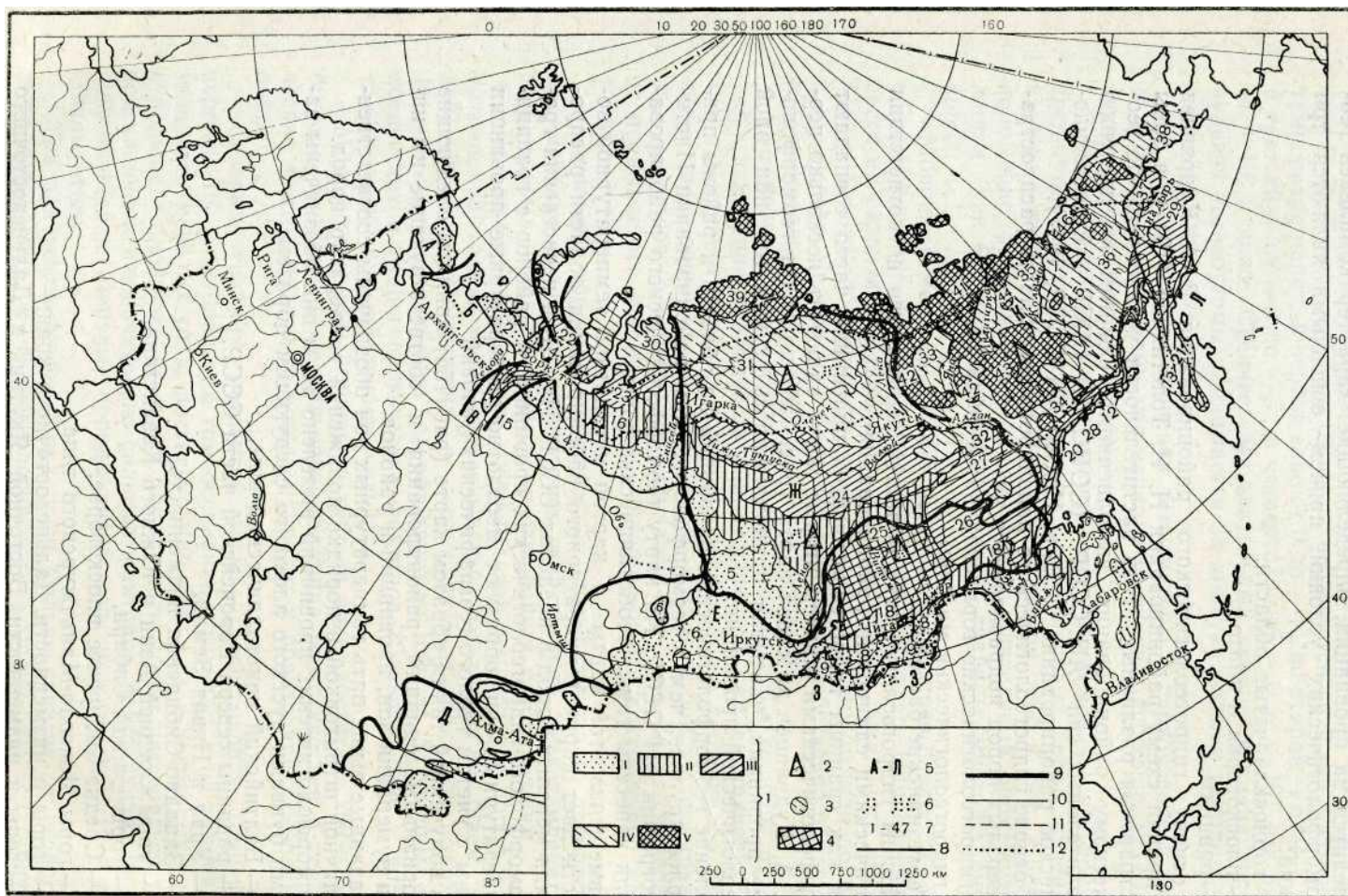


Рис. 156. Схематическая карта температурного районирования области распространения многолетнемерзлых пород В. А. Кудрявцева: У—температурные зоны: I—от 0 до -1° , II—от -1 до -3° , III—от -3 до -5° , IV—от -5 до -10° , V—ниже -10° ; 2—участки с аazonальными температурами, более высокими, чем типичные; 3—участки с аazonальными температурами, более низкими, чем типичные; 4—Забайкальский тип распространения мерзлых толщ с температурами от 0 до -5° ; 5—геоморфологические провинции; 6—обозначения геоботанических зон (Л—лес, Т—тундра, С—степь, ЛТ—лесотундра и т. д.); 7—номера районов; 8—южная граница распространения мерзлых пород; 9—границы геоморфологических провинции; 10—границы районов; 11—полярный круг; 12—границы геоботанических зон

Л — вулканические горы и межгорные впадины Дальнего Востока. Гидрогеологические особенности на карте В. А. Кудрявцева отмечаются следующими индексами: гм — гидрогеологические массивы, аб — артезианские бассейны, го — гидрогеологические горноскладчатые области.

Принадлежность к той или иной геоботанической зоне определяется индексами: Т — тундра, ЛТ — лесотундра, Л — лесная, ЛС — лесостепная, которые ставятся вверху обозначения геоморфологической провинции.

Мерзлотно-температурные районы обозначаются последовательно арабскими цифрами независимо от принадлежности к той или иной зоне или провинции. Порядок номеров принят с запада на восток и от первой температурной зоны к пятой. Всего выделено 47 районов.

Таким образом, при обозначении района В. А. Кудрявцев указывает: температурную зону (римская цифра), геоморфологическую провинцию с геоботаническими и гидрогеологическими индексами и номер района. Например, район 4 в Западной Сибири обозначается 1-1аб-4 и т. д. В своей работе В. А. Кудрявцев рассматривает особенности геолого-географических условий в каждом районе, указывает пределы изменения типичных зональных температур и дает порайонное мерзлотно-температурное описание характера распространения мерзлых пород.

Х-3. МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД А. И. ПОПОВЫМ

А. И. Попов (1958) положил в основу своего мерзлотно-геологического районирования области вечной мерзлоты следующие признаки:

- 1) геологическое и тектоническое строение территории и литологические особенности горных пород;
- 2) пространственное распространение вечной мерзлоты в зависимости от геологического строения и физико-географических условий;
- 3) мерзлотно-литологические особенности мерзлых толщ в зависимости от их температуры, мощности, условий образования;
- 4) распределение льдистости в мерзлых горных породах как наиболее существенный показатель геолого-исторических условий формирования многолетнемерзлых толщ (различаются эпигенетические и сингенетические мерзлые толщи).

Учитывая эти особенности, А. И. Попов подразделяет область распространения многолетнемерзлых пород на двадцать районов, обозначенных на схематической карте соответствующими штриховками и римскими цифрами (рис. 157).

На территории каждого из выделенных районов распространены приблизительно одинаковые условия по указанным выше четырем признакам. Но это не значит, что при переходе из одного района в другой меняются все эти признаки. Изменение одного или двух основных условий уже может достаточно повлиять на характер мерзлых пород, чтобы рассматривать данную территорию как особую таксономическую единицу.

Так, например, полигональные жильные льды распространены в районах IX, XII, XIII, что, несомненно, указывает на сходство комплекса литологических и климатических условий, обуславливающих образование трещинных льдов в этих районах. Но различия по другим существенным признакам заставляют рассматривать эти районы как отдельные единицы.

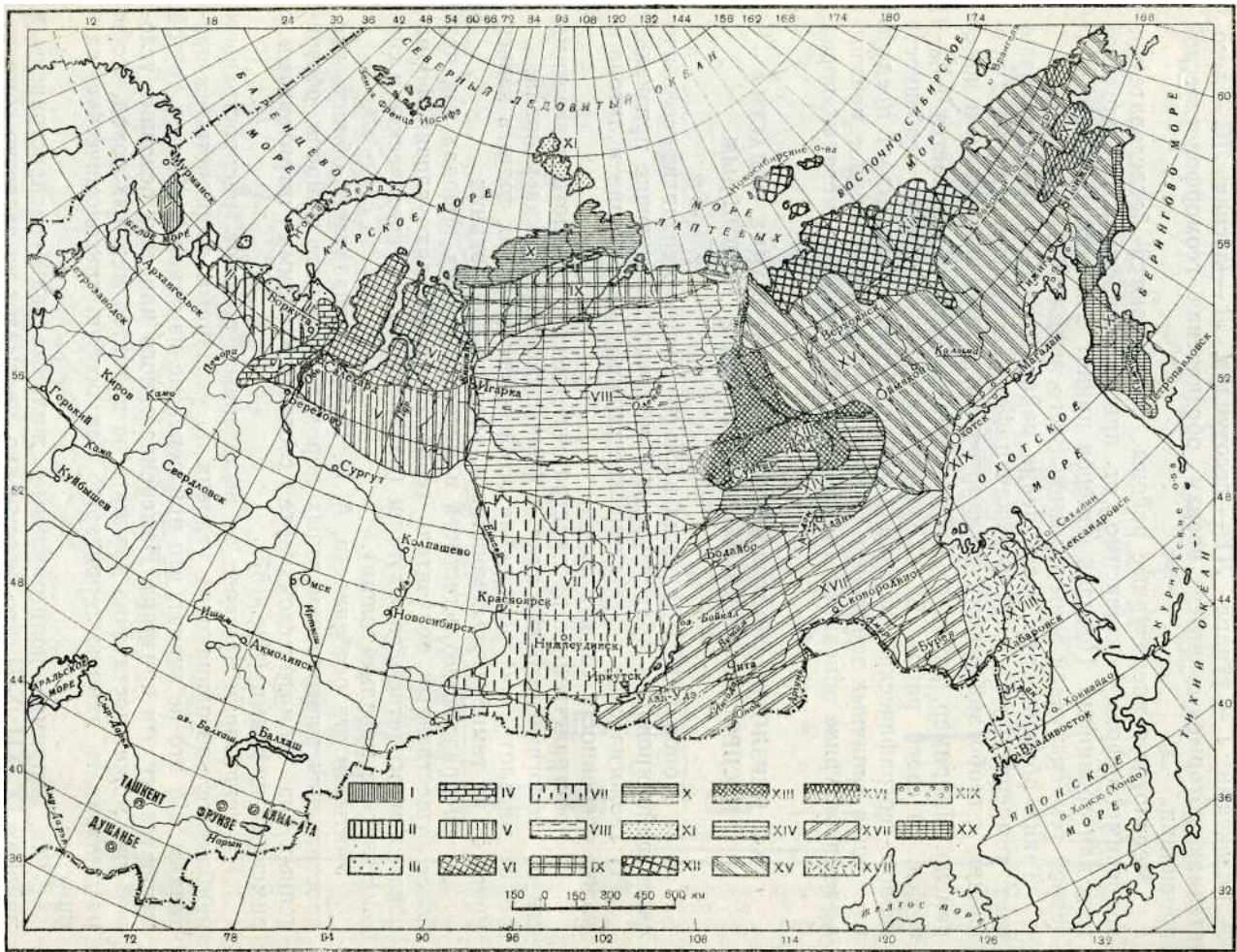


Рис. 157. Схематическая карта мерзлотно-геологических районов области вечной мерзлоты в СССР А. И. Попова: I — Кольский, II — Канинско-Печорский, III — Малоземельско-Большеземельский, IV — Полярно-Уральский, V — Таяжный Западно-Сибирский, VI — Тундровый Западно-Сибирский, VII — Южно-Тунгусский, VIII — Северо-Тунгусский, IX — Южно-Таймырский, X — Северо-Таймырский, XI — Северо-Земельский, XII — Приморско-Новосибирский, XIII — Лено-Вилейский, XIV — Лено-Алданский, XV — Верхояно-Колымский, XVI — Анадырский, XVII — Забайкальский, XVIII — Дальневосточный, XIX — Охотско-Прибрежный, XX — Камчатско-Олюторский

Обоснованность выделения А. И. Поповым указанных выше районов различна. Так, например районы V и VI в северной Сибири отличаются определенностью и выдержанностью литологии, растительного покрова, рельефа и мерзлотных условий, что позволяет распространять с большой уверенностью результаты исследований, полученные в некоторых точках, на территорию всего района. Некоторые другие районы, особенно XVII — Забайкалье, отличаются разнообразием геологических и географических условий. По В. А. Кудрявцеву, эти районы характеризуются особым развитием азональных мерзлотных условий, нетипичных для данного района. В дальнейшем при детализации мерзлотных исследований и укрупнения их масштаба подобные районы, по-видимому, придется подразделять на более мелкие единицы.

Вообще метод районирования области распространения мерзлых пород по А. И. Попову основан на учете типов или комплексов мерзлотных условий, выражающихся суммарно в ландшафте, в широком географическом понимании этого термина. Такой генетический подход ценен, так как он, в частности, использует отражение истории образования рассматриваемых мерзлых пород в их криогенных (ледяных) текстурах и структурах и таким образом стремится дать динамическую картину развития мерзлых пород.

X-4. РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И. Я. БАРАНОВЫМ

И. Я. Баранов составил и опубликовал в 1960 г. геокриологическую (мерзлотную) карту области распространения многолетнемерзлых пород в СССР масштаба 1 : 10 000 000 (рис. 158), выражающую зональность изменения мощности многолетнемерзлых пород и распространение характерных криогенных физико-геологических явлений как выразителей динамики мерзлотных процессов и в некоторой мере гидрогеологических условий.

Составляя указанную выше карту, И. Я. Баранов основывался на следующих соображениях.

Неоднородность зональных, региональных и местных условий развития мерзлых толщ определяет разнообразие генетических типов и разновидностей последних, особенности их состава, свойств и строения, различие в характере их распространения и динамики.

Зональные закономерности, свойственные определенным широтным зонам и высотным поясам Земли, отражают причинные зависимости формирования мерзлых толщ от космических и планетарных факторов. Они являются наиболее общими и обуславливают конфигурацию Северной и Южной околополярных областей, и развитие в их пределах криогенных образований.

Региональные закономерности отражают зависимости развития и распространения сезонно- и многолетне-

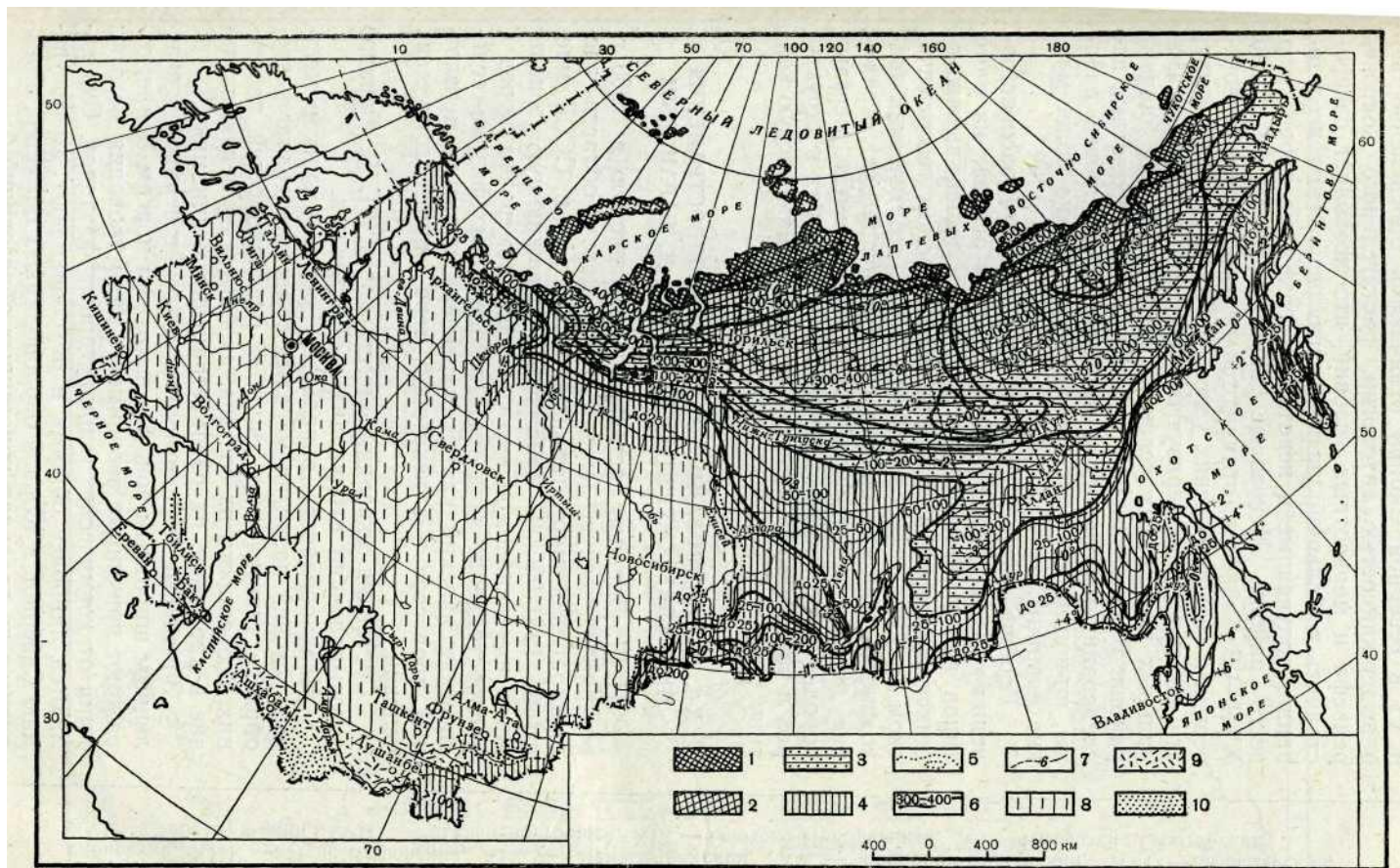


Рис. 158. Геокриологическая карта СССР (переработанная карта И. Я. Баранова). Вариант общих комплексных геокриологических карт мелкого масштаба: 1 — полигенетические мерзлые толщи большой мощности, сформировавшиеся в плейстоцене, в основном на аллювиальных равнинах, практически непрерывные, с широким развитием сингенетических и эпигенетических полигональных ледяных жил; 2 — древние поли генетические мерзлые толщи с сингенетическим горизонтом в пределах аллювиальных равнин и интенсивным развитием эпигенетических мерзлых толщ «в горных районах (плейсто-

цен), малопрерывистые, с меньшей интенсивностью развития сингенетических и эпигенетических полигонально-жильных льдов в настоящее время (в сравнении с предыдущей зоной); 3 — древние (плейстоценовые) и более поздние мерзлые толщи (до современных включительно), имеющие различный генезис, значительно прерывистые, с реликтовыми макроструктурными ледяными образованиями; 4 — мерзлые толщи исторического возраста, в низменных и плоскогорных районах имеющие островное распространение, в горных районах ковровое (мозаичное) и островное распространение с частыми следами вытянутых ледяных и полигонально-жильных образований; 5 — границы распространения многолетнемерзлых пород; 6 — пределы максимальных мощностей толщ многолетнемерзлых пород, м; 7 — изотермы для подошвы слоя сезонного промерзания; 8 — зона систематического сезонного промерзания и охлаждения почв; 9 — зона спорадического сезонного промерзания и охлаждения почв; 10 — зона кратковременного сезонного промерзания и охлаждения почв

цен), малопрерывистые, с меньшей интенсивностью развития сингенетических и эпигенетических полигонально-жильных льдов в настоящее время (в сравнении с предыдущей зоной); 3 — древние (плейстоценовые) и более поздние мерзлые толщи (до современных включительно), имеющие различный генезис, значительно прерывистые, с реликтовыми макро-структурными ледяными образованиями; 4 — мерзлые толщи исторического возраста; в низменных и плоскогорных районах имеющие островное распространение, в горных «районах ковровое (мозаичное) и островное распространение с частыми следами вытаявших ледяных и полигонально-жильных образований; 5 — граница распространения многолетнемерзлых пород; 6 — пределы максимальных мощностей толщ многолетнемерзлых пород, м; 7 — изотермы для подошвы слоя годовых колебаний температуры (в горных районах температура показана для долин и котловин); 8 — зона систематического сезонного промерзания; 9 — зона спорадического сезонного промерзания и охлаждения почв; 10 — зона кратковременного сезонного промерзания и охлаждения почв

мерзлых пород, а также сопутствующих им образований от природных условий, свойственных крупным естественно-историческим областям Земли (равнинам, плоскогорьям и горным странам).

Региональные геокриологические особенности обуславливаются в первую очередь рельефом данного региона, его геологическим строением и местоположением внутри области распространения мерзлых толщ. В результате воздействия местных факторов часто возникают азональные мерзлотные особенности, иногда затушевывающие проявление зональности и региональных закономерностей развития мерзлых толщ.

Указанные выше закономерности комплексно влияют на формирование мощностей мерзлых пород, которые поэтому отражают все эти закономерности и являются важнейшей характеристикой мерзлых толщ.

Мерзлотные (криогенные и посткриогенные) физико-геологические явления (древний и современный термокарст, многолетние бугры пучения, наледы, талики) являются результатом и отражением современных и былых криогенных процессов, а их развитие в известной мере характеризует развитие мерзлотных процессов на территории их распространения.

Исходя из этих соображений, И. Я. Баранов выразил зональность изменения мощности многолетнемерзлых пород, подразделив территорию их распространения на семь зон с мощностями мерзлых толщ: 1—до 25 ж, 2 — от 25 до 100 м, 3 — от 100 до 200 м, 4 —от 200 до 300 ж, 5 —от 300 до 400 м, 6 —от 400 до 500 м и 7 —больше 500 ж. Кроме того, он отметил на своей карте распространение современного и древнего термокарста по жильным и нежилым подземным льдам, многолетних и сезонных бугров пучения, наледей и сплошных и прерывистых таликов (рис. 158).

Х-5. РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕ-МЕРЗЛЫХ ПОРОД П. Ф. ШВЕЦОВЫМ¹ И ДРУГИМИ ИССЛЕДОВАТЕЛЯМИ

Вопрос о мерзлотном районировании рассмотрен П. В. Швецовым в 1956 г. Он указывал, что при районировании необходимо учитывать не только количественные признаки (температуру, мощность и характер распространения мерзлых толщ), но и коренные с геологической точки зрения качественные признаки горных пород. По его мнению, ведущими признаками зоны многолетнемерзлых толщ являются литологические особенности пород, их строение и положение в макро- и мезорельефе. Он вводит понятие «геокриологической формации»,

¹ По книге И. Я. Баранова (1965).

которую определяет «как типичную для определенного участка, района или области мерзлую толщу земной коры, сравнительно однородную по составу, строению, температуре, мощности, глубине залегания от поверхности почвы, степени и характеру прерывистости в пространстве, водоносности и водопроницаемости горных пород» (Швецов, 1956). Сущность обзорного геокриологического (мерзлотного) районирования П. Ф. Швецов видит в создании схемы распространения основных геокриологических (мерзлотных) формаций, а более детального районирования — в выделении серий фаций и отдельных фаций.

Геокриологические формации, распространяющиеся на целые области, он предлагает расчленять на серии геокриологических фаций, а в пределах районов — на геокриологические фации. Например, долинные и водораздельные серии фаций, которые в свою очередь подразделяются: первые — на донные и склоновые, вторые — на вершинные, гребневые, перевальные и т. д.

Фации геокриологическая (мерзлотная) и геологическая у П. Ф. Швецова принципиально различны, поэтому совпадение их наблюдается только в некоторых редких случаях.

Приведенные в параграфе X-1 общие соображения о принципах мерзлотного районирования и примеры районирования в последующих параграфах, разумеется, не исчерпывают проблему мерзлотного районирования области распространения мерзлых толщ. В настоящее время проводится и будет проводиться в дальнейшем работа по усовершенствованию методики мерзлотного районирования применительно к самым разнообразным его целям и масштабам.

В частности, на кафедре мерзлотоведения геологического факультета МГУ В. А. Кудрявцевым и К. А. Кондратьевой в 1966 г. составлена обзорная карта мерзлотного районирования масштаба 1 : 25 000 000 (рис. 159) с учетом новых материалов глубокого бурения, геофизических и гравиметрических работ. При составлении этой карты были использованы также данные мелкомасштабных (1 : 500 000) комплексных мерзотно-гидрогеологических и мерзотно-инженерно-геологических съемок территории многолетнемерзлых пород, проводившихся в последние годы кафедрой мерзлотоведения и рядом других организаций.

Мерзлотное районирование основывается главным образом на фактических данных, получаемых в результате комплексной мерзлотной съемки, и его результаты выражаются в виде мерзлотных карт того или иного целевого назначения и масштаба.

Вследствие этого вопросы и методы мерзлотного районирования тесно переплетаются с вопросами и методами мерзлотной съемки и картирования, которые, в свою очередь, всегда используют тот или иной вид мерзлотного районирования.

X-6. МЕРЗЛОТНАЯ СЪЕМКА

1. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ МЕРЗЛОТНОЙ СЪЕМКИ

Мерзлотная съемка представляет собой комплекс полевых, лабораторных и камеральных работ (включая расчетные методы), которые имеют целью характеристику сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, вскрытие частных и общих закономерностей их формирования и развития в зависимости от всего комплекса геолого-географических (природных) условий территории, составление на этой основе мерзлотных карт и, наконец, разработку прогноза изменения мерзлотных условий, с рекомендацией мероприятий по их направленному изменению в нужном для человека направлении,

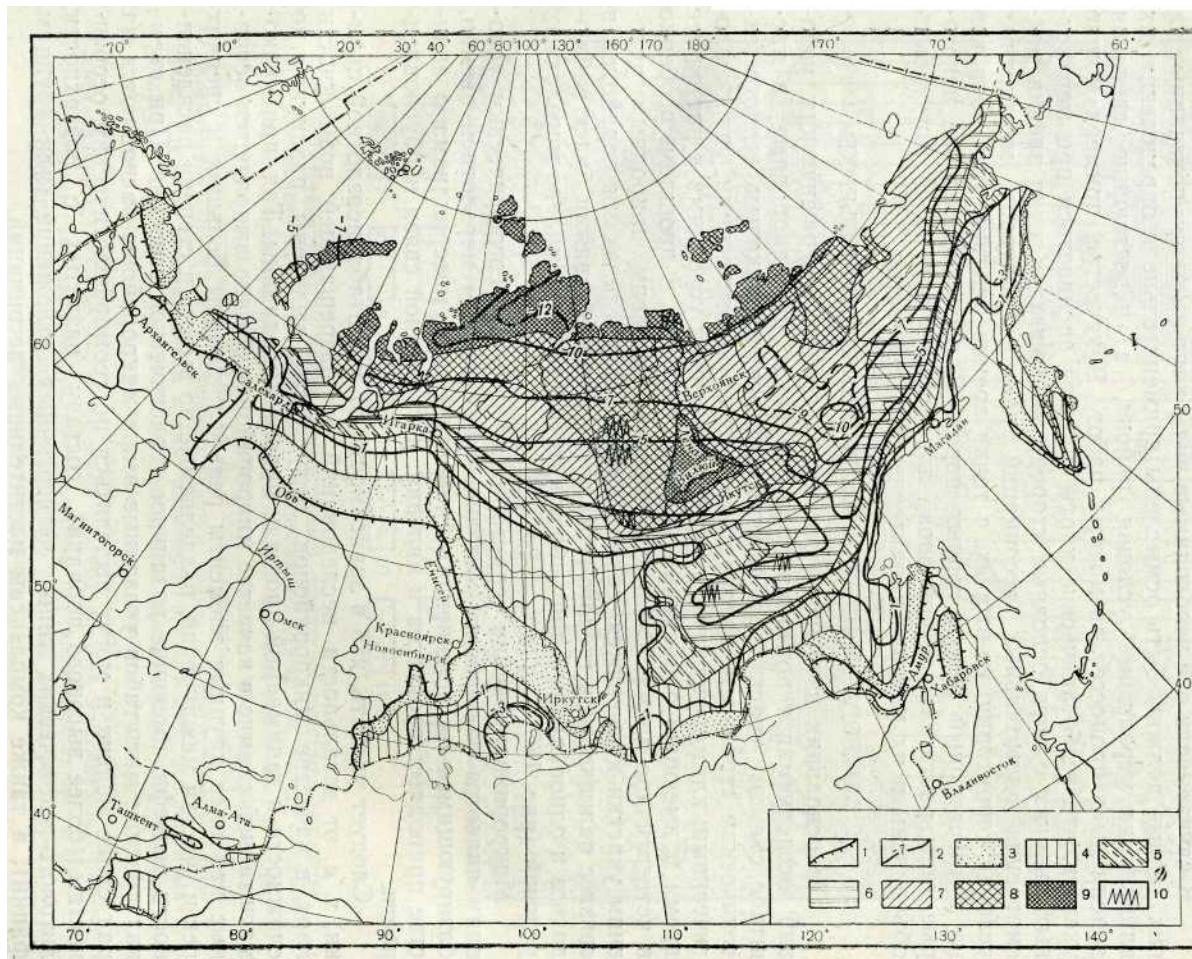


Рис. 159. Схематическая мерзлотная карта СССР: 1 — южная граница области распространения многолетнемерзлых пород (температура пород 0° на подошве слоя годовых колебаний); 2 — границы температурных зон многолетнемерзлых пород; 3 — зона отдельных островов многолетнемерзлых пород с максимальной мощностью до 25 ж; 4 — зона несплошных многолетнемерзлых пород с максимальной мощностью до 100 м; 5 — зона многолетнемерзлых пород с преобладающей мощностью от 100 до 200 м; 6 — то же с мощностью от 200 до 300 м; 7 — то же с мощностью от 300 до 400 м; 8 — то же (вместе с зоной охлаждения) с мощностью от 100 до 200 м; 9 — то же с мощностью более 500 м; 10 — участки распространения многолетнемерзлых пород (вместе с зоной охлаждения) мощностью более 500 м

Мерзлотная съемка проводится на базе изучения геолого-тектонических, геоморфологических, гидрогеологических, геоботанических, климатических и микроклиматических условий исследуемой территории.

Для правильного и полноценного изучения мерзлотных условий территории и составления мерзлотных карт необходимо перед началом съемки иметь геологические, геоморфологические, геоботанические и другие карты соответствующего масштаба. Если эти карты отсутствуют* в процессе полевых работ по мерзлотной съемке должны проводиться недостающие виды съемочных работ, например, геоботаническая съемка территории.

В связи с этим мерзлотная съемка помимо специальных мерзлотных методов исследования включает комплекс геологических, геоморфологических, гидрогеологических, геофизических и других методов.

В случае, если все необходимые виды карт имеются, показанные на них данные должны быть осмыслены применительно к определению их влияния на мерзлотные условия района, а недостающие сведения дополнены в процессе съемочных работ. В качестве примера можно* указать, что геоботанические карты должны оцениваться при мерзлотных съемках с двух основных сторон: во-первых, с точки зрения рассмотрения растительных ассоциаций как индикаторов мерзлотных условий территории, во-вторых, с точки зрения влияния этих покровов на температурный режим горных пород. В последнем случае некоторые типы растительных покровов для мерзлотных целей могут быть объединены и их влияние характеризуется совместно.

2. МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ ПРИ МЕРЗЛОТНОЙ СЪЕМКЕ

На основании изучения комплекса геолого-географических условий исследуемая территория подразделяется на однородные (в масштабе съемки) участки, характеризующиеся одинаковым геолого-тектоническим строением, однородными геоморфологическими, гидрогеологическими, климатическими и геоботаническими условиями в настоящее время и имеющие одинаковые условия развития в прошлом, особенно в четвертичное время. Такие однородные по своим природным условиям участки называются *микрорайонами*. В пределах микрорайонов в связи с одинаковыми геолого-географическими условиями будет наблюдаться и однообразный для избранного масштаба комплекс мерзлотных условий (рис. 160).

Микрорайонирование территории по геолого-географическим условиям является важнейшим методическим приемом мерзлотной съемки, базирующимся на положениях диалектического материализма о единстве природных процессов и явлений, их взаимной связи и обусловленности.

Следует указать, что в зависимости от масштаба мерзлотной съемки, т. е. от детальности исследований и разрешающей возможности карт, в качестве микрорайонов могут быть выделены различные по сложности и занимаемой площади природные единицы. Так, при мелкомасштабной съемке в качестве микрорайонов обычно выделяются основные наиболее крупные элементы рельефа: долины больших и средних рек и участки междуречий, разделяемые по высоте и степени расчлененности рельефа, имеющие различное геологическое строение. При съемках средних масштабов указанные выше микрорайоны распадаются на ряд более мелких и могут выделяться по геоморфологическим особенностям (более высокого порядка), составу развитых с поверхности литолого-генетических типов четвертичных отложений (или группам фаций), а также комплексам растительных ассоциаций.

Однако вне зависимости от масштаба съемки в пределах каждого выделенного микрорайона должны быть охарактеризованы:

- 1) условия залегания талых и многолетнемерзлых горных пород, т. е. распространение их по площади, мощность и прерывистость по вертикали мерзлых толщ;
- 2) типы сезонного оттаивания и промерзания отложений;

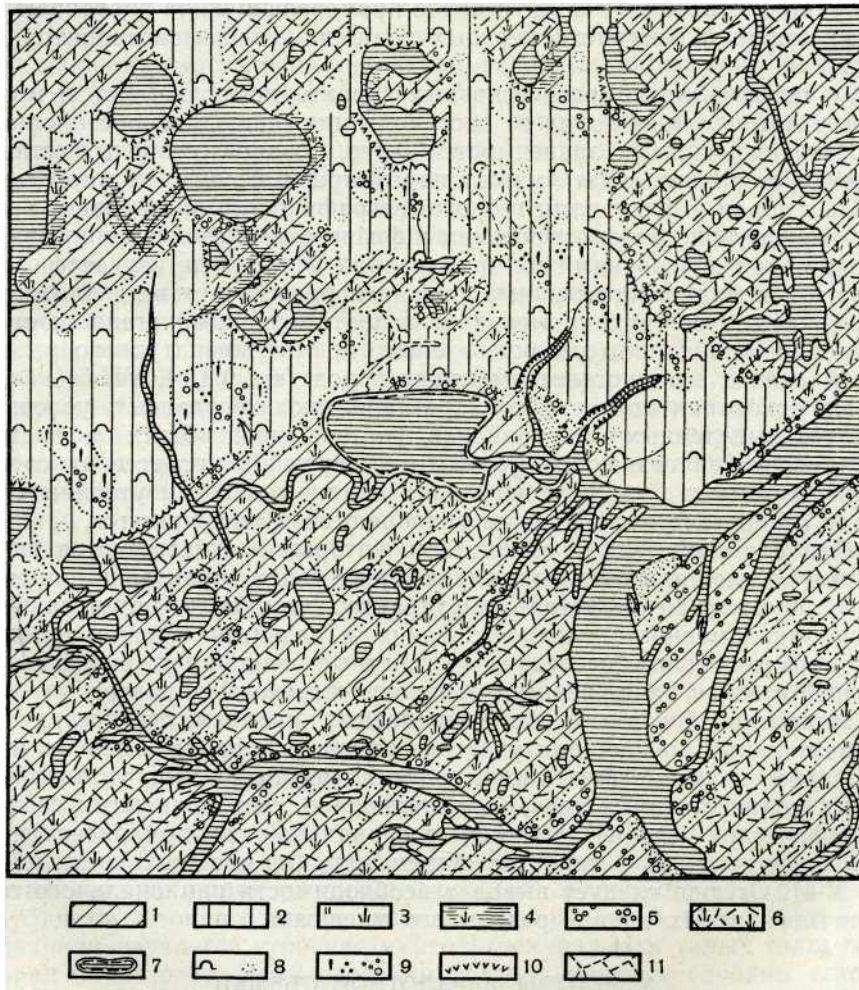


Рис. 160. Схематическая карта микрорайонов одного из участков низменности (составлена Е. Г. Катасоновой). Микрорайоны (типы местности): 7, 2 — древняя аллювиальная равнина; пойма и аласы; подтипы местности; 3 — прирусловые отмели и прибрежные полосы озер, занятые злаково-хвощевым лугом, глубина протаивания 0,3—0,4 ж; 5 — кустарниковые тундры, глубина протаивания 0,5—0,7 ж; 6 — ровные участки поймы с полигональным рельефом, глубина протаивания в сухих полигонах 0,3—0,4 ж, в заболоченных полигонах 0,4—0,5 ж; 7 — участки периодически высыхающих лайд, глубина протаивания более 1 ж; 8 — ровные поверхности древней аллювиальной равнины, занятые мелкобугристыми мохово-лишайниковыми тундрами, глубина протаивания 0,4—0,5 ж; 9 — пониженные участки древней аллювиальной равнины, занятые кочкарными тундрами; глубина протаивания 0,3—0,4 ж; 10 — уступы древней аллювиальной равнины, осложненные байджебрами; // — полигоны разрушения

- 3) температурный режим многолетнемерзлых и талых горных пород;
- 4) состав и криогенное строение и физические свойства сезонно- и многолетнемерзлых горных пород;
- 5) динамика их развития.

В процессе мерзлотных исследований микрорайонов устанавливаются:

- 1) общие закономерности распространения, условий залегания, -криогенного строения и т. д. сезонно-промерзающих и протаивающих горных пород и многолетнемерзлых толщ на изучаемой территории в целом;

- 2) частные зависимости основных характеристик сезонно- и многолетнемерзлых горных пород от составляющих природной обстановки.

Изучение частных зависимостей — это, с одной стороны, установление двусторонних связей между параметрами сезонно- и многолетнемерзлых пород и факторами геолого-географической обстановки, с другой — между криогенным строением и физическими свойствами мерзлых горных пород и условиями их промерзания. Например, изучается зависимость температурного режима горных пород от состава и влажности грунтов слоя сезонного промерзания и протаивания, криогенного строения пород сезоннопромерзающего слоя и от температурного режима подстилающих его многолетнемерзлых пород (см. VII-4, VII-5).

На основании полученных характеристик мерзлотных условий в пределах выделенных микрорайонов, установления общих и частных закономерностей создаются мерзлотные карты. В процессе их составления известные характеристики и закономерности уточняются, а знания об объекте исследования углубляются и расширяются.

При съемках мелких масштабов, которыми охватываются значительные по площади территории, указанные выше характеристики мерзлых толщ носят менее детальный характер, устанавливаются наиболее общие закономерности распространения и развития сезонно- и многолетнемерзлых толщ, исследуемые частные закономерности имеют в большей степени качественный, чем количественный характер.

Напротив, при детальных мерзлотных съемках, где исследуются незначительные по площади участки, основной упор делается на очень тщательное изучение всех характеристик мерзлых толщ, установление точных количественных связей последних с составляющими геолого-географических условий. При этом региональные закономерности могут быть известны лишь в наиболее общем виде (из обзорных карт — X-2, X-3, X-4). Отсюда следует вывод о необходимости рационального сочетания мерзлотных съемок различного масштаба.

3. МЕТОДЫ МЕРЗЛОТНОЙ СЪЕМКИ

При изучении мерзлотных условий территории используется ряд специфических мерзлотных методов. К числу основных методов относятся:

- 1) наблюдения за составом и криогенным строением сезонно- и многолетнемерзлых горных пород, их мощностью и прерывистостью в процессе проходки горных выработок;

- 2) изучение температурного режима горных пород путем термометрических измерений в скважинах, шурфах, шахтах и т. д. как единовременных, так и систематических;

- 3) исследований термического режима верхних горизонтов горных пород, их связи с температурным режимом приповерхностных слоев

атмосферы, снежным покровом, жидкими атмосферными осадками, растительными покровами и т. д.- путем постановки температурных площадок стационарных или временных;

4) наблюдения за динамикой сезонного промерзания и протаивания горных пород на стационарных наблюдательных площадках;

5) изучение теплофизических характеристик горных пород как в полевых, так и лабораторных условиях;

6) изучение физико-механических свойств мерзлых горных пород и их изменение при протаивании в лабораторных и полевых условиях;

7) применение расчетных методов для установления общих и частных закономерностей формирования основных характеристик мерзлых толщ в зависимости от особенностей отдельных составляющих геолого-географической обстановки. При этом используются известные аналитические и полуэмпирические формулы, расчеты по которым часто проводятся на быстродействующих машинах, а также аналоговые машины типа гидро- и электроинтеграторов.

При мерзлотной съемке широкое использование получили аэрофотоснимки, как черно-белые, так в ряде случаев и цветные. При этом масштаб аэрофотоснимков должен быть больше, чем масштаб съемки не менее чем в два раза. Аэрофотоснимки и аэрофотосхемы используются начиная с момента предварительного микрорайонирования территории, которое проводится до начала полевых работ на основании изучения имеющихся фондовых материалов по геологическим, геоморфологическим, геоботаническим и другим условиям территории. В поле уточняются границы выделенных микрорайонов и дешифровочные признаки, установленные при предварительном дешифрировании. В дальнейшем карты микрорайонирования (рис. 160) используются при составлении мерзлотных карт: для выделения границ геоморфологических элементов рельефа, участков развития различных по составу отложений, площадей развития мерзлотных физико-геологических явлений и т. д.

В последние годы при мерзлотной съемке как обязательные применяются геофизические методы. К числу этих методов относятся электрометрические, радиоволновые (радиокип), сейсмические и комплексный карротаж скважин.

Наибольшее распространение получили электрометрические методы на постоянном токе (электропрофилирование и вертикальное зондирование). Электропрофилирование позволяет определить площади распространения талых и многолетнемерзлых горных пород, участки развития мерзлых пород различного состава и льдистости с различными глубинами сезонного протаивания и промерзания и т. д. Электронзондированием изучается строение многолетнемерзлых и талых толщ горных пород по разрезу. Этим способом устанавливаются глубины сезонного промерзания и сезонного протаивания, мощности многолетнемерзлых толщ, их прерывистость по вертикали, выделяются слои, различные по составу слагающих их пород и характеру льдистости. Применение метода двух составляющих, разработанного А. Н. Боголюбовым, позволяет определить вертикальные неоднородности в строении мерзлых толщ и элементы их залегания.

Электрометрические методы при мерзлотной съемке должны применяться в комплексе со всеми остальными методами.

Завершающим этапом мерзлотной съемки является составление прогноза изменения мерзлотных условий в результате хозяйственной деятельности человека. Это позволяет, во-первых, предвидеть те изменения (в том числе и неблагоприятные явления), которые

могут возникнуть при строительстве и обжитии территории, во-вторых, выделить районы или участки с условиями, благоприятными и неблагоприятными для определенных видов хозяйственного освоения, выбрать для них основные принципы строительства и выработать правила эксплуатации сооружений и, в-третьих, что самое главное, разработать систему мероприятий по направленному изменению мерзлотной обстановки в нужном для человека направлении.

4. МАСШТАБЫ МЕРЗЛОТНОЙ СЪЕМКИ

В соответствии с задачами, которые ставятся при изучении и хозяйственном освоении территории, мерзлотные съемки могут производиться в различных масштабах.

По масштабам мерзлотные съемки разделяются на:

- 1) мелкомасштабную (м-б 1 : 200 000 — 1 : 1 000 000),
- 2) среднемасштабную (м-б 1 : 100 000— 1 : 50 000),
- 3) крупномасштабную (м-б 1 : 25 000— 1 : 10 000),
- 4) детальную (м-б 1 : 5 000 и крупнее).

1. Мелкомасштабная мерзлотная съемка проводится для получения основных представлений о мерзлотных условиях больших территорий, перспективных для их хозяйственного освоения, и является преимущественно маршрутной съемкой, хотя бывает и площадной.

При мелкомасштабной съемке на основании изучения данных по геолого-тектоническому, гидрогеологическому, геоморфологическому строению территории и т. д. на базе дешифрирования аэрофотосъемочных материалов планируются и проводятся маршрутные исследования территории. При этом выбираются типичные участки в пределах основных геологических структур и в характерных геоморфологических условиях. На этих типичных опорных участках проводится комплекс мерзлотных исследований, включая проходку горных выработок, геофизические и другие работы. Здесь устанавливаются основные закономерности формирования мерзлотных условий. В дальнейшем эти закономерности распространяются на всю площадь изучаемой территории и на их основе создаются мерзлотные карты.

В последние годы мелкомасштабная мерзлотная съемка обычно проводится в комплексе с гидрогеологической и инженерно-геологической съемками. В результате помимо мерзлотной карты составляются мерзлотно-гидрогеологические и мерзлотно-инженерно-геологические карты. При их составлении сезонно- и многолетнемерзлые горные породы учитываются как один из важнейших факторов формирования гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории исследования.

Данные мелкомасштабных съемок используются для общего планирования по размещению комплексов промышленных предприятий, населенных пунктов, выбора пригодных для сельскохозяйственного использования районов, выбора участков для установления наиболее благоприятного в мерзлотном отношении направления прокладки линейных сооружений — железных и шоссейных дорог, нефте- и газопроводов и т. д. На основе мелкомасштабной съемки выбираются участки, где проводятся съемочные работы более крупного масштаба.

2. Мерзлотные съемки средних масштабов проводятся в районах, где проектируется создание промышленных комплексов, гидротехнических сооружений, горнодобывающей промышленности и т. д. Среднемасштабная, как и крупномасштабная и детальная съемки, является съемкой площадной, когда с одинаковой степенью детальности иссле-

дуются вся территория. При этом большая часть объемов горных, геофизических и других работ обычно бывает приурочена к участкам с более сложными мерзлотными условиями, хотя они могут быть и нетипичными для изучаемого района в целом.

Поскольку при постановке среднemasштабных съемок предварительно известен тот комплекс сооружений, который предполагается создавать в исследуемом районе, постольку эта съемка является обычно целенаправленной (специализированной), при ее производстве наибольшее внимание уделяется тем вопросам, которые будут в дальнейшем наиболее интересоваться проектировщиков при выборе способов строительства. На основании съемки этих масштабов выбираются участки, где наиболее целесообразно и экономически выгодно размещать комплексы промышленных сооружений.

3. Мерзлотная съемка крупного масштаба по особенностям своего производства, стоящим перед ней целям мало отличается от съемки среднего масштаба. Обычно крупномасштабная съемка является мерзлотно-инженерно-геологической. Она проводится на относительно небольших по площади участках, в большей степени специализирована, чем съемка среднего масштаба. На основании съемок крупного масштаба выбирается наиболее благоприятный в отношении мерзлотных условий вариант размещения сооружений в пределах выбранного участка, устанавливаются условия строительства для различных типов сооружений, способы управления мерзлотными процессами, правила эксплуатации для различных типов зданий или сооружений и т. д.

Среднemasштабные и крупномасштабные мерзлотные съемки проводятся для различных видов строительства на разных стадиях их проектирования. Так для гидротехнического строительства в сложных мерзлотных условиях мерзлотные съемки м-ба 1 : 100 000 — 1 : 25 000 проводятся на стадии технико-экономического доклада (ТЭД). Съемки того же масштаба при железнодорожном строительстве проводятся на стадии проектного задания. И только для наиболее ответственных сооружений (мостовых переходов, станционных площадок) в сложных мерзлотных условиях на этой стадии проводятся съемки масштаба 1 : 10 000 и даже детальнее.

4. Детальные мерзлотные съемки проводятся при инженерно-геологических изысканиях под строительные площадки зданий, на участках выбранных створов плотин, на месторождениях, особенно разрабатываемых шахтным, открытым или дражным способами и т. п. Такие съемки строго специализированы и должны отвечать на конкретные вопросы, связанные с изменением мерзлотных условий при строительстве зданий различных конструкций, разработки месторождений определенным способом и др. Выполняются они обычно на стадии рабочего проектирования.

В зависимости от масштабов съемки, их целевой направленности и сложности мерзлотных условий изменяется соотношение основных видов работ и детальность исследования различных характеристик мерзлых пород. Общим является то, что при увеличении масштаба съемки возрастает доля работ, связанных с определением физических свойств горных пород, стационарных и режимных наблюдений и расчетных методов. Объем последних возрастает за счет исследований, направленных на разработку прогноза изменения мерзлотных условий в результате тех или иных строительных мероприятий и выработку приемов управления мерзлотными процессами.

При мелкомасштабных съемках изучению основных характеристик мерзлотных условий, таких, как распространение, условия залегания,

мощность, температурный режим, состав и физические свойства многолетнемерзлых пород и др., уделяется одинаковое внимание. Это связано с тем, что данные таких съемок будут использоваться для многих видов хозяйственной деятельности человека, промышленного, гражданского, гидротехнического, линейного строительства, горнодобывающей промышленности и др. В определенной степени это относится и к средне-масштабным съемкам с той лишь разницей, что проектируемый комплекс промышленных предприятий в основном бывает известен, а в связи с этим возможна их специализация.

При крупномасштабных и детальными съемках, проводимых для определенного вида производственной деятельности, могут опускаться определенные виды исследований за счет увеличения других. Например, при мелкомасштабной и детальной съемках россыпных месторождений, разрабатываемых дражным способом, не исследуются физико-механические характеристики многолетнемерзлых пород, а основное внимание обращается на их водо-фильтрационные свойства при оттаивании. Это связано с тем, что конечной задачей такой съемки является решение вопроса о правильном выборе методов и способов оттаивания многолетнемерзлых отложений для их обработки драгами;

Напротив, при мерзлотной съемке под строительство гражданских и промышленных зданий большое внимание уделяется физико-механическим свойствам мерзлых, промерзающих и оттаивающих грунтов. При этом если указанная съемка проводится вблизи южной границы распространения многолетнемерзлых горных пород, то наряду со всеми характеристиками мерзлотных условий тщательно изучается мощность многолетнемерзлых толщ и ее изменение по площади. В районах с суровым температурным режимом и большими мощностями, превышающими несколько сотен метров, исследованию последних уделяется минимум внимания.

В соответствии с масштабом, сложностью мерзлотных условий и целевой направленностью съемки изменяются объемы основных видов работ, в том числе и дорогостоящих буровых, а соответствующим образом меняется и стоимость мерзлотных съемочных работ.

Х-7. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ПРИ МЕРЗЛОТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Материалы аэрофотосъемки широко используются при геологических, мерзлотных, геофизических и других исследованиях. Аэрофотоснимки дают точное и детальное изображение поверхности и позволяют обозревать обширные площади. По ним можно судить о характерных особенностях рельефа, растительном покрове, положении водоемов, поверхностных потоках, заболоченности, о наличии мерзлотных физико-геологических явлений и пр.

Аэрофотоснимки и аэросхемы облегчают выполнение микрорайонирования исследуемой территории, выбор целесообразных направлений маршрутов, геофизических профилей, мест для горных выработок и пр. Использование аэрофотоснимков при мерзлотной съемке повышает качество исследований, экономит время и труд (Протасьева и Соловьев, 1961).

Аэрофотосъемка подразделяется на плановую и перспективную. При плановой съемке ось фотоаппарата направлена перпендикулярно (с точностью до 3°), при перспективной — под различными углами к поверхности. При мерзлотной съемке, как правило, используется плановая съемка в различных масштабах.

Численный масштаб определяется по снимкам и выражается соотношением

$$\frac{1}{m} = \frac{a}{A} = \frac{f}{H}, \quad (10,1)$$

где m — знаменатель численного масштаба, a — длина линии на снимке, A — длина той же линии на местности, f — фокусное расстояние объектива, H — высота съемки.

Так как высота полета (H) может несколько изменяться, масштаб аэрофотоснимков может отклоняться от среднего для залета, например, изменяться от 1 : 23 000 до 1 : 27 000 при съемке в масштабе 1 : 25 000, что следует учитывать при измерениях расстояний по аэрофотоснимкам. Наиболее точными являются изображения в центральных частях снимков.

Масштаб используемых аэрофотоснимков выбирается в зависимости от целей работы; для того чтобы изучаемые объекты могли быть опознаны на местности, их линейный размер на снимке должен быть не менее 1 мм. Наиболее удобные соответствующие масштабы аэрофотоснимков для использования их при мерзлотной съемке в различных масштабах указаны в табл. 37. •

Таблица 37

Рекомендуемые масштабы материалов аэрофотосъемки (Протасьева и Соловьев, 1961)

• Масштаб карты		Рекомендуемые рабочие масштабы		
		топографич. карт	фотосхем и фотопланов	аэрофотоснимков >
1	200 000	j 100 000	1: 100 000— : 35 000	1 60 000—1 : 30 000
1	100 000	1 50 000	1 50 000—1 : 25 000	1 35 000—1 : 25 000
1	50 000	1 25 000	1 35 000—1 : 25 000	1 25 000—1 : 15 000
1	25 000	1 10 000	1 25 000—1 : 10 000	1 25 000—1 : 10 000
1	10 000	1 10 000—1 : 5 000	1 10 000—1 : 5 000	1 10 000—1 : 5 000
1	5 000	1 5 000—1 : 2 000	1 5 000—1 : 2 000	1 5 000—1 : 2 000

Использование аэрофотоснимков в целях мерзлотной съемки дает возможность получать с их помощью наиболее полную информацию относительно мерзлотных и геолого-географических условий, или, другими словами, установить наибольшее соответствие между объектами исследования и их фотографическими изображениями. Этот процесс интерпретации аэрофотоснимков называют их дешифрированием.

Дешифрирование подразделяется на общетопографическое и специальное, например геологическое, мерзлотное и т. д. Оно может быть визуальным или инструментальным — с помощью измерительных и увеличительных приборов.

Мерзлотное дешифрирование является сложным, во-первых, потому что мерзлые породы непосредственно не изображаются на снимках и, во-вторых, вследствие того что оно комплексно охватывает различные виды дешифрирования: топографическое, геологическое, гидрогеологическое, геоботаническое и собственно мерзлотное.

Изучаемые объекты и их детали опознаются по прямым и косвенным дешифровочным признакам.

Прямые признаки включают: форму, размеры, тон и фактуру изображения и тени предмета. Форма и размеры изображения зависят от масштаба съемки, направления оптической оси аппарата и его положения относительно объекта съемки. -

Тон изображения отражает оптические свойства наземных объектов и является одним из основных дешифровочных признаков. В то же время необходимо учитывать, что он изменяется в зависимости от освещенности, времени года, увлажнения поверхности и пр. Один и тот же объект при различных условиях съемки может иметь различный тон, и разные объекты могут иметь одинаковый тон. Например, снег, песок и наледи имеют белый тон и их часто можно различить только по положению в рельефе, контурам и другим косвенным признакам (Лротасьева и Соловьев, 1961). В отношении тона более значительную детальность изображений дают различные виды цветных снимков, но методика использования цветной аэрофотосъемки еще разрабатывается и только начинает входить в практику мерзлотной съемки.

Фактурой изображения называется особенность его тона, обусловленная наличием, формой и расположением множества мелких элементов, образующих в совокупности тон. Фактура является более устойчивым дешифровочным признаком, чем густота тона изображения. Например, для кустарников, леса характерна зернистая, а для воды — гладкая однородная фактура.

Падающие тени и затененные части предмета помогают определить его форму, а по длине тени можно определить его высоту.

Косвенные признаки дешифрирования выявляются из установленных взаимосвязей между природными явлениями. Например, приуроченность растительных ассоциаций к определенным формам рельефа позволяет дешифрировать последние, а знание элементов рельефа дает возможность приближенно судить о вероятном составе грунтов и его литологических особенностях и т. д.

Дешифрирование аэрофотоснимков целесообразно вести в определенной последовательности — от общего к частному. Обычно сначала распознают гидрографическую сеть, макро- и хорошо заметные мезоформы рельефа, а затем дешифрируют более мелкие детали рельефа, растительный покров, геологическое строение, мерзлотные физико-геологические явления и пр.

Работа по дешифрированию подразделяется на три этапа: 1) предварительное, камеральное дешифрирование, 2) полевое дешифрирование и 3) окончательное камеральное дешифрирование и составление карт.

Предварительное камеральное дешифрирование имеет целью: а) общее ознакомление с природными условиями района исследований; б) выделение на аэрофотоснимках микрорайонов по комплексам геолого-географических и мерзлотных условий и установление их границы (контур микрорайонов полезно наносить на восковку). При этом сличают аэрофотоснимки с топографическими картами, определяют названия рек и озер, опознают населенные пункты, дороги, изучают рельеф и пр. В результате получают предварительные схемы и карту микрорайонирования, а также данные для выбора маршрутов и других полевых работ.

Полевое дешифрирование ведут по маршрутам, сопоставляя аэрофотоснимки с изучаемыми объектами на местности.

Опознавание объектов и их контуров на местности ведется по маршруту непрерывно от начала до конца, чтобы не потерять ориентировку. Описание строения территории и характерных особенностей в пределах всего аэроснимка вносится в журнал дешифрирования. Эти сведения необходимы для проверки и уточнения выделенных микрорайонов и комплексов геолого-географических и мерзлотных условий. Кроме того, сличение изображений на снимках с действительными

объектами дает возможность выявить дополнительные прямые и косвенные дешифровочные признаки и облегчает в дальнейшем истолкование мелких деталей на снимках, изменения тона, фактуры и пр.

В результате первых двух этапов работ составляют карту микро-районирования, а по мере изучения мерзлых пород в скважинах и горных выработках — полевою мерзлотную карту.

Окончательное камеральное дешифрирование производят по окончании полевых работ и результаты его используются при составлении окончательного варианта мерзлотной карты.

Х-8. ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕРЗЛОТНЫХ КАРТ

Мерзлотные карты подразделяются в соответствии с масштабом съемочных работ на мелкомасштабные, среднемасштабные, крупномасштабные и детальные (планы).

Все кондиционные мерзлотные карты, начиная с масштаба 1 : 500 000 и крупнее, составляются на основе проведения мерзлотной съемки. Мерзлотные карты мельче масштаба 1 : 500 000 могут составляться на основании обобщения имеющихся материалов по съемкам более крупного масштаба, которые проводились в пределах картируемой территории, фондовых данных по мощности, строению и температурному режиму мерзлых толщ в отдельных пунктах и на основании расчетных методов определения температурного режима верхних горизонтов. Такое обобщение проводится с учетом всех материалов по климатическим условиям, геолого-тектоническому, геоморфологическому, геоботаническому, гидрогеологическому строению территории. Составление таких карт возможно только на основе знания общих и частных закономерностей формирования многолетнемерзлых пород в пределах картируемой территории.

По мнению К. А. Кондратьевой (1966), мелкомасштабное мерзлотное картирование следует разделить на: а) детальное (м-б карт 1 : 200 000—1 : 500 000), которое проводится на базе мерзлотной съемки и в процессе которого дается прогноз изменения мерзлотных условий при хозяйственном освоении района;

б) обобщенное (м-б 1 : 1 000 000 — 1 : 2 500 000), которое проводится на основе обобщения данных детального мелкомасштабного картирования на отдельные районы и других, указанных выше данных и

в) обзорное (м-б 1 : 5 000 000 и мельче), которое сводится по существу к мерзотно-геологическому районированию, принципы которого изложены выше.

Несмотря на различие масштабов и задач, для которых проводится составление мерзлотных карт, последние имеют следующие общие характерные черты:

1. Все мерзлотные карты должны быть мерзлотологическими картами, поскольку предметом изучения при мерзлотной съемке являются мерзлые горные породы, закономерности их формирования и т. д. Составление мерзлотных карт всех масштабов должно проводиться на геологической основе, т. е. они должны отображать состав, генезис, стратиграфическую принадлежность и условия залегания горных пород, находящихся в многолетнемерзлом состоянии или входящих в слой сезонного протаивания и промерзания.

Исключение могут составлять карты масштаба мельче 1 : 10 000 000 и частные мерзлотные карты, характеризующие только отдельные стороны единого мерзлотного процесса. Примером последних могут служить карты распространения различных видов мерзлотных явлений.

2. На мерзлотных картах должны быть показаны:
- 1) распространение многолетнемерзлых и талых горных пород;
 - 2) температуры горных пород у подошвы слоя сезонного протаивания или у подошвы слоя годовых колебаний температур;
 - 3) генезис, стратиграфическая принадлежность горных пород, состав и свойства как мерзлых, так и талых пород;
 - 4) мощность многолетнемерзлых горных пород, условия их залегания по отношению к дневной поверхности и прерывистость по вертикали;
 - 5) криогенное строение и льдистость мерзлых горных пород;
 - 6) геоморфологические условия территории;
 - 7) мерзлотные физико-геологические явления и образования;
 - 8) типы сезонного промерзания и протаивания отложений (по В. А. Кудрявцеву);

9) тип промерзания (сингенетический и эпигенетический) развитых с поверхности горных пород.

3. В связи со сложностью объекта картирования — многолетне мерзлых и талых толщ горных пород, сезонномерзлых и сезонноталых отложений ■— обычно составляются две карты:

- а) карта типов сезонного протаивания и промерзания отложений и
- б) собственно мерзлотная карта.

4. Для более правильного и полного отображения картируемого объекта основные изобразительные средства на мерзлотных картах от даются для показа ведущих характеристик мерзлотных условий.

К числу основных изобразительных средств (по убыванию их значения) относятся: фоновая окраска (цвет и его интенсивность), штриховка (цветная и черная), различного вида и цвета границы и цифры в пределах выделенных контуров, немасштабные знаки и др.

Детальность показа картируемых явлений и способы изображения их на картах разных масштабов различны (рис. 161 и 162).

На мелкомасштабных мерзлотных картах обычно показывают типы многолетнемерзлых пород (рис. 163), которые характеризуются генезисом пород, их стратиграфической принадлежностью, составом и криогенной текстурой, среднегодовой температурой в подошве слоя годовых колебаний и мощностью мерзлой толщи. Цветом, принятым для данных пород на геологической карте, показывается мерзлотно-геологическая характеристика многолетнемерзлой толщи, а интенсивностью цвета — температура пород. Мощности многолетнемерзлых толщ отображаются штриховкой.

На средне-, мелкомасштабных и детальных картах, в зависимости от их целевого назначения и сложности условий, принимаются различные способы отображения основных характеристик мерзлых толщ. Для показа мощности многолетнемерзлых пород и их температурного режима обычно используют цвет и цифры в определенных контурах. В одних случаях температуры показываются цветом, мощности — цифрами. В других случаях — наоборот. Состав отложений, развитых с поверхности, отображается обычно штриховкой черного или серого цвета, их генезис и возраст — индексами. Криогенное строение и льдистость для выделенных (в зависимости от масштаба) литолого-генетических типов или фаций отложений находят свое отражение в легенде к карте.

К мерзлотным картам обязательно составляются мерзлотно-геологические разрезы, на которых показывается геологическое строение, условия залегания многолетнемерзлых горных пород и т. д. (рис. 164).

При проведении комплексных мерзлотно-гидрогеологических съемок создаются мерзлотно-гидрогеологические карты, на которых

помимо основных характеристик мерзлотных условий показываются первые от поверхности (за исключением надмерзлотных вод сезонно-талого слоя и верховодки) водоносные горизонты или комплексы. Они характеризуются по их водообильности, химическому составу, условиям

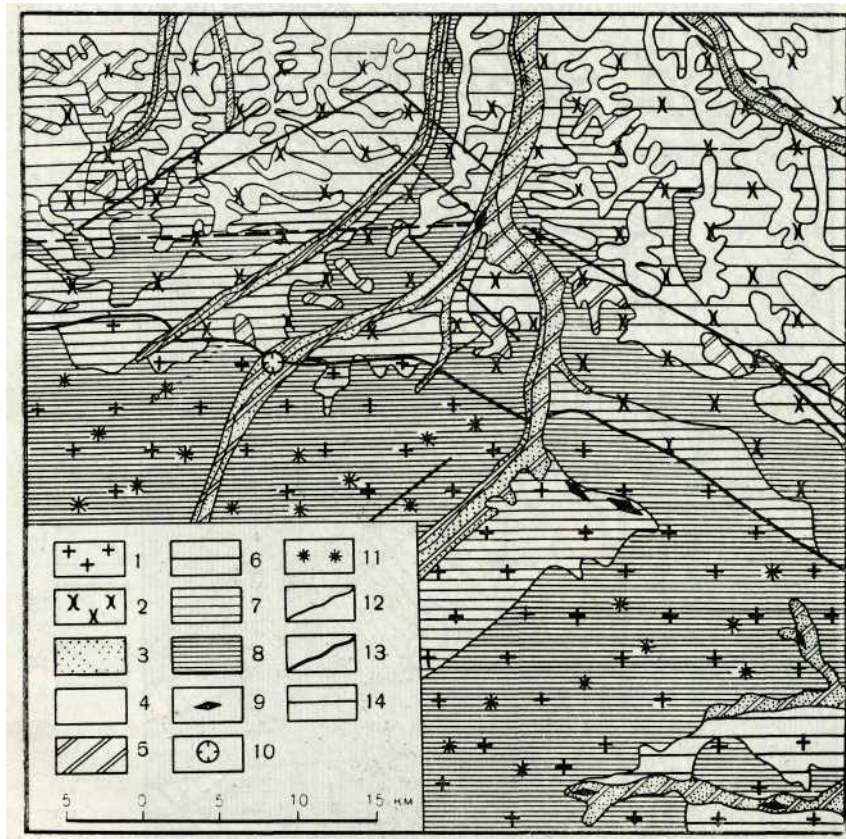


Рис. 162. Макет мерзлотной карты масштаба 1:500 000 (составила К. А. Кондратьева). *Типы многолетнемерзлых и талых пород:* 1—грани-тизированные кристаллические сланцы и гнейсы архейского комплекса со льдом по трещинам до глубины 100 ж; 2—песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углей, юрского возраста, © мерзлом состоянии со льдом по трещинам до глубины 100 м; 3 — аллювиальные песчано-суглинистые отложения, в мерзлом состоянии сцементированные льдом. *Распространение мерзлых и талых пород:* 4 — породы в талом состоянии; 5 — много-летнемерзлые породы *островного* распространения мощностью до 50 м, со среднегодовой температурой t_{cp} до -1° ; многолетнемерзлые породы *сплошного* распространения; 6 — мощностью до 100 м с t_{cp} до -1° ; 7 — мощностью от 100 до 200 м с t_{cp} от -1 до -2° ; 8 — мощностью более 200 м с t_{cp} ниже -2° ; 9—наледи; 10 — термокарстовые озера; 11 — гольцовый лед; 12— граница типов многолетнемерзлых и талых пород; 13 — геологические границы; 14—зона региональных разрывных нарушений

движения, отношению к многолетнемерзлым толщам и т. д. Обычно водоносные горизонты показываются цветом, соответствующим возрасту водовмещающих пород. В случае их залегания в пределах талых зон, поле их распространения закрашивается полностью. Если воды находятся ниже мерзлой толщи (подмерзлотные воды), они показываются в разрывах цветного поля, характеризующего мерзлотные усло-

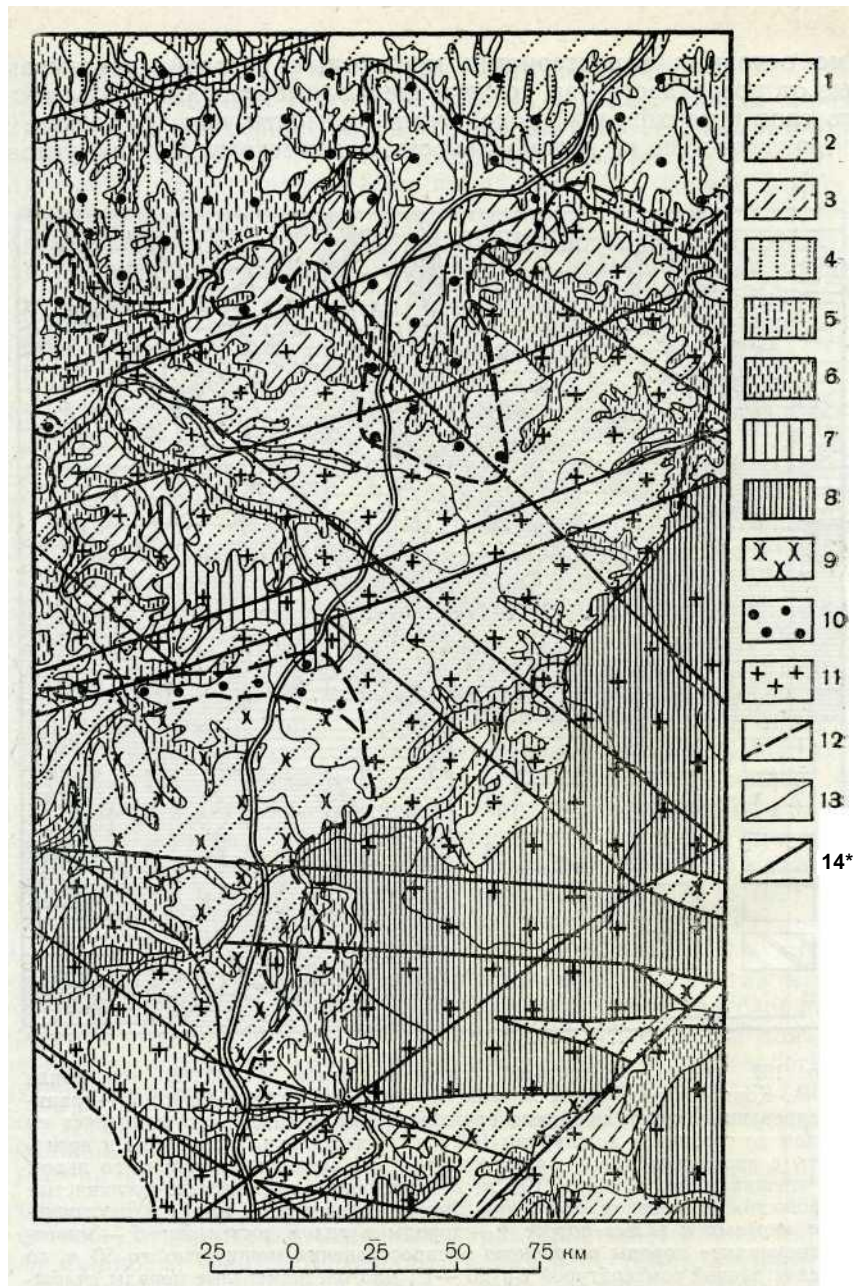
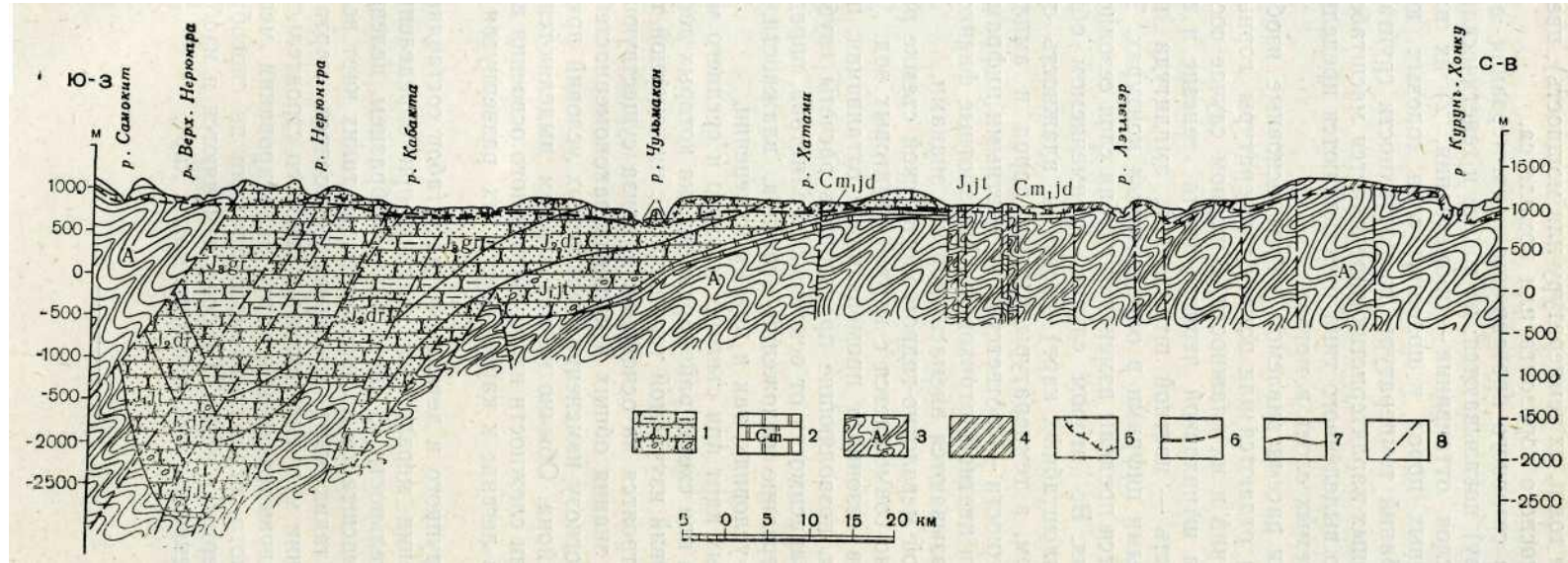


Рис. 163. Мерзлотная карта центральной части Южной Якутии масштаба 1 : 2 500 000 (составили К. А. Кондратьева и С. Ф. Хруцкий). *Типы многолетнемерзлых толщ:* аллювиальных —сцементированных льдом; коренных— со льдом по трещинам до глубины 100 ж; *островного* распространения: 1 — мощностью до 50 м, t_p от 0 до $-Г$; 2 — мощностью до 100 м, t_p от 0 до -1° ; 3 — мощностью до 100 м, t_p от -1 до -2° ; *сплошного* распространения: 4 — мощностью до 100 ж, f_{co} от 0 до $-Г$; 5 — мощностью до 100 м, t_{cp} от -1 до -2° ; 6 — мощностью до 300 м, tr от -2 до -3° ; 7 — мощностью до 300 м, t_{cp} ниже -3° ; 8 — мощностью более 300 м, t_{cp} ниже -3° . *Лит о логический состав коренных пород:* 9—песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углей, юрского (возраста; 10 — доломиты и известняки с прослоями мергелей, нижнекембрийского возраста; 11 — гранитизированные кристаллические сланцы и гнейсы архейского комплекса и диафорированные сланцы и гнейсы протерозойского комплекса; 12 — геологические границы; 13 — границы типов мерзлых толщ; 14—зоны региональных разрывных нарушений

Рис. 164. Схематический мерзлотно-гидрогеологический профиль по южной части Чульманской впадины; 1 — тонко- и крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и углей верхней, средней и нижней юры; 2 — доломитизированные известняки нижнекембрийских отложений; 3 — кристаллические сланцы, граниты архейского метаморфического и изверженного комплекса; 4 — многолетнемерзлые породы прерывистого распространения; 5 — нижняя граница распространения многолетнемерзлых пород; 6 — уровень подземных



вод; 7 — стратиграфические границы; 8 — разрывные нарушения

вия (состав мерзлых толщ, их температуру или мощность), цветом соответствующего водоносного горизонта или комплекса.

На карте типов сезонного протаивания и промерзания отложений (по В. А. Кудрявцеву) показываются: а) состав и генетическая принадлежность грунтов слоя оттаивания — промерзания, 2) их влажность, 3) температура горных пород у подошвы слоя годовых колебаний, 4) амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта.

Градация основных характеристик определяется масштабом карты. В контурах каждого выделенного типа проставляются пределы изменения глубин картируемых слоев в метрах.

При составлении рассматриваемой карты основные изобразительные средства (цвет) отдаются или показу температуры горных пород, или состава отложений и их влажности. В первом случае состав отложений показывается штриховкой черного цвета, генезис и возраст — индексами, влажность — цветной штриховкой, амплитуда колебаний температур — цветными цифрами в определенных контурах. Таким же образом показываются пределы изменения глубин слоя сезонного оттаивания — промерзания. Во втором случае (применяемом обычно при составлении мелкомасштабных карт) состав и влажность отложений показываются цветом, а температуры горных пород и амплитуда их колебаний на поверхности — соответственно цветными цифрами в определенных контурах и цветной штриховкой. Мерзлотные физико-геологические явления показываются внемасштабными знаками.

При комплексной мерзлотно-гидрогеологической съемке рассматриваемая карта обычно совмещается с картой грунтовых вод.

К картам типов сезонного промерзания и оттаивания прикладываются номограммы, позволяющие производить расчеты глубин сезонного оттаивания в зависимости от основных параметров, определяющих оттаивание и промерзание отложения (состава, влажности, $t_{гд}$, $A_{иов}$) как в естественных условиях, так и при их изменении.

Кроме указанных карт при съемках мелкого и среднего масштабов составляются карты или схемы районирования, на которых дается оценка мерзлотных условий изучаемой территории с инженерной точки зрения. Такие карты строятся на основании анализа существующей мерзлотной обстановки, знания общих и частных закономерностей и решения вопросов по прогнозу изменения мерзлотных условий при хозяйственном освоении района. Обычно на них цветом выделяются районы, различные по степени сложности их хозяйственного освоения в мерзлотном отношении, а в легенде к карте дается их развернутая характеристика.

При съемках крупного и детального масштабов составляются карты прогноза изменения мерзлотных условий при определенном виде хозяйственной деятельности. В связи с разнообразием целевых задач съемки указанных масштабов количество видов таких карт весьма значительно. К числу таких карт, например, относятся: карта величин осадки при оттаивании мерзлых грунтов в связи со строительством зданий с большим тепловыделением и карта районирования месторождения россыпного золота, обрабатываемого драгами по способам оттаивания многолетнемерзлых пород. Широко изменяются и изобразительные средства, применяемые при создании таких карт.



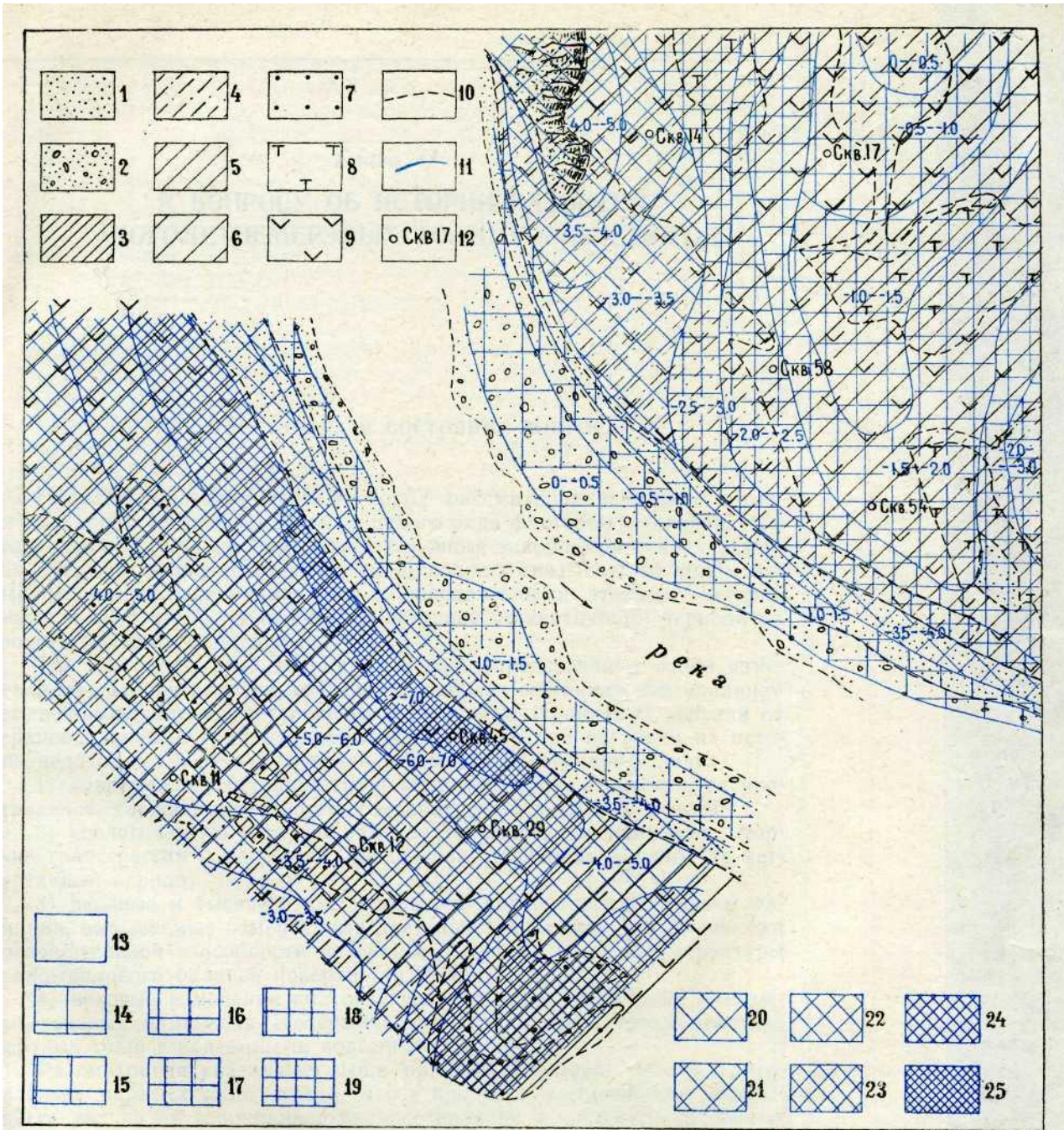


Рис. 161. Макет мерзлотной карты крупного масштаба (составила К. А. Кондратьева). Сингенетические мерзлые породы (аллювиальные): / — пески средне- и мелкозернистые; 2 — валунно-галечнишшвые отложения с гравийно-песчаным заполнителем. Эпигенетические мерзлые породы (делювиальные и гравитационные): 3 — суглинки легкие с дресвой и обломками диабазов и песчаников, подстилаемые песчано-глинистыми породами перми; 4 — супеси с обломками и дресвой диабазов, подстилаемые тufaми; 5 — суглинки легкие с обломками туфов и диабазов, подстилаемые тufaми; 6 — суглинки легкие и средние с обломками и дресвой диабазов, резе туфов и песчаников, подстилаемые диабазами. Эпигенетические мерзлые породы коренной основы: 7 — пески и песчаники с прослоями аргиллитов нижнепермского возраста; 8 — мелко-обломочные туфы и тонкослоистые туффиты нижнетриасового возраста; 9 — пластовые интрузии диабазов; 10 — границы литологических разностей; // — границы участков с различными среднегодовыми температурами пород; 12 — опорные скважины. Среднегодовые температуры пород (на глубине 9—16 м): 13 — +3°; 14 — от 0 до —0,5°; 15 — от —0,5 до —1°; 16 — от 1 до —1,5°; 17 — от 1,5 до —2°; 18 — от —2 до —2,5°; 19 — от —2,5 до —3°; 20 — от —3 до —3,5°; 21 ■ — от —3,5 до —4°; 22 — от —4 до —5°; 23 — от —5 до —6°; 24 — от —6 до —7°; 25 — ниже —7°

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД

XM. ПОСТАНОВКА И СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Процессы развития мерзлых пород рассматривались выше в различных аспектах в зависимости от целого ряда факторов и условий. При этом главным образом выяснялись основные закономерности их развития. История развития мерзлых толщ должна связывать их планетарные и региональные изменения с определенными этапами истории Земли и особенно с геологической историей четвертичного периода на соответствующих территориях.

Так как этапы развития мерзлых толщ представляют собой изменения их распространения, состава, строения и состояния под влиянием изменения внешнего и внутреннего теплообмена (граничных условий на верхней и нижней границах мерзлых толщ), то при изучении их истории необходимо в первую очередь учитывать следующие условия:

1) современное состояние толщ мерзлых пород, их состав, распространение, сложение, мощность, температурный и водный режим;

2) геологическую историю района (тектонические движения, морские трансгрессии и регрессии, оледенения, осадконакопления) за четвертичный период;

3) вековые и тысячелетние изменения поглощения солнечной радиации, вызываемые изменениями деятельности Солнца и изменениями поглощательной способности поверхности Земли, изменения структуры водно-теплового баланса поверхности Земли;

4) вековые изменения подтока тепла из недр Земли или возможные вековые изменения геотермического градиента и взаимодействия мерзлых толщ с подземными водами.

Рассматривая указанные выше причины и условия исторического развития мерзлых толщ, видно, что в процессе исследования определяется только их современное распространение и состояние, исторические же изменения мерзлотных условий устанавливаются по косвенным доказательствам и по существу часто являются предполагаемыми.

Чтобы перейти от гипотез к достоверным историческим выводам, требуется длительное и многостороннее изучение различными методами возможных исторических изменений указанных выше условий и сопоставление гипотетического развития мерзлых толщ с их современным распространением, мощностью, составом, строением и состоянием. Другими словами, для изучения истории толщ мерзлых пород необходимо пользоваться всеми имеющимися методами исторической геологии и методами теплофизических расчетов и моделирования.

Как известно, эти методы постоянно совершенствуются и становятся более точными. Главными из них, применительно к мерзлым породам, являются: 1) метод фациального анализа мерзлых толщ, т. е. восстановление условий генезиса и развития мерзлых толщ по элементам их залегания, составу, структуре, текстуре и другим особенностям; 2) методы определения абсолютного возраста сингенетических мерзлых толщ по содержанию радиоактивных изотопов; 3) аналитические расчеты и моделирование тепловых процессов в горных породах при различных возможных вариантах изменений граничных условий на верхней и нижней границах мерзлых толщ и сопоставление результатов с выводами, полученными другими методами, и с современным состоянием мерзлых толщ.

Такое комплексное изучение истории развития мерзлых пород в настоящее время разработано еще недостаточно и при попытках ее исследования возникает целый ряд неясных вопросов. Эти вопросы, в частности, включают: возможность существования мерзлых пород во времена, более древние, чем четвертичный период, соотношение развития мерзлых пород и покровного оледенения, этапы развития толщ мерзлых пород в четвертичный период в различных конкретных региональных геолого-географических условиях в четвертичном периоде и пр.

Вопросам истории развития толщ мерзлых пород посвящено относительно небольшое число работ (Попов, 1953, 1957; Сакс, 1953; Баулин, 1958, и др.), причем у авторов иногда имеются значительные расхождения во взглядах. Эти разногласия, по-видимому, вызываются главным образом расхождениями по вопросам толкования геологической истории четвертичного периода в различных регионах.

Решение и уточнение вопросов геологической истории четвертичного периода, несомненно, будет способствовать изучению истории мерзлых толщ и, наоборот, региональные исследования генезиса и развития мерзлых пород помогут выяснить многие вопросы истории четвертичного периода. В силу этого необходимо изучать морфологию и строение мерзлых толщ с генетической и исторической точки зрения.

Специфическое мерзлотное строение пород обусловлено закономерностями образования и распространения в них льда. Изучая эти закономерности, следует различать сингенетический и эпигенетический характер образования мерзлых толщ (V-4, VIII-7). Установление этих генетических характеристик уже позволяет сделать ряд исторических и палеогеографических выводов. Но необходимо отметить, что встречаются также полигенетические (смешанные) и монолитно-мерзлые толщи горных пород без заметных скоплений льда, которые трудно относить по структурному признаку к тому или иному генетическому типу. Поэтому важны поиски дополнительных более точных генетических критериев мерзлых толщ.

Так как и развитие покровного оледенения, и формирование мерзлых толщ являются результатами или выражением одного и того же процесса изменения теплового состояния Земли в сторону похолодания, то целесообразно кратко рассмотреть соотношение между ними, а затем уже перейти к историческим этапам развития мерзлых толщ на территории СССР.

Историко-геологические и палеогеографические данные по приатлантической части Евразии показывают, что в четвертичное время здесь происходили значительные изменения климата и других физико-географических условий, приводивших к сменам ледниковых условий неледниковыми. Чем дальше на восток, тем менее четко фиксируются разли-

чия в изменениях климата и смене ледниковых условий: особенно мало данных имеется относительно Центральной и Восточной Сибири.

Однако, по-видимому, независимо от взглядов моно- и полигляциалистов, весь четвертичный период на всей территории СССР можно разделить на три этапа: доледниковый, ледниковый и послеледниковый и изучать, как эти этапы протекали в различных региональных геолого-географических условиях (Попов, 1957).

XI-2. О СООТНОШЕНИИ МЕЖДУ РАЗВИТИЕМ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Для получения выводов о соотношениях между развитием покровного оледенения и мерзлых толщ необходимо сопоставить условия, в зависимости от которых образуются ледники и мерзлые толщи.

Основными условиями образования покровного оледенения являются: 1) отрицательная средняя годовая температура у поверхности, на которой накапливается снег; 2) выпадение достаточного количества снега и 3) превышение выпадения снега на поверхность по сравнению с его таянием и испарением.

На поверхности Земли твердые осадки накапливаются в «зоне питания» выше снеговой границы (линии) или уровня, на котором на горизонтальных незатененных поверхностях поступление твердых осадков равно их расходу. Ниже снеговой границы располагается «зона абляции», в которой приход снега меньше его расхода.

Высота снеговой границы (h) зависит: 1) от прихода тепла в летние месяцы, вследствие чего отрицательная температура на различных широтах возникает на различной высоте (в Антарктиде $t = 0$; на экваторе $h = 5000$ м); 2) от количества твердых осадков и величины испарения и таяния (чем меньше осадков и сильнее таяние и испарение, тем выше снеговая граница); 3) от локальных особенностей рельефа. Например, на склонах, обращенных к влажным ветрам, снеговая граница ниже, чем на противоположных склонах.

Сопоставляя условия образования толщ многолетнемерзлых пород с условиями развития покровного оледенения, необходимо иметь в виду следующие обстоятельства.

1. И многолетнемерзлые толщи, и покровное оледенение развиваются при таких достаточно малых приходах тепла на поверхность и в толщу пород, чтобы средние температуры последних были бы ниже 0° . Однако развитие покровного оледенения, в отличие от мерзлых толщ существеннейшим образом зависит от массообмена (прихода и расхода твердых осадков).

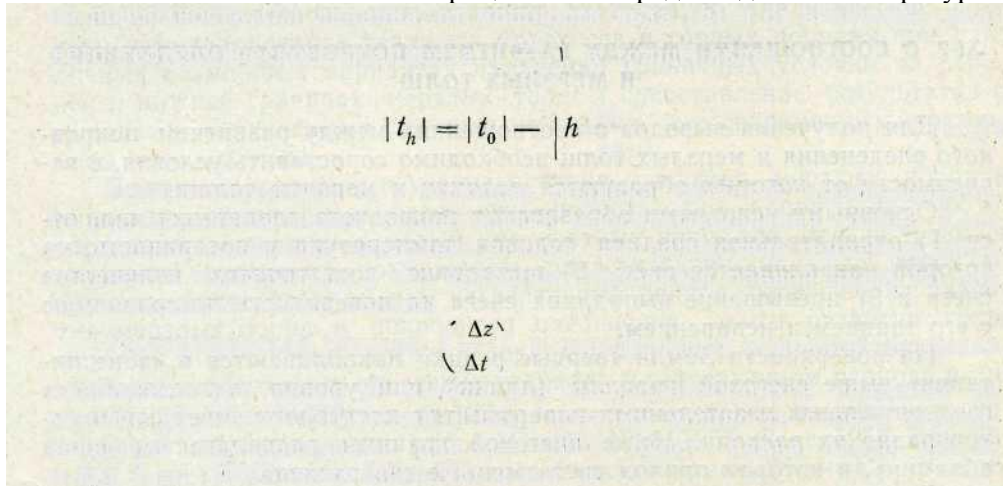
2. При больших приходах твердых осадков, в условиях холодного морского климата, за зиму могут накапливаться мощные слои снега (в юго-восточной Исландии до 7 ж), не успевающие растаять летом. В этом случае покровное оледенение может опускаться ниже высот, на которых геоизотерма равна 0° и надвигаться на сезоннопромерзающие породы. Если при этом температура у нижней поверхности слоя льда не опускается ниже нуля, то зона сезонного промерзания пород непосредственно граничит с зоной покровного оледенения, а многолетнемерзлые толщи отсутствуют.

3. При меньших приходах твердых осадков, что обычно сочетается с увеличением континентальности климата и с понижением среднегодовых температур пород, снеговая граница передвигается на высоты, где среднегодовые температуры пород ниже нуля. Вследствие этого по высоте последовательно могут наблюдаться: а) зона сезонного промер-

зания пород, б) зона многолетнемерзлых пород и в) зона покровного оледенения.

4. При достаточно малых приходах твердых осадков, их таяние и испарение, возрастающее с высотой и уменьшением давления, преобладают над их приходом, и покровное оледенение не образуется.

5. Возможность существования многолетнемерзлых пород под ледником зависит от величины отрицательной среднегодовой температуры



на поверхности t_0 ледника, от мощности льда (h) и от величины среднего геотермического градиента $\left(\frac{\Delta z}{\Delta t} \right)$ в толще льда:

'si-



Если температура t_h у подошвы ледника остается отрицательной, то под ледником может существовать многолетнемерзлая толща. Если же мощность ледника настолько велика, что вследствие температурного градиента температура у его подошвы становится равной нулю, то под ним находятся талые породы.

Геотермическая ступень $\left(\frac{\Delta z}{\Delta t} \right)$ в неподвижных холодных ледниках приблизительно равна 30 м/град , а в быстродвижущихся ледниках не меньше 20 м/град (Шумский, 1955), поэтому мощность слоя с отрицательными температурами при $U = -30^\circ\text{C}$ будет равна около 900 м , а при $t_0 = -10^\circ\text{C}$ около $200\text{—}300 \text{ ж}$ и т. д.

6. Из приведенных данных следует, что в континентальных условиях при низких среднегодовых температурах воздуха и пород, под маломощными ледниками могут существовать мерзлые породы; многолетнемерзлые толщи могут заходить под краевые части более мощных ледников и совсем не обязательно, чтобы их границы в плане совпали.

7. Из сказанного выше также следует, что подразделение четвертичного периода на доледниковый, ледниковый и послеледниковый этапы, вполне определенное для Западной Европы и западной части СССР, становится лишь относительным для континентальных условий Сибири, где развитие покровного оледенения могло отсутствовать или, во всяком случае, развивалось гораздо слабее. Иначе говоря, эти термины в данном случае обозначают только хронологические этапы четвертичного периода, характеризуемые более или менее определенными изменениями климатических и физико-географических условий. При этом в пределах Верхоянско-Колымской горной страны, Приморской низменности и Новосибирских островов различия этих этапов были наименьшими, и здесь господствовали наиболее однородные условия в течение наибольшей части четвертичного периода (Попов, 1957).

XI-3. ОЧЕРК ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В СССР В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Доледниковый период. Предполагается (Попов, 1957), что толщи многолетнемерзлых пород возникли впервые в раннем плейстоцене в пределах Центральной и Северной Якутии, а может быть и в северной части Средне-Сибирского плоскогорья и на Чукотке. Существуют и

другие мнения. Так, М. Н. Караваев (1955), <на основании палеоботанических данных, считает возраст вечной мерзлоты в Центральной Якутии гораздо более молодым, относя ее возникновение к концу плейстоцена. Однако мерзлотно-геологические данные, более надежные для палео-

климатических реконструкций, чем геоботанические, не согласуются с такими представлениями.

В начале плейстоцена возникла и тундра: сначала на северо-востоке материка, потом по северной его окраине, а затем и на северо-западе (Тихомиров, 1946).

Можно думать, что общие закономерности относительно изменения средних температур пород и амплитуд годовых колебаний в направлении на северо-восток в глубь материка 'сохранялись во время всего четвертичного периода. Изменения климатических условий планетарного масштаба, по-видимому, изменяли лишь абсолютные значения средних температур и амплитуд температурных колебаний в атмосфере и породах. Поэтому естественно думать, что развитие мерзлых толщ происходило при планетарном похолодании постепенно, начиная с северо-восточной части Евразии и захватывая все более обширные территории в западном, юго-западном и южном направлениях. Однако следует заметить, что прямые доказательства развития многолетнемерзлых толщ в Евразии в раннечетвертичное время отсутствуют, и об этом можно судить лишь на основании косвенных геолого-географических данных (Попов, 1957).

По мере усиления сезонного и многолетнего промерзания горных пород развивались пучение, трещинообразование, солифлюкция, образование различных форм подземных льдов и другие мерзлотные физико-геологические процессы.

Все это в северо-восточной части Евразии происходило в начальный этап четвертичного времени, когда в европейской части СССР еще не возник ледниковый покров. Нет оснований говорить об оледенении в это время и северо-востока Сибири.

Доледниковый этап развития многолетнемерзлых толщ в СССР был, по-видимому, достаточно длительным и своеобразным по географо-геологическим условиям, но о нем можно судить лишь предположительно (Попов, 1957).

Ледниковый этап. Развитие обширного оледенения в Европе и отчасти на северо-западе Сибири существенно изменило физико-географическую обстановку. Под влиянием сильного охлаждающего действия ледниковых покровов климат в перигляциальной зоне должен был стать гораздо более суровым, чем в доледниковый период, причем эти влияния, по-видимому, возрастали по мере увеличения площадей, покрытых льдом. Происходило распространение холодной арктической зоны к югу с соответственным развитием многолетнемерзлых толщ.

Следы мерзлотных процессов, свидетельствующие о былом суровом климатическом режиме, наблюдаются на обширных пространствах Средней Европы, в средней и южной частях Русской равнины и Западно-Сибирской низменности. А. И. Попов (1957) полагает, что без охлаждающего действия обширных ледниковых покровов в этих широтах Евразии едва ли могли возникнуть условия, близкие к арктическим. Он также придерживается мнения, что следы мерзлотных процессов в Средней Европе и в европейской части СССР являются в большей степени доказательством существования древнего оледенения, чем сами моренные отложения.

К таким следам мерзлотных процессов относятся: широкое развитие полигональных систем грунтовых жил, солифлюкция, «котлы кипения» и другие свидетельства смещений пород в закрытых системах. Все эти формы наблюдаются в разрезах четвертичных отложений на Русской равнине и встречаются, по-видимому, менее часто в Западной

Сибири, что, возможно, также указывает на различное развитие процессов оледенения на этих территориях.

Несмотря на ограниченность данных, все же можно говорить о былом распространении многолетнемерзлых пород в средней и, может быть, в южной частях Сибири. Между прочим, в пользу этого свидетельствует открытие здесь глубоко залегающих несливающихся мерзлых толщ много южнее современной южной границы распространения мерзлых пород (Земцов, 1957). Как в европейской части СССР, так и в Западной Сибири указанные выше явления следует относить к ледниковому этапу четвертичного периода, хотя оледенение в этих районах, по-видимому, развивалось различно.

По мнению А. И. Попова (1967), сибирский и уральский ледниковые покровы были синхронны с трансгрессией Карского моря в пределы низменности и были причинно с ней связаны. Сибирский покров распространялся только на пространство современного Енисейско-Тазовского междуречья и представлял собой слияние мощных горно-долинных ледников, спустившихся со Средне-Сибирского плоскогорья. Уральский покров был, вероятно, больших размеров.

Если большая плейстоценовая морская трансгрессия действительно занимала большую часть территории распространения валунов в Западной Сибири, а синхронные с ней ледниковые покровы были ограничены по площади, то становится понятной меньшая интенсивность мерзлотных явлений по периферии пространства с валунами по сравнению с площадью к югу от ледникового покрова в европейской части СССР. Наличие крупного водного бассейна в северо-западной Сибири должно было несколько смягчать здесь климат по сравнению с более восточными районами.

В пользу отсутствия обширного ледникового покрова в Западной Сибири свидетельствует также очень слабое развитие покровных суглинков на водоразделах. Нет оснований предполагать развитие многолетнемерзлых пород и на дне бореального моря, трансгрессировавшего в пределы Западной Сибири до 60° с. ш. (Попов, 1957).

Без данных о мощности ледовых покровов, даже зная пределы их распространения, нельзя достаточно точно судить об области развития многолетнемерзлых пород. Действительно, вряд ли равнинные покровные оледенения в европейской части СССР и в Сибири достигали мощностей, сравнимых с мощностью льда в Гренландии, или достигали толщины 200—300 м. А при меньших мощностях льда и среднегодовой температуре, предположим -10°C , перигляциальные зоны мерзлых пород могли далеко заходить под ледник.

В европейской части СССР отмечаются ископаемые следы мерзлотных процессов к югу от области распространения Днепровского ледникового покрова, но главным образом Валдайского. Далее на восток следы былого распространения многолетнемерзлых пород представляются выраженными слабее, но возможно, что такое впечатление создается вследствие относительно меньшей изученности территории. Во всяком случае и здесь постоянно обнаруживаются доказательства более обширного распространения многолетнемерзлых пород в прошлом. Например, можно привести полигональные системы грунтовых жил с пустотами в районе Красноярска, далеко за пределами современной вечной мерзлоты, по-видимому образовавшиеся в результате вытаивания древних жильных льдов.

Оледенение на Таймырском полуострове и Средне-Сибирском плоскогорье по сравнению с европейским оледенением характеризовалось меньшей активностью, меньшей мощностью и подвижностью и более

низкими температурами ледников. Все это способствовало существованию отрицательных температур под ледниками и накоплению многолетнемерзлых толщ под ними и по их периферии.

Сохранение остатков погребенного глетчерного льда в Норильских горах (Тумель, 1946) указывает на устойчивость мерзлотных условий в этом районе в течение длительных геологических промежутков времени и на то, что сами мерзлые толщи здесь в структурном отношении отражают фациальные условия ледникового периода.

По-видимому, за время с конца оледенения до наших дней климатические изменения не были достаточно значительными, чтобы привести хотя бы к временным исчезновениям мерзлоты, а вызывали лишь колебания температурного режима и мощности мерзлых толщ без значительного структурного изменения их основных частей. Таким образом, хотя современный температурный режим мерзлых толщ не соответствует температурным условиям ледниковой эпохи, их криогенные текстурные особенности в значительной мере отражают фациальную обстановку того времени.

К востоку от р. Лены и в Забайкалье следы оледенения выражены еще слабее. В настоящее время общепризнано, что в этих районах оледенение занимало лишь горные участки, что собственно и должно быть в условиях холодного континентального климата при малом количестве твердых осадков.

Обширные низменные территории Лено-Вилюйской впадины, равнины Лено-Алданского плато, долины в Забайкалье, северная приморская низменность, Новосибирские острова были лишены покровного оледенения, что, несомненно, доказывается развитием на этих территориях древних систем мощных жильных льдов (Достовалов и Попов, 1963).

Фациальные условия образования полигональных систем мощных сингенетических жил льда исключают одновременное существование покровного оледенения на территориях, занятых такими льдами. В то же время синхронность террасовых отложений с мощными сингенетическими жилами льда позволяет по-новому подходить к оценке палеоклимата времени их образования. Формирование древних террас р. Лены в Центральной Якутии с мощными сингенетическими жильными льдами, несомненно, относится по крайней мере к среднему, а вероятнее, к раннему плейстоцену. По-видимому, только первая надпойменная терраса и пойма р. Лены относятся к голоцену. Таким образом, возникновение многолетнемерзлых пород в Центральной Якутии необходимо относить к началу плейстоцена.

Существование многолетнемерзлых толщ в северо-восточной части СССР оказывается значительно длительнее времени оледенения Русской равнины. Проявление ледниковой эпохи в северо-восточной Евразии не вызывало столь резких изменений природной обстановки, как на западе (Герасимов, Марков, 1939). Природные условия на северо-востоке Евразии во время ледниковой эпохи были в общем сходными с современными, но отличались большей суровостью. Однако эти более суровые климатические условия были лишь относительно стабильными, так как, несомненно, происходили колебания амплитуд и среднегодовых температур воздуха и пород.

Анализ фациальных условий развития мощных жильных льдов в Центральной и Северной Якутии на основе установленных выше (гл. VI) закономерностей их формирования приводит к выводу, что такие льды (мощностью до 40 м) могли образоваться только в пойменных условиях, при равновесии опускания местности и накопления осад-

ков. Сопоставляя это обстоятельство с доказательствами большой плейстоценовой трансгрессии моря в северо-западной Сибири, можно заключить, что опускание в плейстоцене северного и северо-восточного побережья Евразии охватывало огромные территории, но на северо-востоке оно было выражено слабее и в течение десятков тысячелетий компенсировалось осадконакоплением. При этом накопление полигональных систем жильных льдов выступило совершенно своеобразно в роли мощного породообразующего фактора.

На аллювиальных равнинах востока и северо-востока Евразии мерзлотные физико-геологические процессы выражались преимущественно морозобойным растрескиванием, ростом жильных льдов, термокарстом и пучением в специфических условиях осушаемых аласов, а в горных районах этой территории в ледниковый этап были широко развиты солифлюкция и морозное выветривание, усиливаемое процессами растрескивания. Эти процессы являлись важнейшими факторами денудации в горах.

В условиях низкотемпературной мощной мерзлоты процессы миграции влаги в грунтах и пучения имели подчиненное значение, но, несомненно, имело место инъекционное пучение и образование бугров типа булгунняхов. Современные булгунняхи Якутии в большинстве, по-видимому, едва ли старше голоцена, но в отдельных случаях возможен и более древний возраст.

Аллювиальные отложения современных высоких террас Северной и Центральной Якутии характеризуются сингенетическими криогенными текстурами, представляющими чередование ледяных и минеральных прослоек. Но при обмелении и осушении неглубоких водоемов происходило промерзание донных отложений с миграцией влаги к фронту промерзания (главы IV и V) и образование мерзлых грунтов с эпигенетической криогенной текстурой, характеризуемой разреживающейся с глубиной ледяной решеткой.

Послеледниковый период. Потепление климата, вызвавшее деградацию Валдайского ледникового покрова и быстрое изменение физико-географических условий на Русской равнине, привело также и к оттаиванию мерзлых толщ на обширных территориях.

Важным этапом, своего рода рубежом послеледникового времени, явился этап так называемого термического максимума или наибольшего потепления климата (6000—9000 лет тому назад). В это время голоцена лесная растительность в Евразии продвигалась на север далее всего.

В европейской части СССР в этапе термического максимума многолетнемерзлые породы, по крайней мере в верхних своих горизонтах, отступали к северу вплоть до современных берегов Баренцева моря, что доказывается соответственным распространением теплолюбивой растительности.

В последнее время все больше признается (Попов, 1957), что в этап термического максимума происходили регрессия моря и осушение части северного шельфа. Эти процессы должны были способствовать усилению континентальности климата, потеплению летних вегетационных периодов и продвижению лесной растительности на север. Вероятно, что на осушенной тогда, а ныне затопленной полосе шельфа, между северной границей леса и берегом моря, существовала тундра и были развиты многолетнемерзлые породы даже во время термического максимума.

В Западной Сибири термический максимум, по-видимому, также усиливался вследствие регрессий Карского моря. Этапами термического

максимума и последующего похолодания, вероятно, и объясняется наличие на севере Западной Сибири (например, в районе Салехарда) глубоко залегающих слоев многолетнемерзлых пород, отделенных межмерзлотным таликом от верхней, более молодой, мерзлой толщи.

В таежной зоне Западной Сибири и местами в лесотундре во время термического максимума древние плейстоценовые мерзлые толщи деградировали, и их верхняя поверхность уходила на глубину порядка 100 м и более.

В позднем голоцене после термического максимума в этих зонах началось похолодание, отступление леса к югу и образование современного верхнего горизонта многолетнемерзлых пород. На мочажинных торфяных болотах началось образование бугров и они превратились в бугристые торфяники (Попов, 1953). Северная граница леса сместилась к югу дальше ее современного положения. В промерзающих толщах возникли эпигенетические криогенные текстуры. На основании сказанного выше можно полагать, что возраст верхнего горизонта мерзлых толщ в лесотундровой и лесной зонах Западной Сибири составляет три—пять тысяч лет.

По мнению А. И. Попова (1957), многолетнемерзлые породы на Ямале, Гыданском полуострове и в районах вблизи полярного круга возникли эпигенетически, после исчезновения морского залива и оледенения, и существовали здесь в течение всего голоцена, включая и время термического максимума. Доказательством этого служит эпигенетическое строение мерзлых толщ на водораздельном плато у Салехарда. В речных долинах и на приморских лайдах Ямала и Гыданского полуострова происходило одновременно накопление осадков и вечной мерзлоты, сопровождаемое и развитием жильных льдов. Поэтому последние в мощных аллювиальных отложениях располагаются иногда в несколько ярусов друг над другом.

Далее на восток изменения физико-географических условий в голоцене постепенно уменьшаются, и, по имеющимся данным, смещение зон в северо-восточной Сибири было в этот период менее значительным. Стабильность мерзлотных условий здесь подчеркивается четко выраженным сингенетическим криогенным строением мерзлых толщ.

Непрерывность существования толщ многолетнемерзлых пород в горных областях и на высоких речных террасах северо-восточной Сибири с плейстоцена до настоящего времени не вызывает сомнения. Но термические и мерзлотные изменения, разумеется, происходили. Это, например, доказывает тем, что в районе Чокурдаха полигональные системы жильных льдов представлены как древними мощными льдами аллювиального плато, так и современными маломощными жильными льдами в пойме, а в районе Якутска существуют лишь древние ископаемые мощные льды на высоких террасах, а современные льды не образуются. Указанное различие доказывает голоценовое потепление климата в Якутии, характеризующее вообще послеледниковый период.

Голоценовое потепление в северо-восточной Сибири не только изменило температурный режим пород, но приводило к изменениям микро- и мезорельефа в результате вытаявания мощных полигональных систем жильных льдов.

Выше указывалось на важное значение для этой территории подземных льдов, как породообразующего компонента в плейстоценовое время. Действительно, толщи с полигональными древними сингенетическими льдами мощностью до 40 м состоят на 50—70% по объему из льда. В суровом климате плейстоцена (в ледниковый этап) эти льды

развивались и были устойчивыми, а их толща компенсировала слабое опускание местности, препятствуя трансгрессии моря.

В более теплое голоценовое время эти льды становятся неустойчивыми и протаивают. Их протаивание понижало поверхность на 30—40 ж, создавая новые формы мезорельефа (аласы и байджехахи) внутри аллювиальных плато, а на побережье облегчало трансгрессию моря, которая в свою очередь способствовала их протаиванию. Так исчезли многие «ледяные острова», да и в настоящее время этот процесс продолжается; сокращается площадь Новосибирских островов.

Подводя итог сказанному выше, следует подчеркнуть некоторые особенности развития многолетнемерзлых толщ в Европейской части СССР, Западной Сибири и северо-восточной Сибири.

1. В западной части территории СССР как в плейстоцене, так и голоцене сказывались условия морского климата, на фоне которых и происходили температурные колебания. Поэтому здесь амплитуды были меньше, а средние температуры выше, чем на востоке страны. По этой причине мерзлые толщи на западе были более динамичными, чем на востоке.

2. На динамику мерзлых толщ, вызванную температурными колебаниями, на западе накладывались еще влияния оледенений и морских трансгрессий. В результате на западе происходили более резкие и значительные колебания южной границы многолетнемерзлых пород, сезонное промерзание и протаивание шло на большую глубину, сильнее были процессы миграции влаги и пучения. Морозобойное растрескивание приводило главным образом к росту систем грунтовых жил. Термический максимум привел к очень сильному сокращению площади «вечной мерзлоты».

3. На северо-востоке Евразии средние температуры всегда были ниже, а амплитуды больше, климат континентальнее, многолетнемерзлые толщи устойчивее как по мощности, так и по площади распространения. Здесь почти отсутствовали оледенение и морские трансгрессии. Характерной особенностью этой территории явилось широкое развитие систем мощных жильных льдов, сыгравших сначала, в плейстоцене, роль породообразующего фактора, а затем, в голоцене, явившихся вследствие термокарста важным денудационным и геоморфологическим фактором. Здесь, на северо-востоке Сибири, существуют мерзлые породы ледникового возраста с криогенным строением, унаследованным с тех времен.

4. Приведенный выше очерк развития толщ многолетнемерзлых пород в СССР в четвертичном периоде показывает, как региональные геолого-географические процессы и факторы, накладываясь на общие планетарные процессы похолодания и потепления, обуславливают различную историю мерзлых толщ в различных регионах.

XI-4. О РЕГИОНАЛЬНОМ ИЗУЧЕНИИ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Вследствие значительного влияния региональных геолого-географических условий на развитие мерзлых толщ, истории их развития в разных районах должны изучаться отдельно и могут заметно отличаться друг от друга. При этом регионально могут не совпадать как возрастные, так и морфологические особенности мерзлых толщ (криогенное строение, элементы залегания и периодические перемещения верхней и нижней границ).

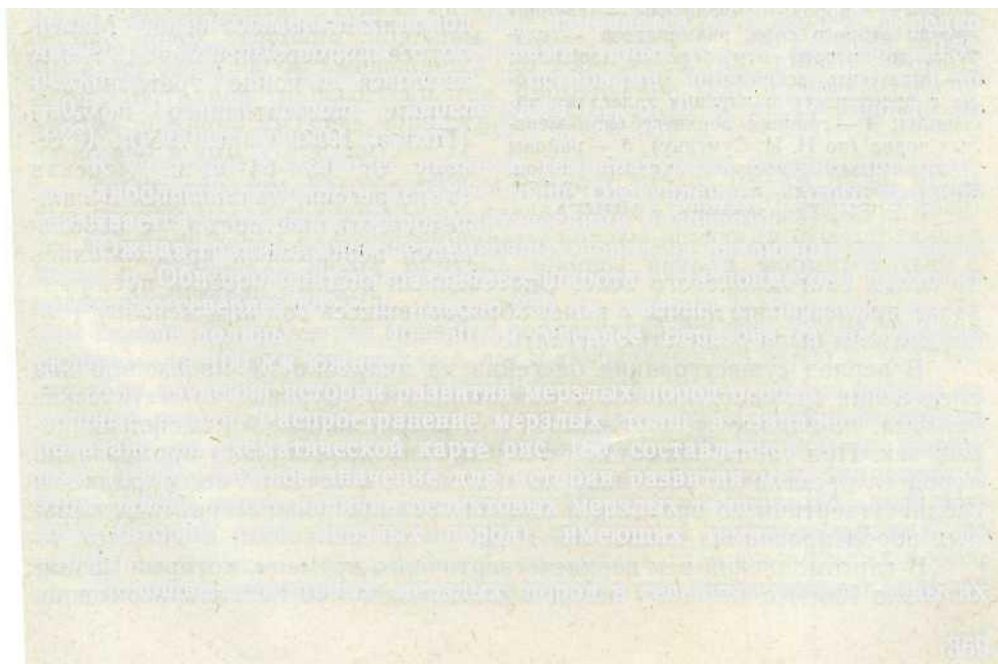
Действительно, можно думать, что температурная зональность на земной поверхности, обусловленная шарообразной формой Земли и определенным направлением ее оси вращения, существовала во все геологические времена и в четвертичное время изменялась относительно мало (по сравнению с более далекими геологическими временами). Поэтому средние температуры (оси многолетних колебаний температуры) всегда повышались при движении с севера на юг, а это вызывало изменение типа многолетнемерзлых толщ и режима изменений их мощности, как показано, например, на рис. 151 главы VIII.

Имея в виду сказанное выше, при исторических реконструкциях регионального развития мерзлых толщ необходимо представить в первую очередь возможные значения и изменения периодов, средних температур (осей), амплитуд и градиентов температур при их многолетних колебаниях. Сочетая эти термические условия с влиянием геолого-географических факторов (тектонические движения, оледенения, трансгрессии моря, изменения геоботанических зон), можно выводить гипотетические картины развития мерзлых толщ в различных районах и сверять их с фактическими данными современного их состояния.

В качестве примера такого рода работ опишем кратко попытку В. В. Баулина (1958) восстановить историю развития многолетнемерзлых пород на северо-западе Сибири в четвертичный период и подтвердить ее моделированием процессов промерзания и протаивания на гидроинтеграторе.

В своей работе В. В. Баулин (1958) прежде всего производит районирование территории по геологическим факторам длительного действия (геологическое и геоморфологическое строение территории, ледниковые покровы, водные бассейны и т. д.). В целях исторического изучения мерзлых пород он выделяет три района: 1) долина р. Оби; 2) участки ледниковых плато, сложенные осадками крупных водоемов; 3) участки ледниковых плато, состоящие преимущественно из ледниковых отложений. В долине р. Оби, кроме того, выделяются 4 подрайона: пойма, первая терраса, вторая терраса и озерно-аллювиальная равнина.

По мерзлотным условиям на этой территории выделяется пять ти-



пов распространения мерзлых и талых пород: а) сплошное распространение многолетнемерзлых пород (t_{cp} изменяется от 0 до -1° и редко ниже); б) мерзлые породы с островами талых (t_{cp} от $+0,5$ до $-0,5^\circ$, редко до -1°); в) талые породы с островами мерзлых (t_{cv} от $+1$ до $-0,5^\circ$); г) талые породы с перелетками (t_{cp} от 0 до $+1^\circ$ и иногда до $+2^\circ$); д) талые породы (t_{cv} от $1-2$ и до $3-4^\circ$).

К участкам с наиболее низкими температурами обычно приурочены наибольшие мощности мерзлых толщ. Отступление от этого правила связывается с особыми гидрогеологическими условиями.

Южная граница многолетнемерзлых пород на различных элементах долин р. Оби проходит на различных широтах. На пойме она проходит несколько севернее 66° с. ш. (около 250 км севернее с. Березово; на ле-

вом склоне долины — на 40—50 км севернее Березова, а на правом склоне — на 100 км южнее).

Для изучения истории развития мерзлых пород особенно важны их мощные толщи. Распространение мерзлых толщ в Западной Сибири показано на схематической карте рис. 165, составленной В. В. Баулиным (1958). Важное значение для истории развития мерзлых пород в этом районе имеет наличие реликтовых мерзлых толщ на большой глубине (второй слой мерзлых пород), имеющих температуры от 0 до — 0,4°.

Подосва реликтовых мерзлых пород в северных частях зоны их

распространения залегает на глубине 140—230 м. Южнее на 61—62° с. ш. она залегает глубже 250—315 м, в бассейне р. Елогуй (62° с. ш.), вероятно, опускается до 460 м (Земцов, 1959). Такое распространение мерзлых пород в Западной Сибири объясняется историей их развития. **История развития многолетнемерзлых пород в Западной Сибири (по В. В. Баулину).** Основными событиями в геологической истории



Рис. 165. Схематическая карта распространения многолетнемерзлых пород в Западной Сибири (Баулин, 1958): 1 — скважины без мерзлых пород, глубина скважины; 2 — скважины, вскрывшие второй слой мерзлых пород: числитель — глубина юрволы второго слоя, знаменатель — глубина, до которой эти породы пройдены; 3 — скважины, вскрывшие мерзлые породы с поверхности и глубина залегания последних; 4 — граница верхнего слоя мерзлых пород (по И. И. Сумгину); 5 — районы с двуслойным строением мерзлых пород. Карта составлена по материалам ЗСГУ, ВСЕГЕИ, Гидропроекта и НИИГА

района, которые могли вызвать указанные выше особенности залегания мерзлых пород, были морские трансгрессии, оледенения и длиннопериодные климатические колебания (изменения t_{cv} и амплитуд колебаний температуры).

Южные границы оледенений и трансгрессий четвертичного периода на всем севере низменности расположены приблизительно на одинаковых широтах. Одинаковы в общем и современные физико-географические условия, поэтому выводы относительно района нижнего течения р. Оби, по-видимому, справедливы для большей части севера низменности. Анализ основных событий геологической истории и условий распространения и строения мерзлых пород района позволил разделить историю развития современных им толщ на четыре этапа.

Первый этап (дозырянский) охватывает период с начала формирования мерзлых пород до конца сангомпанского века. Многолетнее промерзание пород могло начаться в конце третичного — начале четвертичного периода (Попов, 1953, Сакс, 1953). К северу от 63—64° с. ш. морская трансгрессия, начавшаяся в нижнечетвертичное время, с небольшими перерывами продолжалась до конца сангомпанского века. Опресненный водный бассейн препятствовал промерзанию пород, а ранее образовавшиеся под ним мерзлые толщи должны были полностью оттаять.

В период существования бассейна на низменности произошло два оледенения (домаксимальное и максимальное). Суровые климатические условия, по-видимому, отражались и в досалемальский и межледниковый век'. При таких климатических условиях происходило промерзание пород за пределами бассейна, по-видимому, в течение всего ранне- и среднечетвертичного времени, и южная граница распространения мерзлых пород проходила южнее 56° с. ш.

В сангомпанский век верхнечетвертичного времени, который начался около 100 тыс. лет тому назад и длился около 40 тыс. лет, возможно,

наступило некоторое потепление (Сакс, 1953), но полное оттаивание пород, по-видимому, не произошло, на что указывает существенная разница в глубине залегания подошвы мерзлых толщ на $66\text{--}67^\circ$ и $61\text{--}62^\circ$ с. ш., существующая в настоящее время. Вероятно, температурные условия в период потепления были близкими к современным в районе Салехарда ($t_{\text{ср}}$ около 0°). Южная граница водного бассейна, по-видимому, испытывала колебания, о чем свидетельствуют структуры вытаявания жильных льдов.

Второй этап развития мерзлых пород охватывает вторую половину верхнечетвертичного времени, начиная с зырянского оледенения (около 60 тыс. лет тому назад) и часть современного отдела до климатического оптимума. В этот период климат был континентальным на всем севере низменности.

Для промерзания пород наиболее благоприятными были зырянский и сартанский века (зырянское покровное оледенение и сартанское горно-долинное). В межледниковый век формирования озерно-аллювиальной равнины и в каргинский век, возможно, становилось немного теплее, но оттаивание мерзлых пород едва ли было значительным. В районе Салехарда подошва второго слоя мерзлых пород на озерно-аллювиальной равнине лежит на глубине 140 м, а на останце ледникового плато — на глубине 45—50 м и глубже. Если бы в каргинский век мерзлые породы оттаивали полностью, то указанные мощности мерзлых толщ должны были бы быть примерно одинаковыми.

О похолодании климата в период формирования первой надпойменной террасы (сартанский век) свидетельствуют следы горно-долинного оледенения на Урале, наличие псевдоморфоз по жильным льдам в отложениях террас и данные пыльцевого анализа.

Таким образом, на протяжении всего второго этапа развития мерзлых пород происходило промерзание отложений, хотя и с некоторыми колебаниями в интенсивности. В отдельные века южная граница мерзлых пород смещалась к югу от современного ее положения.

Указанные выше трансгрессии и регрессия моря, оледенения и климатические колебания объясняют наблюдающиеся изменения мощности мерзлых толщ с севера на юг. Так, на территории, покрывавшейся бассейном, глубина подошвы толщ мерзлых пород, равная на 70° с. ш. 450—500 м, уменьшается до 200—300 м на широте $66\text{--}67^\circ$. К югу от Границ трансгрессии, где промерзание шло в течение обоих этапов, подошва мерзлых пород снова понижается и залегает на глубине до 450 м ($61\text{--}62^\circ$ с. ш.).

Таким образом, на ледниковом плато к югу от $63\text{--}64^\circ$ с. ш. мерзлые породы могли сохраниться с начала четвертичного периода. Севернее в составе пород плато преобладают водные осадки, и существующие здесь в настоящее время мерзлые породы начали формироваться в послесангомпанское время.

Третий этап развития мерзлых пород включает весь климатический оптимум, длившийся около 5 тыс. лет и закончившийся около 2—2,5 тыс. лет тому назад (Кац и Кац, 1948; Шнитников, 1957).

В период оптимума северная граница леса смещалась к северу на 300—400 км, а температура вегетационного периода была выше современной на $3\text{--}4^\circ$. В настоящее время такая разница в температуре наблюдается между районами Нового Порта и с. Березово, недалеко от которого в настоящее время проходит южная граница мерзлых пород. Поэтому можно предполагать, что южная граница мерзлых пород, залегающих с поверхности в период оптимума, проходила в районе

Нового Порта, около 68° с. ш. К югу отсюда происходило частичное оттаивание мерзлых пород и понижение их кровли.

Оттаивание в районе г. Салехарда, где проходит современная граница леса, достигало 60—70 м. Севернее, в зоне тундры, и в более льдистых породах глубина понижения кровли мерзлых толщ была меньшей, около 40—50 м. К югу от $66—67^\circ$ с. ш. мощность оттаявшего слоя возрастает до 200 и более метров. Южнее 61° с. ш. мерзлые породы, вероятно, полностью оттаяли в местах, где их мощность не превышала 100 м. Это могло происходить и севернее, в других районах, около 65° с. ш., где мощность мерзлых толщ была уменьшена трансгрессией моря (Баулин, 1958).

Четвертый этап начался по окончании климатического оптимума (2—3 тысячи лет тому назад) и продолжается до настоящего времени. В этот период происходило понижение средних годовых температур, и промерзание пород увеличивалось, но не в такой мере, как до климатического оптимума. Мерзлые породы далеко не достигли максимальных пределов своего распространения в предыдущие этапы.

В районе Салехарда на тундровых участках глубина промерзания достигла 50—80 ж, поэтому севернее в тундре, где в климатический оптимум глубина протаивания достигала 40—50 м, породы вновь должны были полностью промерзнуть. В том же районе на участках, покрытых древесной растительностью, породы, оттаявшие в период оптимума, промерзли в настоящее время не полностью, а только до глубины 20—30 м. Поэтому здесь, а также на обширных пространствах Западной Сибири, к югу от $66—67^\circ$ с. ш., наблюдается двуслойное залегание мерзлых толщ (рис. 165).

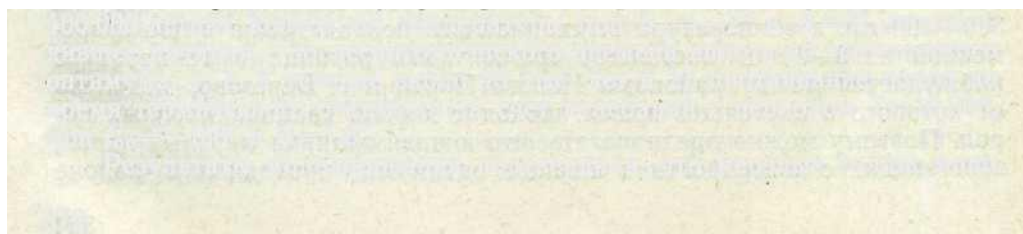
В течение четвертого этапа реликтовые мерзлые породы, вероятно, оттаивали снизу за счет притока тепла из глубин земной коры, причем мощность оттаявшего слоя могла приблизительно достигать 80—100 м.

Помимо трансгрессий, оледенений и длиннопериодных климатических колебаний, на изменения мощных толщ мерзлых пород большое влияние могут оказывать крупные реки. Под современными крупными реками (Обь, Енисей, Лена) мерзлые породы отсутствуют. Оттаивание мерзлых пород на различных элементах долин крупных рек зависит от возраста этих элементов.

Промерзание пород первой надпойменной террасы р. Оби началось в конце второго этапа и было относительно неглубоким, поэтому в период оптимума породы здесь могли оттаять полностью. По-видимому, вследствие этого на пойме второй слой мерзлых пород не обнаружен.

Приведенный выше очерк региональной истории развития мерзлых пород в Северо-Западной Сибири описывает лишь происхождение современных толщ. В различные этапы существования мерзлых пород, несомненно, происходили колебания климата, возможно, наступали свои климатические оптимумы. Южная граница двигалась к северу и обратно к югу, и соответственно могло формироваться однослойное или двуслойное залегание мерзлых толщ.

В. В. Баулин (1958) для проверки своей схемы провел моделирование процессов промерзания и протаивания на гидроинтеграторе. При



этом моделировалось: 1) промерзание пород южнее 68° с. ш. за счет 100 000-летних колебаний температуры при $\Delta t_{\text{ср}} = -2^\circ$ и $L = 3^\circ$, происшедшее начиная с послесангомпанского времени вплоть до термического оптимума, т. е. в течение около 45 тыс. лет и 2) протаивание пород во время термического оптимума за счет колебаний с периодом $\Gamma = 10000$, при $t_{\text{ср}} = -0,6^\circ$ и $A = 1,8^\circ$.

Результаты моделирования подтвердили, что мерзлые толщи мощ-

ностью 250—300 м могли формироваться при указанных выше условиях 40—50 тыс. лет тому назад и могли затем протаять за время термического оптимума на 60—200 м. Эти величины соответствуют наблюдаемым в настоящее время южнее 68° с. ш. глубинам залегания нижней

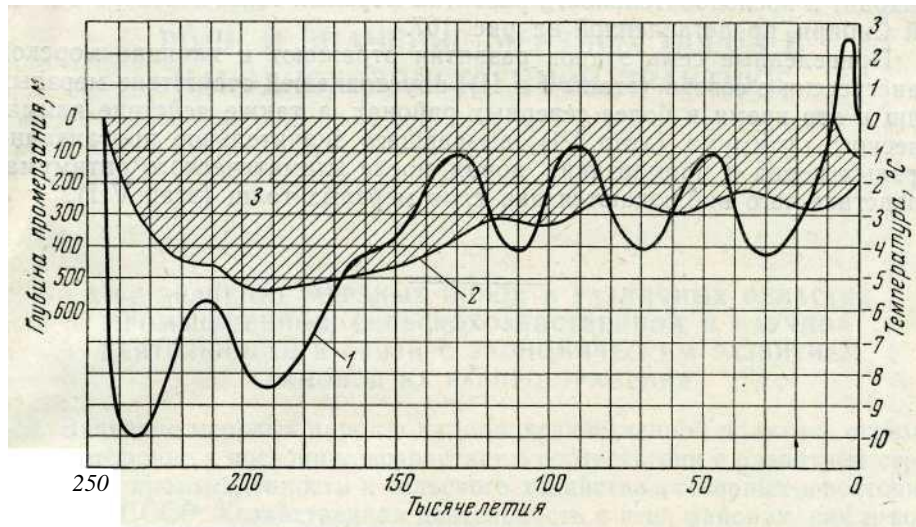
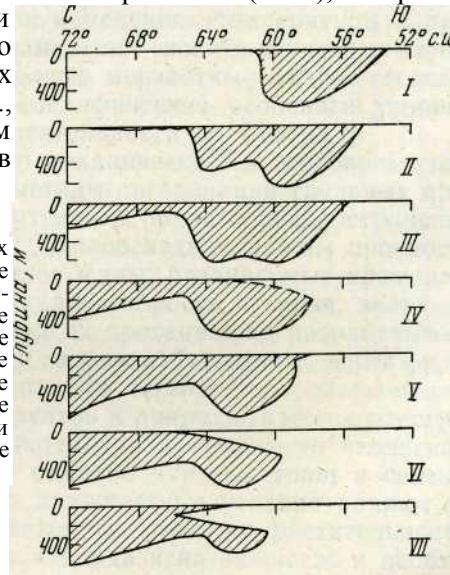


Рис. 166. График изменения во времени глубины промерзания пород (1) в зависимости от векового хода температур поверхности грунта (2); 3 — многолетнемерзлые породы (Шарбатян, 1962)

поверхности мерзлых толщ и кровли реликтовых мерзлых толщ, что и подтверждает в общем правильность предлагаемой В. В. Баулиным исторической схемы развития мерзлых пород на севере Западной Сибири.

Более детальная оценка возможных вариантов истории развития мерзлых пород в Северо-Западной Сибири с помощью моделирования на гидроинтеграторе была выполнена А. А. Шарбатяном (1962), который в своих расчетах и моделировании 'принимал за основу кривую векового хода среднегодовых солярных температур для 65° с. ш., вычисленную М. Миланковичем (1939). На рисунке 166 приведены в качестве

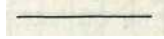
Рис. 167. Схема распространения мерзлых пород (показаны штриховкой) на севере Западной Сибири в различные этапы средне- и верхнечетвертичного времени: I — в конце салемальского времени; II — в конце сангомпанского времени; III — в конце зырянского времени; IV — в конце каргинского времени; V — в конце сартанского времени; VI — в конце времени климатического оптимума; VII — современное залегание мерзлых пород



примера (полученные им изменения глубины промерзания пород за 245 тыс. лет в зависимости от векового хода температур на поверхности грунта).

Анализируя результаты расчетов и моделирования, А. А. Шарбатьян приходит к последовательности развития мерзлых толщ в Северо-Западной Сибири, представленной на рис. 167.

Приведенные семь этапов развития отражают и влияние морской трансгрессии с севера (этапы I и II), обусловившей отсутствие мерзлых толщ в это время в более северных районах, а также действие климатического оптимума (этап VI), вызвавшего значительное протаивание мерзлых пород и промерзание пород после климатического оптимума, вследствие чего наблюдаются два слоя мерзлых толщ (этап VII).



Глава XII

РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД В НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ПРАКТИКЕ

ХIII. ЗНАЧЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ ПРОМЫШЛЕННОЙ, СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ И НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В СВЯЗИ С ЭКОНОМИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ РАЙОНОВ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Значение мерзлых пород в народнохозяйственной практике огромно, многосторонне и постоянно возрастает в соответствии с развитием строительства, промышленности и сельского хозяйства в северных и восточных районах СССР. Хозяйственная деятельность в этих районах, как и вообще повсюду на земном шаре, развивается во взаимодействии с комплексом природных условий, поэтому они должны изучаться и учитываться при всех видах строительства и при развитии сельского хозяйства.

Конкретное рассмотрение и методы решения важнейших строительных и агробиологических проблем, возникающих в области распространения мерзлых пород, являются задачами инженерного и агробиологического мерзлотоведения. В настоящей главе дается только краткий обзор некоторых наиболее важных проблем, в качестве примеров иллюстрирующих народнохозяйственное значение мерзлых пород, как важного компонента комплекса природных условий.

Значение мерзлых пород в этом отношении определяется прежде всего изменчивостью их механических и физических свойств при протаивании и промерзании, а также при изменениях температуры в пределах отрицательных значений. Эти изменения свойств грунтов и пород, а также многочисленные и разнообразные мерзлотные физико-геологические процессы и явления создают специфические особые условия для строительства и хозяйственной деятельности на Севере.

Эти условия определяют характер механического и теплового взаимодействия грунтов и сооружений и методы организации трудовых процессов, особенно интересующие строителей в области распространения многолетнемерзлых пород и грунтов. Для последних важны прочность и несущая способность мерзлых грунтов, силы, развиваемые промерзающими грунтами при пучении, величина и скорость пучения, величина и скорость осадки мерзлых грунтов при их протаивании, разрабатываемость мерзлых грунтов при земляных и горных работах, изменения фильтрации грунтов при их протаивании, наледи, термокарст, солифлюкция, а также прогноз изменения свойств грунтов и природных геолого-географических условий в результате хозяйственной деятельности человека.

В агробиологическом отношении наличие мерзлых толщ и связанные с ними особые температурные и влажностные условия влияют на характер почвообразования, на развитие и характер растительности, на возможности водоснабжения и пр. Отсюда ясна важность и необхо-

димось учета мерзлотных условий при развитии и организации сельского хозяйства.

Значение области распространения мерзлых пород в народном хозяйстве СССР обусловлено также экономической важностью и обширностью площади их распространения. Эта площадь (10700 000 /еж²), превышающая на 1 400 000 км² территорию США, включая Аляску, обладающая колоссальными минеральными, энергетическими, водными, лесными и другими ресурсами и относительно малонаселенная, в настоящее время бурно развивается в хозяйственном и промышленном отношении. При этом наличие мерзлых пород, их свойства и изменения последних сказываются почти во всех областях строительства и хозяйственной деятельности.

Признание значения мерзлых пород при развитии строительства, промышленности и сельского хозяйства в районах распространения многолетнемерзлых пород по существу и вызвало возникновение и разработку мерзлотоведения как науки и организации научно-исследовательских учреждений, занимающихся изучением мерзлых пород и решением возникающих строительных, промышленных и научных проблем. Необходимость учета мерзлотных условий и характера теплового взаимодействия сооружений с мерзлыми грунтами при проектировании и строительстве введена постановлениями правительства в строительные нормы.

В настоящее время мерзлотоведение все больше переходит к решению задач по управлению мерзлотными процессами, мелиорации мерзлых пород, грунтов и почв в строительных и сельскохозяйственных целях, прогнозу изменения мерзлотных условий в результате хозяйственной деятельности человека. Развивается также и постановка теоретических комплексных проблем развития мерзлых пород в планетарном, региональном и локальных масштабах, в результате теплообмена и изменения комплекса геолого-географических условий.

Изменения, вносимые в комплекс геолого-географических условий развитием мерзлых толщ пород, выдвигают также многочисленные проблемы в методике геофизической разведки, геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической съемки.

Так, специфические изменения электрических, механических и тепловых свойств пород при их промерзании приводят к особенностям в постановке теоретических задач и в методике интерпретации результатов электроразведки, сейсмометрии и геотермии, так как приходится решать вопросы, что в этих результатах обусловлено геологическими и что мерзлотными условиями.

В область геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической съемки наличие мерзлых пород также вносит особенности. Во всех этих и других видах съемок становится необходимым учет мерзлотных условий. Таким образом, возникают задачи по разработке методики комплексных видов гидрогеологической и мерзлотной съемки, инженерно-геологической мерзлотной съемки и т. д.

Несмотря на то что мерзлотоведение развивается уже несколько десятилетий, многие из поставленных и разрабатываемых проблем требуют дальнейшей разработки, а кроме того, с развитием строительства и сельского хозяйства в области распространения мерзлых пород постоянно возникают новые проблемы мерзлотоведения в самых разнообразных областях хозяйственной и научной деятельности. Для решения этих задач и проблем требуется развитие соответствующих мерзлотоведческих институтов, лабораторий и исследовательских станций. Необходимость исследований мерзлых пород учитывается и за рубежом. Так, в США создаются отлично оборудованные научно-исследователь-

ские мерзлотоведческие лаборатории. Таким учреждением, например, является лаборатория КРРЕЛ (Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hannover New Hampshire), финансируемая военным ведомством США.

ХН-2. ВЛИЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ЕСТЕСТВЕННОИСТОРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ОБЛАСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Распространение и развитие мерзлых толщ, являясь результатом термодинамических, геофизических, геологических, геохимических и других процессов и условий, вследствие комплексности и взаимосвязи процессов само становится важным фактором развития, оказывающим влияние на очень многие геолого-географические и естественноисторические условия в области их распространения.

Так, в геологическом отношении развитие многолетнемерзлых пород создает особые условия литогенеза. Лед включается в мерзлые толщи как породообразующий минерал и как мономинеральная горная порода, ускоряя процесс аккумуляции осадков и обуславливая в связи с процессами миграции влаги и льдовыделения их текстуры и структуры.

Высокая льдистость осадочных мерзлых толщ, их большая зависимость от температурного режима, создают особые условия их выветривания, диагенеза и эпигенеза.

Большие амплитуды колебаний и высокие градиенты температуры приводят также в связи с процессами растрескивания и расклинивания трещин льдом к усилению физического и механического выветривания магматических пород и изменению их физических и прочностных свойств.

Комплекс особых физико-мерзлотно-геологических процессов, условий и явлений создает специфические геоморфологические особенности в области распространения многолетнемерзлых пород. В этом отношении особенно важны морозобойное и диагенетическое растрескивание пород, развитие подземных льдов, пучение, термокарст и солифлюкция.

В результате этих процессов возникают многочисленные и специфические формы микро- и мезорельефа: полигонально-валиковый микро-рельеф и другие полигональные образования, пятнистые тундры, различные формы бугров, аласы, байджежахы, термокарстовые озера, булгуняхи, солифлюкционные террасы. Все эти геоморфологические черты связаны, как будет указано ниже, с распространением и развитием многолетнемерзлых толщ и служат их индикаторами при разных видах мерзлотной съемки.

В гидрогеологическом отношении роль многолетнемерзлых толщ также весьма велика и разнообразна (Ячевский, 1889; Львов, 1916; Толстихин, 1941; Швецов, 1941, 1951; Калабин, 1960, и др.).

Мерзлые толщи, являясь водонепроницаемыми, осложняют связь поверхностных и подмерзлотных вод, изменяют режим рек и водоемов, влияют на водно-тепловой баланс в области их развития. Они влияют также на условия стока и фильтрации атмосферных и грунтовых вод.

В связи с уменьшением фильтрации в области распространения мерзлых толщ сток соответственно повышается, и даже относительно слабые дожди вызывают высокие паводки в реках. Режим рек, текущих в мерзлых породах, зависит также от таяния подземных льдов. Зимние же расходы даже таких крупных рек, как Индигирка, малы по сравнению со сходными потоками, текущими вне области распространения мерзлых пород. Поэтому поверхностные источники зимнего водоснабжения сильно уменьшаются на северо-востоке СССР, и соответственно возрастает роль артезианских и подмерзлотных вод.

Уменьшение фильтрации вод в глубину приводит к увеличению влажности слоя сезонного протаивания и к сохранению вод на поверхности в виде многочисленных озер, несмотря на преобладание испарения над осадками. Эти озера в значительной мере существуют за счет вытаивания подземных льдов.

Большая влажность почв и образование озер в области развития многолетнемерзлых толщ создают особые климатические условия. Северная часть области многолетнемерзлых пород без развития в ней мерзлых толщ имела бы климат полупустынь.

Распространение и развитие мерзлых толщ влияет на геоботанические условия в области их распространения.

Особые мерзлотные, геолого-географические и климатические условия в этой области создают специфические экологические условия для развития растительности. Последняя, чутко реагируя на изменения и вариации этих условий, сама выступает как фактор, влияющий на тепло- и влагообмен между почвой и атмосферой. Эти влияния включают затенение поверхности от действия солнечной радиации, транспирацию растительностью влаги, осушающую почву, испарение влаги, поглощающее солнечную радиацию и т. д. Вариации льдистости, влажности, состава и температур почв вызывают изменения характера и распределения на местности растительных сообществ. Таким образом, характер растительности наряду с геоморфологическими признаками служит индикатором мерзлотных условий в верхней части слоя мерзлых толщ, что и используется при мерзлотной съемке.

Развитие мерзлых толщ через их влияние на геоморфологические, гидрогеологические, орографические, геоботанические черты сказывается в развитии соответствующих особенностей ландшафта.

ХИ-3. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ УПРАВЛЕНИЯ МЕРЗЛОТНЫМИ ПРОЦЕССАМИ И ВОДНО-ТЕПЛОВАЯ МЕЛИОРАЦИЯ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Возрастающее хозяйственное и промышленное освоение области распространения мерзлых пород все настоятельнее выдвигает задачи управления мерзлотными процессами, сводящиеся в основном: 1) к управлению температурным и влажностным режимом мерзлых и талых грунтов и 2) к изменению их свойств в нужном для практики направлении.

Обе эти задачи часто объединяют и говорят о водно-тепловой мелиорации (улучшении) грунтов, понимая под ней искусственное изменение их водно-теплого режима, приводящее к изменению физико-механических свойств грунтов в нужном для практики направлении (Бакакин и Порхаев, 1959).

В настоящее время применение водно-тепловой мелиорации мерзлых пород все увеличивается. Это применение возможно: 1) в сельскохозяйственных целях для улучшения урожайности и продвижения культур умеренных широт дальше на север и 2) в промышленных и строительных целях.

В настоящем параграфе мы кратко остановимся только на втором направлении. При этом следует иметь в виду, что практически может понадобиться как протаивание, так и промораживание грунтов.

Как изложено в главе III, температурный режим верхнего слоя пород определяется условиями теплообмена между почвой и внешним пространством. Этот теплообмен при отсутствии эндотермических и экзотермических процессов (или внутренних стоков и источников теп-

ла) и при динамическом равенстве прихода и расхода энергии в определенном объеме поверхностного слоя Земли характеризуется приближенно уравнением теплового баланса (3,33) или уравнением

$$(Q + q)(1 - \alpha) = E + LM + p, \quad (12,1)$$

где Q и q — соответственно приходящая к поверхности Земли прямая и рассеянная коротковолновая радиация Солнца; α — альbedo поверхности; E — эффективное длинноволновое излучение Земли; LM — расход тепла на фазовые переходы воды (L — удельная теплота перехода, M — количество испарившейся воды); p — количество тепла, передаваемое от поверхности в атмосферу турбулентным (конвективным) теплообменом. Левая часть уравнения теплового баланса (12,1) выражает приход коротковолновой радиации к поверхности Земли; правая — расход превращенной энергии. При динамическом равенстве прихода и расхода энергии за последовательные годовые периоды средняя температура поверхностного слоя породы должна оставаться неизменной. В этом случае должны происходить только сезонные изменения температуры грунтов в течение полугодия нагревания и полугодия охлаждения. Количество тепла, приходящего в грунт в полупериод лагревания и уходящего из грунта в полупериод охлаждения, называются теплооборотами. В уравнение (12,1) теплообороты явно не входят, так как это уравнение составлено для годового периода и динамического равновесия ($t_{\text{ср}} = \text{const}$), а сумма теплооборотов в этом случае равна нулю. Однако следует иметь в виду, что теплообороты (A) в почве выражаются разностью поглощенной коротковолновой радиации и эффективного излучения (E). Так, во время нагревания поглощенная почвой коротковолновая энергия $(Q + q)(1 - \alpha) - LM - p$ больше суммарного E на величину B_1 количества тепла, пришедшего в почву, и мы имеем равенство

$$(Q_1 + q_1)(1 - \alpha_1) - LM_1 - p_1 = E_1 + B_1, \quad (12,2)$$

а в полупериод охлаждения эффективное излучение больше на величину B_2 поглощаемой коротковолновой радиации, что выражается равенством

$$(Q_2 + q_2)(1 - \alpha_2) - LM_2 - p_2 = E_2 - B_2. \quad (12,3)$$

значки (1) и (2) внизу величин означают их интегральные значения соответственно за полупериоды нагревания и охлаждения.

Таким образом, полугодовые теплообороты почв связываются с радиационно-тепловым балансом поверхности Земли, т. е. с количеством поглощенной радиации и эффективным излучением.

На основании этого в параграфе III-21 даются формулы (3,122) и (3,123), в которых приводится функциональная связь температуры поверхности земли с составляющими ее радиационно-теплого баланса. Эта зависимость позволяет количественно оценить значение каждого из составляющих геолого-географических условий в формировании температурного режима грунтов и определить их влияние на ход изменения мерзлотных процессов.

Приведенная зависимость является основой при рассмотрении вопроса управления тепловым режимом грунтов.

2. ОСНОВНЫЕ СПОСОБЫ УПРАВЛЕНИЯ ТЕПЛОВЫМ РЕЖИМОМ ГРУНТОВ

Из сказанного выше вытекают основные способы управления тепловым режимом грунтов и происходящими в них мерзлотными процессами. Действительно, для нагревания грунта мы должны увеличивать приход тепла, положительный теплооборот ($B_1 +$) или уменьшить расход, т. е. ($B_2 -$), или выполнять и то и другое совместно.

Рассматривая уравнения (12,2) и (12,3), видно, что к нагреванию грунта могут принципиально привести следующие способы. В полупериод нагревания:

а) увеличение поглощаемой и превращаемой на поверхности коротковолновой радиации $(Q_1 + q_1)(1 - \alpha_1)$, что вызывается как увеличением $(Q_1 + q_1)$, так и уменьшением альбедо поверхности (α_1) ;

б) уменьшение фазовых переходов на поверхности земли $(LM_1)^1$;

в) уменьшение турбулентного охлаждения (p_1) ;

г) уменьшение эффективного излучения (E_1) ;

д) уменьшение полугодовых теплооборотов в почве (B_1) .

В полупериод охлаждения:

а) уменьшение эффективного излучения (E_2) ;

б) увеличение конденсации пара и замерзания влаги $(LM_2)^1$;

в) уменьшение турбулентного охлаждения (p_2) ;

г) увеличение поглощаемой коротковолновой радиации;

д) увеличение полугодовых теплооборотов в почве (B_2) .

Таким образом, для нагревания грунта все члены должны изменяться одинаково во время летнего и зимнего теплооборотов, за исключением члена LM , учитывающего тепло, идущее на фазовые превращения. Эти превращения в полупериод нагревания преимущественно поглощают тепло, уменьшают поток его в грунт и мешают его нагреванию, а во время охлаждения, наоборот, они выделяют тепло и препятствуют охлаждению грунта. Фазовые переходы могут также идти противоположно во время суточных колебаний температуры.

Составляющие радиационно-теплого баланса различаются по своему весу или эффективности.

Так, если $(Q + q)(1 - \alpha) \approx 43$ условным единицам (за год) в уравнении (12,1), то соответственно $E = 20$ ед., $LM = 19$ ед. и $p = 4$ ед. (III-5). Кроме того, R и LM могут менять знак, в особенности во время потеплений атмосферы, следующих за похолоданиями. Поэтому при водно-тепловой мелиорации грунтов, при использовании естественного тепла обычно стараются влиять отдельно или совместно на наиболее эффективные члены теплового баланса.

3. ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ ТЕПЛОЙ И ВОДНО-ТЕПЛОЙ МЕЛИОРАЦИИ ГРУНТОВ

Управление поглощением лучистой энергии и фазовыми переходами воды. Управлять лучистым теплообменом в желаемом направлении можно, воздействуя на физические свойства поверхностного слоя грунта, сильно зависящие от его влажности, структуры и цвета.

Воздействие на температуру грунта его окрашиванием было использовано Ленинградским физико-агрономическим институтом, причем грунт окрашивался мелом и нигрозином, не влияющим заметно на испарение влаги. Кроме того, один участок почвы был покрыт битумом, снижающим испарение. Результаты измерений температуры почвы показаны на рис. 168. Как и следовало ожидать, покрытие пленкой битума повысило температуру почвы в наибольшей степени; покрытие нигрозином — в меньшей степени, а окрашивание мелом снизило ее по сравнению с естественными условиями.

Увеличение шероховатости поверхности также уменьшает альбедо, увеличивает поглощение коротковолновой лучистой энергии и повышает температуру грунта.

¹ LM_1 и LM_2 — символические выражения, учитывающие все тепло, идущее на фазовые переходы воды, т. е. на таяние льда, испарение воды, конденсацию пара, замерзание воды.

Результат такого воздействия показан на рис. Л 69 (Бакакин, 1056), представляющем ход температуры на глубине 20 см на взрыхленном участке в ЯАССР и в естественных условиях. Рыхление и укатка поверхности может изменить ее альбедо на 20—30%.

Уменьшение эффективного длинноволнового излучения поверхности грунта можно достигнуть применением пленок, пропускающих коротковолновую радиацию и задерживающих инфракрасное излучение. Так, пленка из ацетилцеллюлозы пропускает солнечные лучи, задерживает до 90% инфракрасной радиации и, кроме того, не пропускает воздух и водяные пары (Федоров, 1955). Результаты опыта по применению такой пленки для тепловой мелиорации грунта представлены на 170, показывающем, что температура грунта повышается на 6—8°. Однако техника таких воздействий еще не разработана.

В процессе испарения превращается значительная часть коротковолновой лучистой энергии, поэтому его регулирование может дать достаточно крупный эффект. Но практикуемые приемы управления режимом влажности еще несовершенны.

Потери тепла на испарение возможно уменьшать, обрабатывая поверхность грунта склеивающими веществами. Такая обработка перекрывает капилляры, подающие влагу к поверхности, уменьшая тем испарение. Наиболее удачные результаты были получены при распылении 33%-ной битумной эмульсии с расходом битума 100—200 г/м². Перспективен метод гидрофобизации стенок капилляров в грунтах

Интересные идеи использования тепла фазовых переходов воды для изменения теплового режима почв и даже климата предложил М. М. Крылов (1940, 1952). В частности, он рекомендовал использовать зимний холод для снижения летней жары путем зимних поливов полей. На таяние замороженного слоя льда в начале лета расходуется часть поступающей лучистой энергии. В результате максимальные температуры почвы снижаются. Этот прием был с успехом испробован и дал увеличение урожая картофеля в районе Волгограда.

Изменения теплового режима грунтов под влиянием изменений снежного и растительного покровов разобраны в главе VII. В полупериод охлаждения снежный и растительные покровы уменьшают расходную часть теплового баланса, а в полупериод нагревания уменьшают его приходную часть. Воздействуя на снежный и растительный покровы в соответствующие периоды в нужном направлении, можно повышать или понижать средние температуры грунтов.

Воздействия на механизм теплопередачи при использовании естественного тепла. Непосредственное регулирование теплообмена и теплооборотов достаточно эффективно только в южных районах распространения мерзлых толщ. В северных районах для увеличения протаивания

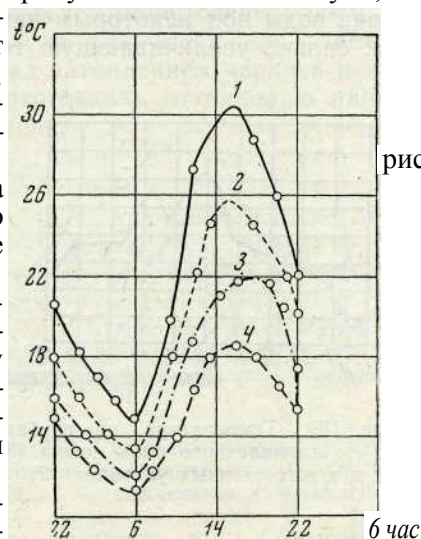
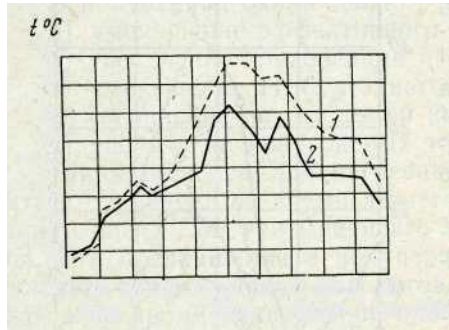


рис.

Рис. 168. Температура поверхностного слоя почвы при ограничении К по сравнению с естественными условиями: 1 — под пленкой битума; 2 — окрашено нигрозином; 3 — естественные условия; 4 — окрашено мелом

грунтов необходимо использовать дополнительные источники тепла, причем энергетически эти последние уже играют главную роль.

Таковыми источниками тепла в мелиорации обычно служат речные и озерные воды. Поступая в протаиваемый слой, вода вносит тепло и усиливает конвективную передачу тепла из протаивающего слоя в залегающие ниже мерзлые слои вследствие градиента плотности воды между температурами 0° на границе протаивания и 4° в некотором отдалении от последней (Гольдтман, 1956; Швецов и Мейстер, 1956). Подача воды под некоторым напором создает вынужденную конвекцию воды, сильно увеличивающую теплопередачу.



15
14
12
10
8
6
4
2
0
10 20 30 10 20 30 10 20 30 10
Июнь Июль Август Сентябрь

Рис. 169. Температура на глубине 20 см взрыхленного слоя почвы (1) и в естественных условиях (2)

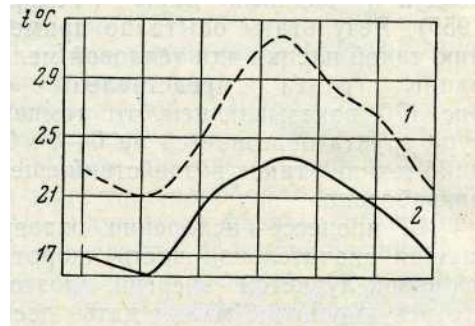


Рис. 170. Температура тюд пленкой из ацетилцеллюлозы (1) и естественной поверхности (2) при ясной погоде

В соответствии с подачей воды в породу выделяют два способа тепловой мелиорации: 1) фильтрационно-игловой и 2) фильтрационно-дренажный.

Фильтрационно-игловой способ протаивания мерзлых пород появился в США в 1900 г., а в 1937 г. он применялся на приисках Верхнеамурзолото (Садков, 1941).

При этом способе оттайки в мерзлые породы вводятся трубы (иглы) с заостренными наконечниками, имеющими отверстия для пропускания воды в породу под напором. Вода, попадая через отверстия в затрубное пространство, оттаивает мерзлую породу. Иглы обычно устанавливают по углам равносторонних треугольников. Расстояния между иглами определяются из опыта и на приисках Дальстроя применяются в пределах 3,7—5 м при мощности слоя оттаиваемой породы в 6—9 м. Этот способ трудоемок, но эффективен; так, за 20 суток при расходе воды 15 л/сек с начальной температурой $9-12^{\circ}$ был протаян участок площадью 1500 м² на глубину 6 м. Этот метод неприменим, когда нужно сохранять естественную структуру грунта.

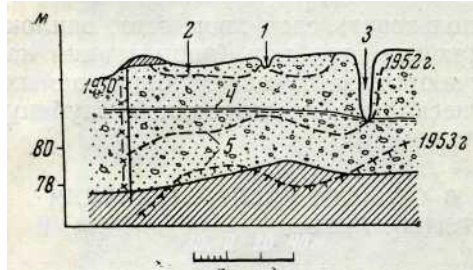
Фильтрационно-дренажный способ тепловой мелиорации был опробован в Дальстрое в 1950 г. В. Г. Гольдтманом, Г. Л. Середой и В. К. Лысовым. Его сущность заключается в следующем. На оттаиваемый участок по сети оросительных канав подается вода, фильтрующаяся через оттаивающий слой породы в дренажную канаву вследствие разности уровней воды в них (рис. 171). Так как напор невелик, а пути фильтрации значительны, то этот способ становится эффективным при коэффициентах фильтрации через талый слой не менее 50 м/сут. Этот последний слой образуется в начале работ при удалении растительного покрова и мелкозема, перекрывающего крупнозернистые отложения.

Продолжительность оттаивания слоя крупноскелетных пород мощ-

ностью 4—9 м достигает 100 суток и более, захватывая обычно два сезона. Этот способ производителен для больших площадей.

Комбинированные способы мелиорации осуществляют одновременно управление лучистым и кондуктивным теплообменом грунтов. Сюда включаются тепловые ванны и дождевально-инфильтрационный способ.

Тепловые ванны были предложены П. И. Колосковым в 1932 г. Они представляют собой слой воды мощностью в 10—20 см, хорошо пропускающий коротковолновую радиацию и задерживающий длинноволновое излучение дна. Поверхность воды покрывается мономолекулярным слоем нефти, отработанного смазочного масла для уменьшения расходов тепла на испарение. Следует также перед затоплением чернить поверхность протаиваемого слоя. Техника подготовки к оттаиванию напоминает технику работ на рисовых плантациях.



5
-
8
4
■ 8
2-

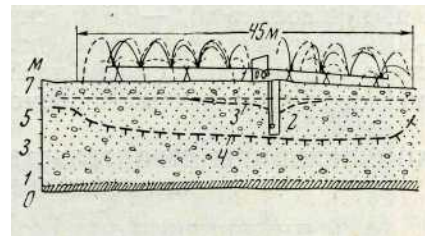


Рис. 172. Схема протаивания дождевально-инфильтрационным способом: 1 — дождевальная установка; 2 — дренажный колодец; 3 — уровень грунтовых вод; 4 — поверхность мерзлых грунтов

78

20 0 20 40 м

Рис. 171. Схема протаивания мерзлых грунтов фильтрационно-дренажным способом: 1 — распределительная канава; 2 — оросительная канава; 3 — дренажная канава; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — поверхность мерзлых грунтов

Дождевально-инфильтрационный способ протаивания мерзлых грунтов возник в США в конце XIX столетия и был с успехом испытан в Дальстрое (Гольдтман, 1966).

Схема протаивания этим способом показана на рис. 172. С протаиваемой территории удаляется растительный покров и мелкозем, а затем на нее подается вода из дождевальной установки. Во время полета в воздухе капли воды нагреваются и переносят тепло в почву при инфильтрации. На некоторой глубине вертикальный инфильтрационный поток переходит в горизонтальный, движущийся к дренажному колодецу или канаве. Во время опыта в Дальстрое таким образом был протаян за 55 дней участок площадью 1100 м² при работе установки три часа в день и расходе воды 72 л/час-м². При температуре воздуха 12,8° и верхнего слоя песчано-галечникового грунта в 9,3° поступающая в колодец вода имела температуру 4,4°. При этом способе по сравнению с дренажно-инфильтрационным сокращается объем подготовительных работ, ускоряется процесс оттаивания, упрощаются работы на склонах.

Предохранение оттаявших грунтов от промерзания. Оттаивание и разработка пород редко осуществляются в течение одного сезона. Поэтому предохранение оттаявших летом пород от глубокого промерзания зимой является важным этапом тепловой мелиорации.

Промерзание уменьшают накоплением снега, покрытием поверхности теплоизоляционными материалами, затоплением водой и т. д. Для накопления снега употребляются преграды, препятствующие сдуванию, и перепахивание снежного покрова бороздами, перпендикулярными преимущественному направлению ветров. Снег предохраняет, почву от

промерзания только частично, так как она охлаждается и промерзает еще осенью до выпадания снега.

Следует иметь в виду, что охлаждение грунтов или отрицательный теплооборот начинается не зимой, а в момент теплового периода, когда теплообороты почвы меняют свой знак, спустя 1,5 месяца после максимума температуры воздуха (около первого сентября). С этого момента и следует проводить теплоизоляционные мероприятия.

В районах с незначительным снежным покровом наиболее полное утепление достигается применением теплоизоляционных покрытий с последующим искусственным снегованием после того, как температура воздуха понизилась до -10° . Последнее может осуществляться распылением воды с температурой около 0° под давлением около 20 атм через распылители, применяемые для образования искусственного тумана (Бакакин и Порхаев, 1959).

В качестве покрытий можно использовать слои хвои, мха, опилок и т. д. мощностью 0,2—0,3 м, снижающие глубину промерзания на 30—50%. Лучшие результаты получаются затоплением оттаиваемых участков слоем воды с глубиной, несколько превышающей глубину промерзания естественных водоемов.

ХН-4. ПРИНЦИПЫ СТРОИТЕЛЬСТВА В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

1. ИНЖЕНЕРНОЕ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ И ЕГО ЗАДАЧИ

Изменчивость свойств мерзлых грунтов в зависимости от температурного режима, их повышенная пластичность и ползучесть, происходящие в них процессы: пучение, осадка, смерзание с фундаментами и пр. — являются причинами многих особенностей работы промерзающих, мерзлых и оттаивающих

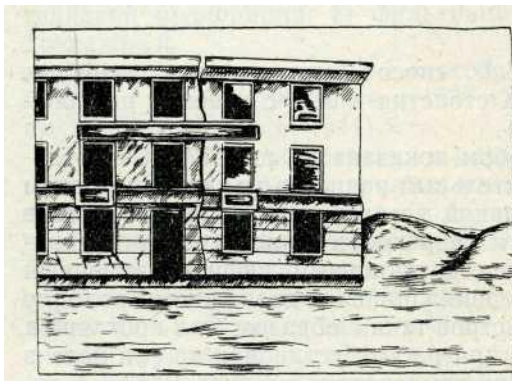


Рис. 173. Здание, деформированное неравномерными осадками при протаивании мерзлых грунтов

грунтов в качестве оснований сооружений. Как указывалось выше, возникающий при этом комплекс вопросов разрабатывается инженерным мерзлотоведением, задачами которого являются создание теории и методов строительства сооружений на промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах. Основной особенностью проектирования и строительства на многолетнемерзлых грунтах, в отличие от обычных условий, является необходимость учета и регулирования теплообмена грунта с сооружениями и с внешней средой. Тепловая форма взаимодействия часто превращается в механическую, причем могут возникать деформации сооружений. При недостаточном учете всех возможных тепловых и механических взаимодействий мерзлых грунтов и сооружений такие деформации могут быть катастрофическими. Один из примеров представлен на рис. 173, где показано здание, деформированное неравномерными осадками при протаивании мерзлых грунтов. Рисунок 174 показывает прорыв подмерзлотных вод в строения с образованием наледей вследствие протаивания под зданиями многолетнемерзлой толщи.

Необходимость всестороннего изучения мерзлотных условий и связанных с ними явлений и процессов в целях народнохозяйственного освоения территории, а также потребность в разработке рациональных принципов и методов строительства привели к созданию общего и инженерного мерзлотоведения.

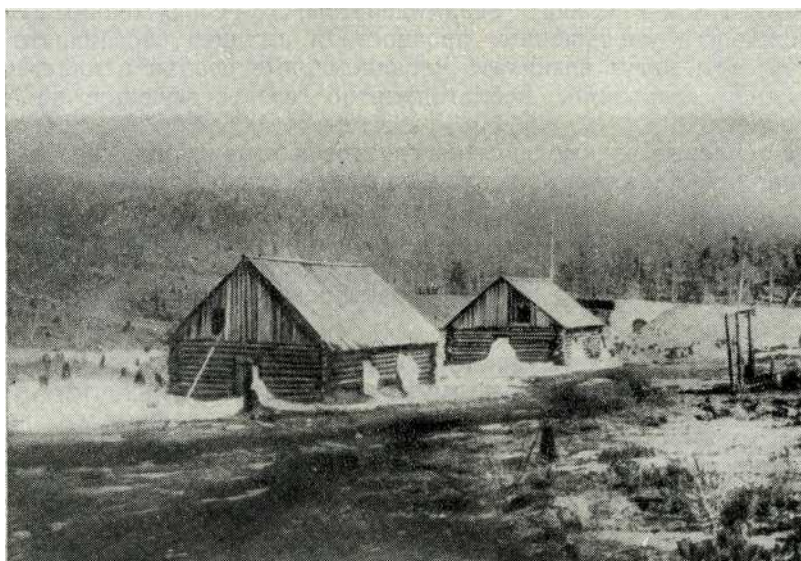


Рис. 174. Прорыв подмерзлотных «од в строения с образованием наледей вследствие протаивания многолетнемерзлой толщи под зданиями

2. МЕХАНИЧЕСКОЕ И ТЕПЛОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СООРУЖЕНИЙ С МЕРЗЛЫМИ, ПРОМЕРЗАЮЩИМИ И ПРОТАИВАЮЩИМИ ГРУНТАМИ И УПРАВЛЕНИЕ ИМ

Механическое взаимодействие сооружений с основаниями проявляется различно в зависимости от того, является ли грунт мерзлым, промерзающим или протаивающим. Оно зависит от многих факторов, но главным образом от состава мерзлых грунтов, от их температурного режима и реологических свойств.

Эти условия определяют предельные напряжения в мерзлых грунтах и становятся решающим фактором прочности и устойчивости сооружений.

В настоящее время практически имеются два способа управления механическим взаимодействием сооружений с мерзлыми грунтами: 1) *конструктивный* способ, при котором обеспечиваются пределы напряженного состояния, деформаций и ползучести мерзлого грунта, льда и материала сооружений, гарантирующие устойчивость сооружений; 2) *теплотехнический* способ, заключающийся в поддержании температурного режима оснований и материала сооружений в пределах, обеспечивающих их достаточную прочность. Обычно оба эти способа применяются одновременно.

Механическое взаимодействие между сооружениями и промерзающими грунтами часто проявляется в процессе пучения, которое может вызывать неравномерные местные напряжения и деформации. С действием сил пучения борются заложением фундаментов глубже слоя сезонного промерзания — протаивания путем их закрепления (заанкери-

вания) и другими способами. Возможны также разрывы сооружений (фундаментов, трубопроводов, кабелей и пр.) морозобойными трещинами, рассекающими грунты в случаях, когда сооружение и грунты представляют единые массивы. Это происходит вследствие значительных сил смерзания.

Протаивание мерзлых оснований вследствие изменений природного теплообмена или теплового взаимодействия с сооружениями обычно сопровождается уменьшением прочности и несущей способности грунтов. При этом могут возникать неравномерные осадки и пластические деформации оснований, неблагоприятно воздействующие на сооружения.

Все тепловые взаимодействия грунтов, и сооружений связаны с нестационарным характером теплооборотов и выражаются изменением средних температур грунта, амплитуд температурных колебаний в грунтах, льдистости (влажности) и механических свойств грунтов. Поэтому тепловые взаимодействия мерзлых грунтов и сооружений должны обязательно учитываться при их проектировании и эксплуатации.

3. СПОСОБЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ НОРМАЛЬНОЙ РАБОТЫ СООРУЖЕНИЙ В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Необходимость учета теплового режима грунтов при строительстве сооружений в области распространения многолетнемерзлых пород привела к нескольким методам или способам строительства в зависимости от более или менее суровых мерзлотных условий.

В настоящее время предложены следующие методы строительства сооружений на мерзлых грунтах, обеспечивающие в пределах их применимости нормальную работу сооружений.

Сохранение мерзлого состояния оснований (грунтов). Этот метод строительства на мерзлых грунтах применяется в случаях сплошного* распространения многолетнемерзлых толщ с относительно низкой: среднегодовой температурой. Он особенно выгоден, когда протаивание грунтов сопровождается значительным ухудшением их качеств. Для сохранения мерзлого состояния оснований под зданиями чаще всего используют проветриваемые зимой подполья, закрываемые летом.

Приспособление конструкции сооружения к неравномерным осадкам при протаивании мерзлых грунтов. Этот метод используется в случаях затруднительности сохранения мерзлого состояния грунтов после постройки сооружения. Это обычно имеет место в районах распространения мерзлых грунтов с температурой, близкой к нулю. В этом случае даже небольшое выделение тепла сооружением или естественное потепление может приводить к протаиванию мерзлых грунтов и соответствующим осадкам сооружений. Метод применим в случае относительно небольшой неравномерности ожидаемых осадок.

Предпостроечное протаивание мерзлых грунтов. Этот метод (Жуков, 1958) имеет целью искусственное улучшение строительных свойств грунтов и их приведение к обычным условиям строительства. При постройке фундаментов и отчасти плотин этот метод устраняет самый опасный промежуток существования сооружения во время протаивания основания. Метод признан рациональным для оснований, образованных песками и галечниками. В случае глинистых и пылеватых, сильно льдистых грунтов, способных значительно уплотняться после протаивания, его применение встречает затруднения. Предпостроечное протаивание рекомендуется в районах островного распространения многолетнемерзлых грунтов, но может применяться и в суровом климате, если соору-

жения выделяют большие количества тепла, исключая промерзание оснований при эксплуатации сооружений.

Из сказанного выше видно, что современное инженерное мерзлото-ведение обладает методами, позволяющими строителям избегать опасных для сооружений напряжений и деформаций, вызываемых различными мерзлотными процессами. Однако разработка рациональных методов строительства на многолетнемерзлых толщах еще далеко не завершена. Кроме того, с увеличением разнообразия строительных объектов в области распространения мерзлых пород все время возникают новые строительные задачи, требующие новых инженерных решений с учетом мерзлотных условий и процессов.

ХН-5. ОСНОВЫ АГРОБИОЛОГИЧЕСКОГО МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

Выше рассматривалось значение мерзлых пород в связи с проблемами строительства в области их распространения. Но их значение не менее велико и в связи с вопросами развития сельского хозяйства. Эти последние проблемы, как и вопросы инженерного мерзлото-ведения, выходят за пределы настоящего курса и относятся по существу к области биологических и сельскохозяйственных наук. Однако вследствие все возрастающей необходимости развития сельского хозяйства на территориях распространения мерзлых пород и особенностей возникающих при этом проблем последние выделяются в особую мерзлото-ведческую науку, носящую название агробиологического мерзлото-ведения. Ниже мы вкратце изложим некоторые основные вопросы этой отрасли науки.

1. ПРЕДМЕТ АГРОБИОЛОГИЧЕСКОГО МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

Основной задачей агробиологического мерзлото-ведения является изучение взаимодействия органического мира с мерзлыми породами и установление основных закономерностей этого взаимодействия в целях рационального развития сельского хозяйства в огромной области распространения мерзлых пород.

Взаимодействие органического мира с мерзлыми породами следует рассматривать с двух сторон. С одной стороны, органический мир (главным образом, растительность) влияет на развитие мерзлых пород, а с другой — мерзлые породы являются одним из экологических условий развития органического мира в области их распространения. Закономерности влияния мерзлых пород на развитие органического мира и составляют основной предмет агробиологического мерзлото-ведения.

Указанную выше основную проблему агробиологического мерзлото-ведения можно подразделить на следующие частные проблемы: 1) изучение особенностей образования почв в области распространения многолетнемерзлых пород; 2) изучение особенностей развития растительности в области распространения мерзлых пород и 3) изучение особенностей развития животного мира в этой области. Ниже мы вкратце коснемся только двух первых из этих трех проблем.

2. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Особенности формирования почв в области распространения многолетнемерзлых пород изучались главным образом почвоведомы (Цыпленкин, 1937; Ливеровский, 1937; Городков, 1949, и др.)> но пока этот вопрос исследован недостаточно.

Специфическое условие почвообразовательных процессов в этой области представляет наличие многолетнемерзлых толщ, являющихся

водоупором, ограничивающим глубину горизонта впитывания влаги. Поэтому почвообразовательный процесс идет только в слое летнего протаивания.

Второй особенностью являются сравнительно низкие температуры почвы в вегетационный период, накладывающие отпечаток на процессы почвообразования и ослабляющие интенсивность биохимических реакций и жизнедеятельность микроорганизмов.

Существование мерзлого водоупора и низкая температура почвы приводят к особенностям почвенного разреза как по глубине, так и по качественным характеристикам.

Обычно в пределах слоя летнего протаивания заканчивается слой впитывания (горизонт В), и многолетнемерзлая толща представляет собой горизонт С — материнскую породу, из которой образовалась почва.

Поэтому зимой по почвенному разрезу можно определить слой сезонного протаивания. Горизонт В обычно отличается более значительным содержанием железа, придающим ему желтовато-коричневый или бурый цвет.

Это относится главным образом к подзолистым почвам, особенно распространенным в южной и средней части области многолетнемерзлых пород.

Этот признак можно использовать для установления максимальной многолетней мощности слоя летнего протаивания, если наблюдения ведутся при неполном протаивании в более холодные годы. Таким образом, почвенный разрез может дать представление о динамике слоя летнего протаивания даже в далеком прошлом.

Подзолистые почвы развиваются преимущественно при отсутствии подстилающего водоупора. При наличии последнего в виде многолетнемерзлой толщи часто происходит заболачивание и образуются болотно-глеевые почвы.

В южных районах области распространения многолетнемерзлых пород подзолистые почвы не отличаются по своему составу от почв вне области вечной мерзлоты вследствие сходства в обоих этих зонах температурного режима в вегетационный период.

Е. И. Цыпленкин, исследуя почвы тундры, отмечает сравнительно большое содержание углекислоты (CO_2) и щелочную реакцию почв севера. Поэтому обычные приемы агромелиорации почвы — внесение извести — для северных районов не рекомендуются. Большое содержание CO_2 в северных почвах по сравнению с южными объясняется также их низкой температурой вследствие увеличения растворимости углекислоты с понижением температуры.

Известно, что увеличение содержания CO_2 в почвенных растворах усиливает геохимические процессы выветривания минералов. Это обстоятельство в известной мере компенсирует ослабляющее влияние низких температур. Поэтому процессы почвообразования на севере идут более интенсивно, чем предполагалось ранее, но имеют тенденцию к образованию глеево-карбонатных почв (Тютюнов, 1957). Большое значение этого подчеркивал акад. Б. Б. Польшин (1934), но в целом процесс почвообразования в области многолетнемерзлых пород остается недостаточно исследованным и требует дальнейшего изучения.

3. ВЛИЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Многолетнемерзлые породы понижают температуру корнеобитаемого слоя почвы значительно ниже оптимальной. Кроме того, являясь

водоупором и способствуя заболачиванию почв, они ухудшают аэрацию почв и способствуют обеднению их питательными веществами вследствие ослабления деятельности микроорганизмов.

Низкая температура почвы замедляет рост корней, ослабляет ветвление и проникновение в глубь почвы (Дадыкин, 1952; Тыртиков, 1959), при этом замедляется скорость синтеза белков, который осуществляется именно в корнях растений.

Различные растения неодинаково угнетаются неблагоприятными почвенными условиями севера. Так, лиственница значительно дальше продвигается на север, чем ель, а северная граница кедра проходит южнее, чем северная граница ели. По-видимому, для каждой породы растений существует предельная температура почвы, ниже которой синтез белков в корнях настолько замедляется, что не покрывает потребностей роста. Эти предельные температуры, неодинаковые для различных растений, по-видимому, и определяют главным образом их неодинаковое продвижение на север (Тыртиков, 1959).

Вопросы питания растений на холодных почвах изучались В. П. Дадыкиным (1952). В опытах этого исследователя корневая система растений разделялась на две части, помещавшиеся в двух различных сосудах. В один из этих сосудов подавался какой-то один элемент питания из трех основных: калия (K), фосфора (P) и азота (N). Один из сосудов находился при нормальной температуре (+15, +20°), а второй — при низкой температуре (от 0 до +5°).

Таким методом определялась возможность усвоения растениями K, P и N. Рост подопытных растений сравнивался с ростом контрольных растений в нормальных условиях. Таким путем было доказано, что растения могут усваивать все необходимые для их роста питательные вещества из почвенного раствора даже при температуре, приближающейся к нулю градусов.

До работ В. П. Дадыкина преобладала теория физиологической сухости, согласно которой растения могут усваивать влагу из почвы и растворов только при температуре не ниже +5°. В. П. Дадыкин показал несостоятельность этой теории. На основе теории физиологической сухости делались выводы о целесообразности продвижения земледелия на север. После работ В. П. Дадыкина такие выводы отпадают. В настоящее время выращивают зерновые и огородные культуры в таких пунктах Крайнего Севера, как Воркута, Салехард, Тикси, Игарка и др.

В. П. Дадыкин, пользуясь своей методикой, определил оптимальные условия питания растений на холодных почвах и показал, что при низких температурах нормы содержания N, K и P в почве должны отличаться от норм для средних климатических условий. Отсюда стали понятны неудачи выращивания огородных и зерновых культур на севере с применением обычных норм удобрений. Была также показана эффективность в северных условиях внекорневой подкормки растений путем опрыскивания и предложен ряд других агрономических приемов. Применение этих приемов в Игарке дало сравнительно высокие урожаи ячменя и овса. Пользуясь селекционным отбором, В. П. Дадыкину удалось улучшить морозоустойчивость культур ячменя и овса, сохраняющуюся в третьем поколении.

Этот автор изучал также развитие корневых систем на холодных почвах. Было отмечено, что корни растений распространяются не только в слое почвы с летней температурой выше +5°, но и в более холодных горизонтах вплоть до поверхности многолетнемерзлой толщи. При этом были обнаружены корни растений, заглубляющиеся в многолетнемерзлую толщу на один метр.

Под микроскопом было установлено, что эти корни находятся в состоянии анабиоза, остаются живыми и способны к дальнейшему росту. Автор высказал мнение, что корни растений способны брать воду и питание из мерзлой почвы, но такой вывод требует подтверждения. Скорее всего, такое заглубление корней растений в мерзлую почву объясняется динамикой слоя сезонного протаивания.

Условия развития корневых систем и наземных частей растений, условия их питания и особенности процессов почвообразования зависят от теплового режима мерзлых толщ. Поэтому, регулируя температуру мерзлой почвы и глубину ее оттаивания, можно управлять экологическими условиями развития растений. Сочетание такой тепловой мелиорации почв с разработанными агрономическими приемами дает возможность улучшать культурные и дикие формы растений, приспособлявая их к развитию в области распространения многолетнемерзлых пород.

Решение такого рода проблем является задачами как агробиологического мерзлотоведения, так и общего мерзлотоведения. Последнее, в частности, должно указывать агробиологам пути управления тепловым режимом мерзлых пород и почв в агробиологических целях.



ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Я. Геокриологическая карта масштаба 1:10000000. Изд. **Ин-та**, мерзлотоведения им. В. А. Обручева, М., «Знание», 1960.
- Баранов И. Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М., «Наука», 1965.
- Башенина Н. В., Леонтьев О. К., Петровский М. В., Симонюв Ю. Г. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50 000 — 1 : 25 000. Изд-во МГУ, 1962.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, **1956***.
- Вопросы физической географии полярных стран. Сборник статей. Изд. геогр. ф-та МГУ, вып. 1 — 1958, вып. 2 — 1959.
- Вопросы географии Якутии. Сборник статей, вып. 1 — **1961**, вып. 2 — **1962**, Якутск.
- Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. Сборник статей. Изд-во МГУ, 1962.
- Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. Сборник статей. М., «Наука», 1964.
- Доклады на Международной конференции по мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Иванов Н. С. Теплообмен в криолитозоне. М., Изд-во АН СССР, 1962. Каллабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока ССРСР «Тр. ВНИИ-1», т. XVIII. Магадан, 1960.
- Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Л., Гидрогеология СССР. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Каплина Т. Н. (Криогенные склоновые процессы. М., «Наука», 1965. Качурин С. П. Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961. Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов (вечномерзлой толщи в пределах СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Лукьянов В. С., Головкин М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов. М., Трансжелдориздат, 1957.
- Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. I — 1955* вып. II — 1955, вып. III — 1956. М., Изд-во АН СССР.
- Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, сб. 1 — 1953, сб. 2 — 1954, сб. 3 — 1957. М., Изд-во АН СССР.
- Материалы по общему мерзлотоведению. Сборник статей. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Материалы **VIII** Всесоюзного межведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению), вып. 1—генеральные доклады, вып. 2 и 7—общая теоретическая и историческая геокриология, вып. 3 и 7 — региональная геокриология, вып. 4 и 8 — термодинамика и теплофизика верхней зоны земной коры, вып. 5 и 8- физика и механика мерзлых пород, снега и льда. Якутск, 1966.
- Методика геокриологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Сборник статей. М., «Наука», 1966.
- Мельников П. И., Ефимов А. И. Опыт эксплуатации подземных вод в области распространения вечной -мерзлоты Центральной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Мерзлотные исследования. Сборник статей, вып. I и II — 1961, вып. III — 1963, вып. IV—1965, вып. V и VI— 1966, вып. VII — 1967. Изд-во МГУ.
- Мерзлотные явления в грунтах. Сборник статей, перевод с английского Б. Н. Достовалова. М., ИЛ, 1955.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Перигляциальные явления на территории СССР, Сборник статей. Изд-во МГУ, 1960.

- Подземный лед. Сборник статей, вып. I — 1965, вып. II — 1965. Изд-во МГУ.
- Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. Методическое руководство. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Полтев Н. Ф. Основы мерзлотной съемки. Изд-во МГУ, 1963.
- Пономарев В. М. Формирование подземных вод по побережью северных морей в зоне вечной мерзлоты. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Попов А. И. Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Попов А. И. Мерзлотно-геологическое районирование области вечной мерзлоты в СССР. Информационный сборник о работах геогр. ф-та МГУ по ММГ, № 1. Изд. геогр. ф-та МГУ, 1958.
- Самойлов О. Я. Структуры водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Сергеев Е. М. Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1959.
- Сергеев Е. М., Приклонский В. А., Панюков П. Н., Белый Л. Д. Общая инженерно-геологическая классификация горных пород и почв. «Тр. совещания по инженерно-геологич. свойствам горных пород и методам их изучения», т. II М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии (мерзловедения). Сборник статей. М., «Наука», 1964.
- Толстихи Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Л., Госгеолтехиздат, 1951.
- Цытович Н. А. Принципы механики мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Швецов П. Ф. Подземные воды Верхояно-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шуйский П. А. Основы структурного льдовыделения. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Дополнительная литература

- Акимов А. Т. Результаты мерзлотно-геофизических исследований в восточной части Большеземельской тундры. «Тр. Ин-та мерзловедения АН СССР», т. XV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, чч. I и II. Л., Гидрометеоздат, 1954.
- Ананян А. А. Перемещение влаги в мерзлых рыхлых горных породах под влиянием сил электроосмоса. «Коллоидн. журн.», 1952, т. 14, № 1.
- Ананян А. А. Механизмы льдовыделения в мерзлых грунтах в процессе электроосмоса. «Вест. Моск. ун-та», сер. физ., 1959, № 4.
- Ананян А. А. Исследование процессов перемещения влаги и образование сегрегационного льда в замерзающих и мерзлых горных породах. «Тр. Гидропроекта», сб. 3. М., изд. Гидропроекта, 1960.
- Ананян А. А. Природа связанной воды и фазовые переходы воды в лед в тонкодисперсных породах. Борьба с пучинами на жел. и автодорогах. М., «Транспорт», 1965.
- Бакакин В. П. Опыт управления теплообменом деятельного слоя мерзлых горных пород в целях повышения эффективности их разработки. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Бакакин В. П. и Порхачев Г. В. Основные приемы водно-тепловой мелиорации на больших площадях. Основы геокриологии, ч. II, гл. V. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Бакулин В. Г. Лдистость и осадки при оттаивании четвертичных отложений Воркутского района. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Баранов И. Я. Южная окраина области многолетней мерзлоты. «Гидрогеология СССР», вып. XVII. Восточная Сибирь, кн. 2. М.—Л., Госгеолтиздат, 1940.
- Баулин В. В. К вопросу об истории развития многолетнемерзлых пород на севере Западно-Сибирской низменности. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол., почв., геол., геогр., 1958, № 1.
- Будак Б. М., Васильев Ф. П., Успенский А. В. Разностные методы решения некоторых краевых задач типа Стефана. Сб. «Численные методы в газовой динамике». Тр. ВЦ МГУ. Изд-во МГУ, 1965.
- Будыко М. И. Тепловой баланс северного полушария. «Тр. Гл. геофиз. обсерв.», вып. 18/80. Л., 1949.
- Воейков А. И. Кругооборот тепла в оболочке земного шара. Сб. статей по физике памяти проф. Ф. Ф. Петрушевского. СПб., 1904.
- Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вялое С. С., Гмошинский В. Г., Городецкий С. Э., Григорьева В. Г., Зарецкий Ю. К., Пекарская Н. К., Шушерина Е. П. Прочность и ползучесть мерзлых грунтов и расчеты льдогрунтовых ограждений. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 38. М.—Л., 1939.
- Гольдтман В. Г. Оттайка вечномерзлых грунтов дождеванием оборотной водой. «Тр. Всес. Магаданского НИИ», вып. 3. Магадан, 1956.
- Гольдтман В. Г., Лысов Э. К. Опыт применения комбинированной оттайки дражных полигонов. «Колыма», 1956, № 4.
- Гольдштейн М. Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. «Тр. Всес. ин-та жел.-дор. транс», вып. 16. М., Трансжелдориздат, 1948.
- Городков Б. Н. О почвенно-растительных комплексах тундровых и полярно-пустынных ландшафтов. «Тр. 2-го Всес. геогр. съезда», т. 3. М., 1949.
- Григорьева В. Г. О понижении температуры замерзания воды в дисперсных грунтах. «Мат-лы по лабор. исследованиям мерзлых грунтов», сб. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Дадькин В. П. Особенности поведения растений на холодных почвах. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение. «Мат-лы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. М., изд. Минист. речи, флота, 1951.
- Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах. Сб. «Исслед. вечной мерзлоты в Якутск, респ.», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Достовалов Б. Н. Некоторые закономерности температурного и диагенетического растрескивания пород и образование полигональных отдельностей и структур. «Тр. второго совещания по подземным водам и инж. геологии Вост. Сибири», вып. II. Иркутск, 1959.
- Достовалов Б. Н. О причине понижения температуры замерзания воды в дисперсных грунтах с молекулярно-кинетической точки зрения. Сб. «Мерзлотные исследования», вып. VII. Изд-во МГУ, 1967.
- Ефимов А. И. Якутский артезианский бассейн подмерзлотных вод. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 4.
- Ефимов А. И. Незамерзающий пресный источник Улахан-тарын в Центральной Якутии. Сб. «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Жуков В. Ф. Предпостроечное оттаивание многолетнемерзлых оснований фундаментов. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Земцов А. А. Новые данные о вечной мерзлоте в Западной Сибири. Сб. «Ледниковый период на территории ев(роп. части СССР и Сибири). Изд-во МГУ, 1959.
- Золотарь И. А. Некоторые вопросы проектирования и строительства автомобильных дорог в северных районах области многоледжемерзлых грунтов. Сб. «Вопр. трансп. строительства в районах вечной мерзлоты». М., изд. ВНИИ транспортного стр-ва, 1958.
- Инструкция для изучения мерзлоты почвы в Сибири. Под ред. И. В. Мущкетова. Приложение к Изв. Русск. геогр. о-ва, 1895, т. XXXI, вып. 1.
- Калабин А. И. Водоснабжение предприятий Дальстроя в условиях вечной мерзлоты. Магадан, Изд-во «Советская Колыма», 1945.
- Калабин А. И. Мерзлотно-гидрогеологические особенности Колымского края. «Колыма», 1947, № 2.
- Калабин А. И. Краткий мерзлотно-гидрогеологический очерк Аркагалинского угольного района. Тр. ВНИИ—I, «Мерзлотоведение», вып. I, Магадан, 1952.
- Каплина Т. Н. О некоторых формах морозного растрескивания на северо-востоке СССР. «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», т. 16. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Каплина Т. Н., Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по трещинно-полигональному льду. Сб. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Катасонов Е. М. (1) О понятиях структура, текстура и строение применительно к мерзлым породам; криогенные текстуры. «Изв. Сибирского отд. АН СССР», геология и геофизика, доп. вып. 2, 1959.
- Катасонов Е. М. (2) Ледяные жилы и причины изгибания слоев в мерзлых четвертичных отложениях. «Мат-лы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. IV, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Катасонов Е. М. Криогенные текстуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений. «Тр. Северо-Восточного отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР», вып. 2. Якутск, 1960.
- Кобек П. П. Аморфные вещества. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Колесников А. Г. и Мартынов Г. А. О расчете глубины промерзания и оттаивания грунтов. «Мат-лы по лабор. исслед. мерзл. грунтов», сб. 1, М., Изд-во АН СССР, 1953.

- Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере Л., Гидрометеиздат, 1956.
- Костяев А. Г. О происхождении клиновидных и складчатых деформационных слоев в четвертичных отложениях. Об. «Четвертичная палеогеография и морфогенез в полярных странах и высокогорье». Изд-во МГУ, 1964.
- Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. Ред. С. Г. Боч, В. И. Громов, К. В. Никифорова. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Крылов М. М. К теплотехническому анализу промерзания грунта. «Вестн. инженеров и техников», 1934, № 1.
- Крылов М. М. Накопление холода в почве для уменьшения засушливости. «Вестн. сельхоз. науки» мелиорация и гидротехника, вып. 1, 1940.
- Крылов М. М. Преобразование природы путем гидротермических мелиорации. «Вопр. географии», сб. 28, 1952.
- Кудряц В. А. (1). Обработка результатов температурных измерений, произведенных в Шергинской шахте г. Якутска за 1845 и 1941 гг. «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», 1953, т. XII.
- Кудрявцев В. А. (2). О динамике вечной мерзлоты. «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», 1953, т. XII.
- Кудрявцев В. А. (1). О сезонном промерзании и оттаивании почвы. Сб. «Материалы по общему мерзлотоведению». VII Междуведомственное совещание по мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Кудрявцев В. А. (2). О термокарсте. Сб. «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 1. Изд. геогр. ф-та МГУ, 1959.
- Кудрявцев В. А. (3). Метод приближенного определения средних годовых температур грунтов при мерзлотной съемке по одновременным измерениям температур грунтов в скважине. «Научн. докл. высш. школы», геолого-географ. науки, 1959, № 1.
- Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. (1). Решение задачи о температурном режиме в среде с периодически изменяющимся фазовым состоянием. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1960, № 6.
- Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. (2). Численный подсчет теплооборотов в средах с фазовыми переходами, как критерий определения температурной сдвижки. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1960, № 12.
- Лаврушин Ю. А. О происхождении так называемых «мерзлотных структур облекания» в четвертичных отложениях и их стратиграфическое значение. Сб. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Лазуков Г. И. Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности. «Тр. ВНИГРИ», вып. 158. Л., 1960.
- Ливеровский Ю. А. Почвы тундрово-болотной полосы в связи с земледелием на Севере. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Литвинов А. Я. Следы древних криогенных процессов и явлений в окрестностях г. Красноярска. «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», т. XVIII. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Львов А. В. Поиски и испытания источников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях вечной мерзлоты. Иркутск, 1916.
- Лыков А. В. Тепло- и массообмен в процессах сушки. М., Госэнергоиздат, 1956.
- Мазуров Г. П. Физико-механические свойства мерзлых прунтов. Методы определения и использования в расчетах. Л.—М., Стройиздат, 1964.
- Марков К. К. Палеогеография. М., Госиздат, 1951.
- Мартынов Г. А. Тепловые свойства мерзлых грунтов. «Мат-лы по лабор. исследованиям мерзлых грунтов», разд. I, гл. 5, § 2, сб. 3, М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Мартынов Г. А. Тепло и влагопередача в промерзающих и протаивающих грунтах. Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I, гл. VI, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Меламед В. Г. Решение задачи Стефана (в случае второй краевой задачи). «Вестн. Моск. ун-та», сер. матем., 1959, № 1.
- Меламед В. Г. О численном интегрировании классической задачи Стефана при учете фазовых переходов в спектре температур. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1963, № 2.
- Мельников П. И. Мерзлотно-геологические условия возведения гражданских и промышленных зданий на территории Центральной Якутии и опыт строительства М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Мельников П. И. О закономерностях распространения и развития мерзлых почв и горных пород в бассейне р. Лены. «Мат-лы по общему мерзлотоведению». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.—Л., 1939.
- Михайлов Н. В. и Ребиндер П. А. О структурно-механических свойствах дисперсных и высокомолекулярных систем. «Коллоидн. журн.», 1955, т. 17, вып. 2.

- Моеквитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания. «Мерзлотоведение», 1947, т. II, № 1.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Обидин Н. И. Мерзлая зона литосферы и подземные воды советской Арктики. «Тр. Арктич. ин-та», т. 16, М.—Л., изд. Главсевморпути, 1948.
- Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. Сб. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Орлов В. О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Охотин В. В. Физические и механические свойства грунтов в зависимости от их минералогического состава и степени дисперсности. М., Гүшосдор, 1937.
- Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., «Наука», 1965.
- Пархоменко С. Г. Схематическая карта районов мерзлоты и глубокого промерзания почвы в СССР. «Тр. ЦНИИ геодезии, аэросъемки и картографии», «вып. 18. М., Изд-во ГУ ГГК НКВД СССР, 1937.
- Пархоменко С. Г. Мерзлотоведение как учение о криофильных горных породах. «Тр. Комит. по изуч. вечн. мерзл.», т. VI. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Паталеев А. В. Морозобойные трещины в грунтах. «Природа», 1955, № 12.
- Паулинг Л. (Полинг). Природа химической связи. М.—Л., Госхимиздат, 1947.
- Полынов Б. Б. О «вечной» мерзлоте и о формах льда и снега, переживающих лето в Амурской области. «Землеведение», 1910, кн. III.
- Пономарев В. М. Вечная мерзлота и подземные воды района Усть-Енисейского порта (исследования 1941 г.). «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», т. X. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Пономарев В. М. и Толстихин Н. И. Подземные воды территории с многолетнемерзлыми горными породами. Основы геокриологии, ч. I, гл. X. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Попов А. И. Морозобойные трещины и проблемы ископаемых льдов. «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», 1952, т. IX.
- Попов А. И. (1). Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Попов А. И. (2). Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1953, № 2.
- Попов А. И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда. «Мат-лы к основ. учен. о мерзл. зонах земн. кары», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов А. И. История вечной мерзлоты в СССР в четвертичный период. «Вест. Моск. ун-та», 1957, № 3.
- Полов А. И. Полярный покровный комплекс. «Во-пр. физич. геогр. полярных стран», вып. I. Изд-во геогр. ф-та МГУ, 1958.
- Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири. Сб. «Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
- Попов А. И. Палеогеография плейстоцена Больнеземельской тундры. «Вестн. Моск. ун-та», 1961, № 6.
- Попов И. В. Основы инженерно-геологического грунтоведения. «Тр. Спецгео», 1941, вып. 9.
- Попов И. В. Значение кристаллической структуры минералов глинистых пород для формирования их свойств. «Тр. совещ. по инженерно-геол. свойствам горных пород и методам их изучения», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Порхачев Г. В., Щелокоев В. К. Изменение температурного режима грунтов при освоении территории. «Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов», гл. V. М., «Наука», 1964.
- Порхачев Г. В. Процессы переноса в водонасыщенных грунтах, граничащих с мерзлыми. «Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов», гл. I. М., «Наука», 1964.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Пузачков Н. А. Водно-тепловой режим земляного полотна автомобильных дорог. М., Автотрансиздат, 1960.
- Пчелинцев А. М. Генезис ледяных включений в мерзлых горных породах. Тр. Ин-та мерзлотов., т. XVIII. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Пчелинцев А. М. Строение и физико-механические свойства мерзлых грунтов. М., «Наука», 1964.
- Пьявченко К. И. Бугристые торфяники. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Рейбиндер П. А. Физико-химическая механика. М., «Знание», 1958.
- Редозубов Д. В. Терморазведка на мерзлоту. «Вопр. физ. геогр. полярных стран», вып. 2. Изд-во геогр. ф-та МГУ, 1959.
- Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Романовский Н. Н. Мерзлотные структуры облекания в четвертичных отложениях. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 3.

Романовский Н. Н. О температурном режиме мерзлых толщ небольшой мощности, подстилаемых водоносными слоями. «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геология, 1965, № 3.

Романовский Н. Н. Схема подразделения подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород. «Региональная гидрогеология и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока», вып. II, Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1966.

Рубинштейн Л. И. О решении задачи Стефана. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз. 1947, т. II, № 1.

Садков М. Д. Водооттайка грунта на экскаваторных полигонах. «Колыма», 1941, № 5.

Сакс В. Н. Четвертичный период в советской Арктике. «Тр. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики ГУС МП», т. 77. М.—Л., 1953.

Салтыков Н. А., Порхаев Г. В. Основания и фундаменты. Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. II, гл. VI. М., Изд-во АН СССР, 1969.

Салтыков Н. И. Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. II, гл. I и XIII. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Сауков А. А. Геохимия, изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1951.

Семенов А. С. О влиянии различных факторов на величину удельного сопротивления рыхлых пород при температуре ниже нуля. Изд. Ленингр. горн. ин-та, 1937.

Симаков А. С. Некоторые данные о наледях Колымоко-Индибирского края. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. ОВ СССР», вып. 3. Магадан, 1949.

Скуратов С. М. К вопросу о теплоемкости связанной воды. «Коллоидн. журн.», 1951, т. 13, № 5.

Соловьев П. А. Распространение ископаемых фирновых льдов на Лено-Амгинском междуречье. «Мерзлотоведение», 1947, т. 2, № 2.

Соловьев П. А. Булгунняхы Центральной Якутии. «Исслед. вечн. мерз., в Якутск, респ.», вып. 3, 1952.

Сукачев В. Н. <К вопросу о влиянии мерзлоты на почву. «Изв. Акад. наук», 1911, VI сер., т. 5, № 1.

Сумгин М. И. О деградации вечной мерзлоты на некоторой части территории, занимаемой ею в СССР. «Тр. Комисс. по изуч. вечн. мерзл.», т. 1, Л., Изд-во АН СССР, 1932.

Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, изд. 1. Владивосток, 1927; изд. 2. М., 1937.

Сумгин М. И. К теории образования многолетнемерзлых наледных бугров—булгунняхов. «Докл. АН СССР», 1940, т. 28, № 2.

Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф. Общее мерзлотоведение. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов. М., «Наука», 1964.

Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. М., ТИИТЛ, 1953.

Толстихин Н. И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. «Тр. Комисс. по изуч. вечн. мерзл. АН СССР», 1932, т. 1.

Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., Госгеол-издат, 1941.

Тумель В. Ф. О мерзлотной съемке. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1945, т. IX, № 2.

Тумель В. Ф. Карта распространения вечной мерзлоты в СССР. «Мерзлотоведение», М., Изд-во АН СССР, 1946, т. 1, вып. 1.

Тыртиков А. П. Развитие растительности, как фактор формирования и динамики многолетнемерзлых пород. «Проблемы Севера», вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Тютюнов И. А. Миграция воды в торфяно-глеевой почве в периоды замерзания и мерзлого состояния в условиях неглубокого залегания вечной мерзлоты. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Тютюнов И. А. Введение в теорию формирования мерзлых пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Устинова З. Г. К гидрохимии кимберлитовых трубок Якутии. Сб. «Вопросы геохимии подземных вод», М., «Недра», 1964.

Федоров А. А. Ацетил-целлюлозная пленка, как теплоизоляционный материал для закрытия грунта. «Тр. Ленингр. физ.-агроном. ин-та», сб. 1. Л., Изд-во ВАСХНИЛ, 1935.

Федосов А. Е. Физико-механические процессы в грунтах при их замерзании и оттаивании. М., Трансжелдориздат, 1935.

- Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Фрязинов И. В. О задаче Стефана для неоднородных сред. Журн. «Вычислит. матем. и матем. физ.», 1961, т. 1, вып. 5.
- Цыпленкин Е. И. Вечная мерзлота и ее значение для растениеводства. «Тр. Всес. сельхоз. акад. им. В. И. Ленина», 1937, вып. XIII.
- Цытович Н. А., Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Цытович Н. А. Исследования влияния условий замораживания и оттаивания на пористость водонасыщенных песков. Сб., посвящен. 90-летию акад. В. А. Обручева. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шарбатаян А. А. К истории развития многолетнемерзлых пород (на примере севера Западно-Сибирской низменности). «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», т. XIX, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Швецов П. Ф. и Седов В. П. Гигантские наледи и подземные воды хребта Тасхаяхта. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Швецов П. Ф. Роль вечной мерзлоты и подмерзлотных вод в гидрогеологии бассейнов рек Индигирки и Яны. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 6.
- Швецов П. Ф. Новые данные о влиянии подмерзлотных вод на объем и режим стока реки Индигирки. «Докл. АН СССР», 1947, т. 57, № 7.
- Швецов П. Ф. и Мейстер Л. А. О дождевально-инфильтрационном способе искусственного протаивания россышей. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1956, № 6.
- Швецов П. Ф. Об одном гидрофизическом факторе интенсивного водообмена в земной коре на территории многолетней криолитозоны. Сб. «Вопросы геохимии подземных вод». М., «Недра», 1964.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. «Зап. геогр. о-ва СССР», т. 16, новая серия, М.—Л., 1957.
- Шумский П. А. Исследование ископаемых льдов Центральной Якутии. «Исслед. вечн. мерзл. в Якутск, респ.», вып. 3, 1952.
- Шуйский П. А. Строение мерзлых пород. «Мат-лы по лабор. исслед. мерзл. грунт.», об. 3, гл. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шумский П. А., Швецов П. Ф., Достовалов Б. Н. Особенности инженерно-геологической разведки в районах распространения жильных подземных льдов. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Штукенберг В. И. Заметка о пучинах на железных дорогах и мерах для их уничтожения. «Инженер», 1885, № 10.
- Якупов В. С. Определение мощности современных рыхлых отложений методом вертикального электрического зондирования в районах с низкой температурой многолетнемерзлых пород. «Тр. Ин-та мерзлотов. АН СССР», т. XV, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Яновский В. К. Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Anderson D., Low P.F. Proc. Soil. Sci. Soc. Amer. v. 22. pp. 99—103, 1958.
- Anderson J. G. Solifluction component of subaerial denudation. Journ. of Geol., v. XIV, 1906, Chicago.
- Баер К. Е. Beitrage zur Kenntniss des Russischen Reiches. IX. Bandch., 50-te Abteil., 1855.
- Bernal J.D., Fowler R.H., Journ. Chem. Phys. 1, 515, 1933.
- Bernal J. D. Trans. Faraday Soc. 33, 27, 1937.
- Bjerrum N. Structure and properties of ice. Dan. Mat. Fys. Medd., 27, N 1, 1951.
- Bouyoucos H. Y. Movement of soil moisture from small capillaries of the Soil upon freezing Journ. of Agric. 1923, v. XXIV, No. 5, Washington.
- Добrowolski A. B., Histoja naturalna lodu, Warszawa, 1923.
- Well R., Eyring H. J. Chem. Phys. 5, 726, 1937.
- Fox J.J., Martin A. E., Proc. Roy. Soc. A 174, 234, 1940.
- Gallwitz G. Eiskeile und glaciale Sedimentation. Geologica, 2, Berlin, 1949, Akademie Verlag, GMBK.
- Haggis C. H., Hasted J. B., Buchanan T. J. Journ. Chem. Phys., 20, 1452, 1952.
- Hasted J. B. J. Chem. Phys. 50, N 7—8. C. 35, 1953.
- Herzberg G. Infrared and Raman spectra of polyatomic molecules. N. I. 1945, p. 489.
- Lame G., Clapeyron B., Memoire sur la solidification par refroidissement d'un globe liquide. Ann. de Chim. et de Phys., 1831, v. 47, p. 250—56.
- Lennard-Jones J., Pople J. A. Proc. Roy. Soc. A202, 166, 1950.
- Maarleveld G. C Frost mounds. A summary of the literature of the past decade. Mededelingen van de Geologische Stichting. Nieuwe Serie No, 17, 1965, Netherlands.
- Morgan J., Warren B. E. J. Chem. Phys. 6, 666, 1938.
- Mulliken R. S. Phys. Rev. 43, 279, 1933.

- P o l i s s a r M. J. Journ. Chem. Phys., 6, 833, 1938.
P o p l e J. A. Proc. Roy. Soc, A202, 323, 1950.
P o p l e J. A. Proc. Roy. Soc, A202, 163, 1952.
P o r s i l d A. E. Earth mounds in unglaciated north-western America. Geograph. Rev., v. XXVIII, 1938, N. 1.
R a p p A. Recent development of mountain slopes in Karkevagge, and surroundings, Northern Scandinavia. Geograf. Annaler. XLII, 2—3, 1961, Stockholm.
R u c k l y R. Two and three-dimensional ground water flow towards the ice-lenses formed in the freezing ground. Proc. of the Sec, Intern. Conf. of Soil. Mech. Found. Eng., v. II, Rotterdam, June, 21 to 30, 1948.
S a l s c h u t z L. Über die Warmeveränderungen in den höheren Erdschichten unter dem Einflusse des nicht-periodischen Temperatur-wechsel an der Oberfläche. Abt. III, 1862, Bd. 56, N 1322.
S t e f a n I. Über einige Probleme der Theorie der Wärmeleitung, Sitzungsberichte der Akademie der Wissensch. in Wien. 1889, Bd. 98, Abt. II.
S t e f a n I. Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung in Polarmeere. Sitzungsberichte der Akad. der Wissensch. in Wien. 1889, Bd. 98, Abt. II.
Symposium on hydration of aqueous ions. J. Phys. Chem., 58, 1954.
T a b e r S. Frost heaving Jour, of Geol., 1929, v. 37, N 5.
T a b e r S. The mechanics of frost heaving. Journ, of Geol., 1930, v. 38, N 4.
T a b e r S. Perennially frozen ground in Alaska its origin, and history. B. M. Geol. Soc. Amer., 1943, val. 54, N 10.
W i r t z K. Zs. Naturforschung, 3a, 672, 1948.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие

3

Глава I

Введение

1-1. Предмет общего мерзотоведения	5
1-2. Мерзлые породы и криосфера	6
1-3. Место мерзотоведения среди других наук	7
1-4. Методы мерзотоведения	7
1-5. Краткий очерк истории изучения мерзлых пород	8
1-6. Основные положения при изучении распространения и развития мерзлых пород	12

Глава II Распространение и

морфология толщ мерзлых пород

И-1. Подразделение мерзлых пород по продолжительности их существования ..	14
И-2. Глубина и сплошность промерзания пород по вертикали	14
И-3. Распространение мерзлых пород по площади	15
И-4. Южная и высотная границы распространения мерзлых толщ	17
И-5. Географическое распространение мерзлых пород в СССР и на земном шаре ..	17

Глава III Термодинамические

условия развития мерзлых пород

А. Тепловое состояние Земли и его изменения

III-1. Предварительные замечания	21
III-2. Источники энергии, определяющие тепловое состояние Земли, и их относительное значение	22
III-3. Основные понятия и принципы термодинамики	23
III-4. Излучение, поглощение и отражение лучистой энергии	29
III-5. Энергетический (тепловой) баланс Земли	33
III-6. Изменение прихода и расхода энергии в тепловом балансе Земли и их влияние на климат	37
III-7. Региональные и локальные тепловые балансы	39

Б. Кондуктивный и конвективный теплообмен в горных породах и их промерзании и протаивании

III-8. Температурное поле горных пород и его характеристика. Теплообмен и теплообороты	41
III-9. Уравнение теплопроводности	44
III-10. Температурные волны	47
III-11. Время установления стационарного температурного режима при ступенчатом изменении температурных условий на поверхности	51
III-12. Определение конфигурации мерзлого массива и температурного поля в нем с помощью решения стационарной задачи теплопроводности	53
III-13. Формулировка задачи о промерзании и протаивании пород	56

399

1. Постановка задачи о промерзании (протаивании) однородного грунта с образованием границы раздела фаз (задача Стефана)	56
2. Постановка задачи о промерзании и протаивании пород в спектре температур (с образованием зоны промерзания).....	58
III-14. Краткий обзор частных решений задачи Стефана	60
III-15. Точное решение классической задачи Стефана	60
III-16. Формула Стефана для определения глубины сезонного и многолетнего промерзания (протаивания) пород	62
III-17. Определение глубин сезонного и многолетнего промерзания (протаивания) пород по методу Л. С. Лейбензона	63
III-18. Формула В. С. Лукьянова и М. Д. Головки для определения глубин сезонного промерзания (протаивания) пород	65
III-19. О точном решении задачи Стефана в общем случае	67
III-20. Приближенные формулы В. А. Кудрявцева для определения теплооборотов и глубин сезонного и многолетнего промерзания (протаивания) пород	68
1. Формулы для определения теплооборотов и глубин сезоннопромерзающего и сезоннопротаивающего слоя	68
а. Случай равных теплофизических характеристик пород в талом и мерзлом состоянии.....	69
б. Случай различных теплофизических характеристик пород в талом и мерзлом состоянии.....	74
2. Приближенные формулы для расчета теплооборотов и глубин при многолетнем промерзании пород	77
III-21. Теплообороты в горных породах и радиационный баланс земной поверхности	81
III-22. Решение задачи о промерзании и протаивании пород в спектре температур	85
III-23. Решение задачи о тепло- и массообмене при промерзании и протаивании влажного грунта.....	89
III-24. Применение электронных вычислительных машин к решению задач мерзлотведения	97

Глава IV

Физические и физико-химические процессы в замерзающих, мерзлых и протаивающих породах

IV-1. Особенности состава мерзлых горных пород	100
1. Состав твердой, минеральной и органической части мерзлых пород	101
2. Вода в мерзлых дисперсных породах	104
а. Категории влаги в мерзлых породах	104
б. Строение молекулы воды	105
в. Тепловое движение молекул и структура воды и льда	105
г. Гидратация ионов в водных растворах	113
д. Действие активных поверхностей на трансляционное движение молекул воды	117
IV-2. Превращения энергии и главные процессы в промерзающих, мерзлых и протаивающих дисперсных породах.....	118
IV-3. Нагревание, охлаждение и фазовые переходы воды в замерзающих, мерзлых и протаивающих дисперсных породах	119
IV-4. Переносы вещества (миграция воды, солей, минеральных частиц) в дисперсных породах	127
1. Причины миграции влаги	127
2. Миграция воды в парообразном состоянии.....	129
3. Миграция жидкой воды	129
IV-5. Коагуляция и диспергирование коллоидной части в дисперсных мерзлых породах. Тиксотропия.....	141
IV-6. Процессы пучения промерзающих дисперсных пород	146
IV-7. Напряжения и деформации, вызываемые неравномерными изменениями объема глинистых пород. Процессы образования трещин	149
1. Внутренние (объемно-градиентные) напряжения и деформации в горных породах	149
2. Характер объемно-градиентных напряжений и деформаций	150
3. Приближенный расчет температурных и диагенетических напряжений в массиве, ограниченном горизонтальной и вертикальной плоскостями	151
4. Образование тетрагональных сеток трещин и параллелепипедальных огделенностей в массивах пород.....	155
IV-8. Реологические процессы в дисперсных мерзлых породах	160
1. Закономерности деформирования мерзлых пород	163
2. Релаксация напряжений и длительная прочность	166

Глава V **Строение и
свойства мерзлых горных пород**

ЛМ. Предварительные замечания.....	168
V-2. Виды структур мерзлых горных пород. Условия их развития	169
V-3. Текстуры мерзлых пород. Условия их развития	170
V-4. Генетические типы льда в мерзлых горных породах	171
V-5. Физические и механические свойства мерзлых пород	178
1. Тепловые свойства дисперсных мерзлых пород	179
2. Водные свойства мерзлых пород	182
3. Физико-механические свойства мерзлых пород	182
4. Электрические свойства мерзлых пород	183

Глава VI **Мерзлотные физико-
геологические процессы и явления**

VI-1. О систематизации мерзлотных физико-геологических процессов	187
VI-2. Выпучивание (вымораживание) твердых тел из рыхлого влажного грунта при его повторных промерзаниях и протаиваниях	188
VI-3. Бугры пучения.....	189
VI-4. Наледи	193
VI-5. Полигональные образования на основе растрескивания пород	196
VI-6. Развитие полигональных систем жильных льдов	197
1. Полигональные системы ледяных жил и связанные с ними формы микрорельефа	197
2. Элементарный цикл развития жильных льдов и вероятность повторного растрескивания пород	201
3. Толщина жил в зависимости от глубины и ширины трещин и скорости накопления осадков	202
4. Об определении продолжительности роста жильных льдов	205
5. Изменение процесса растрескивания пород и роста ледяных жил в зависимости от градиента температуры и скорости накопления осадков	206
6. Развитие жильных льдов в зависимости от фациальных условий на примере участка в низовье р. Индигирки	209
VI-7. Образование тетрагональных систем грунтовых жил.....	215
VI-8. Полигональные формы, образующиеся в результате процессов растрескивания грунтов и промерзания закрытых систем.....	220
VI-9. Термокарст	224
VI-10. Морозное выветривание пород. Процессы нивации	229
VI-11. Солифлюкция, оползни, обвалы, оплывы, лавины	230

Глава VII **Сезонное
промерзание и протаивание горных пород**

VII-1. Определение терминов «сезонное промерзание» и «сезонное протаивание» пород.....	235
VII-2. Постановка вопроса об изучении сезонного промерзания и протаивания пород	237
VII-3. Классификация типов сезонного промерзания и протаивания пород	239
VII-4. Особенности состава и криогенного строения слоев сезонного промерзания и протаивания	243
VII-5. Влияние различных природных факторов на сезонное промерзание и протаивание пород через основные классификационные признаки	248
1. Зависимость глубин сезонного промерзания и протаивания пород от состава пород, их влажности и теплофизических характеристик	248
2. Влияние снежного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания пород	252
3. Влияние растительного покрова на глубину сезонного промерзания и протаивания пород	259
4. Влияние водного покрова на температурный режим донных пород и на их сезонное промерзание и протаивание	264
5. Зависимость глубин сезонного промерзания и протаивания пород от рельефа и экспозиции склонов	266
6. Влияние заболоченности местности на температурный режим пород и их сезонное промерзание и протаивание.....	269

7. Влияние инфильтрации теплых летних осадков и конвекции воздуха на глубину сезонного промерзания и протаивания пород	270
8. Влияние производственной деятельности человека на динамику глубин сезонного промерзания и протаивания пород	272
VII-6. Потенциальное сезонное промерзание и протаивание горных пород . .	274
VII-7. Широтная и высотная зональности сезонного промерзания и протаивания пород	278

Глава VIII Формирование и развитие

многолетнемерзлых толщ горных пород

VIII-1. Основные положения теории развития мерзлых толщ горных пород . .	280
1. Краткий очерк развития представлений о генезисе мерзлых толщ до 1950 г	280
2. Основные исходные положения современной теории развития мерзлых толщ	282
3. Современная теория развития многолетнемерзлых толщ	284
VIII-2. Влияние верхних граничных условий на формирование мерзлых толщ и их температурный режим	285
1. Связь развития многолетнемерзлых толщ с колебательным характером теплообмена на поверхности земли	286
2. Изменения характера температурной кривой с глубиной при наложении колебаний температуры с различными периодами (Г/) на поверхности земли ■	288
3. Влияние наложения колебаний температуры на поверхности с различными периодами (Г/) на мощности мерзлых толщ	289
4. Зависимости температурного режима и мощности многолетнемерзлых толщ от амплитуды многолетних колебаний температуры на поверхности и от средней температуры пород	290 ¹
VIII-3. Влияние нижних граничных условий на развитие мерзлых толщ . . .	292
VIII-4. Влияние литологических особенностей и влажности (льдиности) пород на мощность мерзлых толщ	293
VIII-5. Влияние подземных вод на формирование мощности многолетнемерзлых толщ	295
VIII-6. Влияние процессов аккумуляции осадков, литогенеза, денудации, эрозии и неотектонических движений на развитие многолетнемерзлых толщ . . .	296
VIII-7. Состав, структура и текстура многолетнемерзлых толщ в зависимости от условий их образования	297
VIII-8. Принципы классификации многолетнемерзлых горных пород	300
I. Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по геолого-географической обстановке и составу пород	301
II. Классификационные признаки подразделения мерзлых толщ по характеру теплообмена	303
III. Классификационные, признаки подразделения мерзлых толщ по особенностям строения и частным их характеристикам	305
VIII-9. Широтная и высотная зональности распространения многолетнемерзлых толщ	307

Глава IX

Подземные воды области распространения многолетнемерзлых пород и их взаимодействие с мерзлыми толщами

IX-1. Основные черты взаимного влияния подземных вод и мерзлых толщ горных пород	311
IX-2. Подразделение подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород	312
IX-3. Надмерзлотные воды	312
IX-4. Воды сквозных таликовых зон	315
IX-5. Подмерзлотные воды	316
IX-6. Межмерзлотные и внутримерзлотные воды	317
IX-7. Тепловое взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых горных пород	318
IX-8. Гидрогеологическое районирование территории распространения многолетнемерзлых пород	321
IX-9. Некоторые особенности подземных вод основных гидрогеологических структур в области распространения многолетнемерзлых горных пород	325

Глава X Районирование и картирование

области распространения мерзлых пород

X-1. Цели, задачи и принципы районирования области распространения многолетнемерзлых пород	33}
1. Цели и задачи мерзлотного районирования	ML
2. Принципы мерзлотного районирования	332
X-2. Температурное районирование области распространения многолетнемерзлых пород В. А. Кудрявцевым	333
X-3. Мерзлотно-геологическое районирование области распространения мерзлых пород А. И. Поповым	33?
X-4. Районирование области распространения многолетнемерзлых пород И. Я. Барановым	339
X-5. Районирование области многолетнемерзлых пород П. Ф. Швецовым и другими исследователями	341
X-6. Мерзлотная съемка	342
1. Цели и задачи мерзлотной съемки	342
2. Микрорайонирование при мерзлотной съемке	344
3. Методы мерзлотной съемки	346
4. Масштабы мерзлотной съемки	348
X-7. Применение аэрофотосъемки при мерзлотных исследованиях	350
X-8. Принципы составления мерзлотных карт	353

Глава XI К вопросу об истории развития

многолетнемерзлых толщ горных пород

XI-1. Постановка и состояние вопроса	359
XI-2. О соотношении между развитием покровного оледенения и мерзлых толщ	361
XI-3. Очерк истории развития многолетнемерзлых пород в СССР в четвертичный период	362
XI-4. О региональном изучении истории развития многолетнемерзлых пород (на примере Северо-Западной Сибири)	368

Глава XII Роль и значение мерзлых

пород в народнохозяйственной практике

XII-1. Значение мерзлых пород в различных областях промышленной, сельскохозяйственной и научной деятельности в связи с экономическим развитием районов их распространения	375
XII-2. Влияние многолетнемерзлых пород на геолого-географические и естественноисторические условия в области их распространения	377
XII-3. Основные принципы управления мерзлотными процессами и водно-тепловая мелиорация мерзлых горных пород	378
1. Вводные замечания	378
2. Основные способы управления тепловым режимом грунтов	379
3. Основные технические способы тепловой и водно-тепловой мелиорации грунтов	380
XII-4. Принципы строительства в области распространения многолетнемерзлых пород	384
1. Инженерное мерзлотоведение и его задачи	384
2. Механическое и тепловое взаимодействие сооружений с мерзлыми, промерзающими и протаивающими грунтами и управление им	385
3. Способы обеспечения нормальной работы сооружений в области распространения многолетнемерзлых пород	386
XII-5. Основы агробиологического мерзлотоведения	387
1. Предмет агробиологического мерзлотоведения	387
2. Особенности формирования почв в условиях развития многолетнемерзлых пород	387
3. Влияние многолетнемерзлых пород на развитие растительности	388
Основная литература	391
Дополнительная литература	392



