ГЕОКРИОЛОГИЯ СССР

Средняя Сибирь





ГЕОКРИОЛОГИЯ СССР

Средняя Сибирь

Под редакцией Э.Д. ЕРШОВА

МОСКВА „НЕДРА" 1989

ББК 26.3
Г35
УДК 551.340(571.51/.52)

Редакционная коллегия: *Э. Д. Ершов* (главный редактор), *В. Ф. Логинов* (зам. главного редактора), *К. И. Сычев* (зам. главного редактора), *В. В. Баулин, Г. С. Вартанян, И. Д. Ворона, Л. С. Гарагуля, Б. В. Графский, С. Е. Гречищев, И. Д. Данилов, Л. М. Демидюк, В. Ф. Ефимов, К. А. Кондратьева, Я. В. Неизвестнов, И. А. Некрасов, Н. Н. Романовский, Е. М. Сергеев, Ю. С. Татарчук, В. Т. Трофимов, Н. И. Трущ, С. Б. Ухов, С. М. Фотиев, Л. Н. Хрусталев, Н. А. Цытович, Н. В. Черский, П. Ф. Швецов, В. К. Шевченко, Н. А. Шило, В. Е. Афанасенко* (ученый секретарь), *С. Л. Диковская* (ученый секретарь)

Ответственные редакторы: *К. А. Кондратьева, К. И. Сычев, С. М. Фотиев*

Г $\frac{1804080000-091}{043(01)-89}$ 125—89

ISBN 5—247—00433—7

© Издательство «Недра», 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Издание «Геокриология СССР» является важным и закономерным этапом развития региональной геологии СССР. После выхода в свет в 1927 г. книги М. И. Сумгина «Вечная мерзлота почв в пределах СССР» было опубликовано немало обобщающих сводок и монографий по геокриологическим условиям отдельных регионов страны. Существенно возросла информация о распространении, температуре, мощности, составе, криогенном строении сезонно- и многолетнемерзлых пород. Вместе с тем оставались неясными и спорными многие общие и частные закономерности формирования и динамики криолитозоны СССР. В связи с этим в настоящее время возникла потребность в анализе и обобщении нового фактического материала, всего накопленного комплекса знаний об области многолетнемерзлых пород, крайне необходимых для решения научных и практических вопросов освоения северных и восточных районов страны.

Коллектив кафедры геокриологии геологического факультета Московского государственного университета совместно с ведущими специалистами других организаций различных министерств и ведомств подготовил капитальное научное издание — «Геокриология СССР», где с единых теоретических и методических позиций отражены современные представления о закономерностях распространения и развития мерзлых толщ горных пород, их характеристик, криогенных явлений на всей территории криолитозоны Советского Союза, освещен опыт ее хозяйственного освоения с учетом вопросов рационального использования и охраны геологической среды.

«Геокриология СССР» состоит из пяти книг общим объемом 200 печатных листов. Названия книг даны преимущественно по географическому подразделению территории СССР и имеют в большинстве случаев однозначное толкование, хотя иногда и носят некоторую условность. В первой книге даны теоретические основы региональной и исторической геокриологии и охарактеризованы многолетнемерзлые и сезонномерзлые породы европейской территории СССР, во второй — Западной Сибири, в третьей — Средней Сибири, в четвертой — Восточной Сибири и Дальнего Востока, в пятой — Горных стран Юга СССР.

Структура и содержание каждой из пяти книг «Геокриология СССР» построены по единому плану и включают три раздела: 1) закономерности формирования современных геокриологических условий рассматриваемой территории; 2) геокриологическую характеристику выделенных на территории регионов; 3) обобщение разнообразного опыта хозяйственного освоения территории.

Общее научно-методическое руководство осуществлялось кафедрой геокриологии МГУ.

В целом такой сводный труд по всей территории СССР написан впервые и в геокриологической литературе аналогов не имеет. Работа имеет большое теоретическое и практическое значение, так как в ней изложены теоретические основы региональной и исторической геокриологии, позволяющие дать на современном научном уровне всестороннюю мерзлотную характеристику регионов. Именно эта сторона делает ее наиболее актуальной и свидетельствует о высоком уровне обобщений, проводимых авторами по широкому комплексу современных задач геокриологии. Кроме того, «Геокриология СССР» явится весьма полезным дополнением к «Геокриологической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000», подготовленной кафедрой геокриологии геологического факультета Московского университета.

В написании данной книги «Геокриология СССР. Средняя Сибирь» принимали участие геокриологи, инженеры — геологи, гидрогеологи и

геологи МГУ, ПНИИИСа и Фундаментпроекта Госстроя СССР, ПГО Севморгеология Мингео СССР, Института земной коры и Института горного дела Севера СО АН СССР, ВНИИ гидротехники им Б. Е. Веденеева Минэнерго СССР, Красноярского и Забайкальского Промстройниипроекта и Томского инженерно-строительного института.

Основная работа по созданию данной книги выполнена К. А. Кондратьевой. При подготовке рукописи к печати большую помощь оказали Е. Н. Дунаева, Т. Н. Косаткова, М. Н. Сырицына, С. В. Лебеденко, Ю. В. Сигалова.

Работа рассчитана на широкий круг исследователей и практических работников, изучающих Среднюю Сибирь и работающих на ее территории.

ВВЕДЕНИЕ

Общие сведения и перспективы развития

Средняя Сибирь — это огромная территория, расположенная между реками Леной и Енисеем. С юга на север, включая шельф, вдоль 102° в. д. она протягивается почти на 3 тыс. км, а с запада на восток вдоль 60° с. ш. — более чем на 2 тыс. км.

Регион имеет четкие физико-географические и геолого-тектонические границы: на севере — уступ континентального шельфа, на западе — правый берег р. Енисей, на востоке — подножие Верхоянского хребта, а на юге — подножия Восточного Саяна, Байкальского и Станового хребтов (рис. 1).

Единство территории Средней Сибири определяется ее приуроченностью к наиболее крупной на земном шаре древней тектонической структуре — Сибирской платформе, характеризующейся слабо дифференцированными неотектоническими движениями. В отличие от Западной Сибири с господством равнинного рельефа и Восточной Сибири с горным рельефом на территории Средней Сибири преобладают плато и плоскогорья.

Значительная протяженность Средней Сибири по меридиану и по широте, ее высотное положение предопределяют разнообразие и своеобразие природных зон. Северная окраина региона омывается Карским морем и морем Лаптевых. Острова Северной земли и горы полуострова Таймыр представляют собой арктическую пустыню. На островах значительные площади заняты покровными ледниками. Зона арктической кустарничковой тундры и типичной моховой тундры распространяется до 70—72° с. ш., а на плато Путорана благодаря высоким гипсометрическим отметкам зона высокогорной тундры простирается на юг до 65° с. ш. Центральная и южная части Средней Сибири входят в зону тайги. Северо-таежные лиственничные редколесья сменяются лиственничными среднетаежными лесами, которые к югу от 60° с. ш. переходят в лиственничные и сосновые южно-таежные леса.

Средняя Сибирь представляет собой единый геокриологический регион I порядка, существенно отличающийся от соседних геокриологических регионов — Западной Сибири и Восточной Сибири. Геокриологическое единство региона определяется и мощным влиянием Сибирского антициклона. Наряду с единством внутри региона наблюдается значительная неоднородность геокриологических условий. В южных районах развита высокотемпературная маломощная редкоостровная мерзлота позднеголоценового возраста, тогда как в северных — низкотемпературная, мощная, сплошная по распространению криолитозона ранне-позднеплейстоценового возраста. Такие различия обусловлены большими размерами региона, располагающегося в пределах нескольких природных зон, сложностью и разновозрастностью геолого-тектонических структур, неравномерностью неоген-четвертичных, преимущественно положительных, движений. Это обстоятельство и позволяет при геокриологическом районировании Средней Сибири выделить в ее пределах геокриологические зоны, а в их пределах — регионы второго порядка.

Природные богатства Средней Сибири играют важную роль в экономическом развитии СССР. К настоящему времени на территории региона разведаны запасы многих полезных ископаемых, эксплуатация которых в значительной степени зависит от надежных транспортных магистралей. В Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года указана необходимость: 1) широкомасштабного хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской магистрали, 2) формирования Южно-Якутского тер-

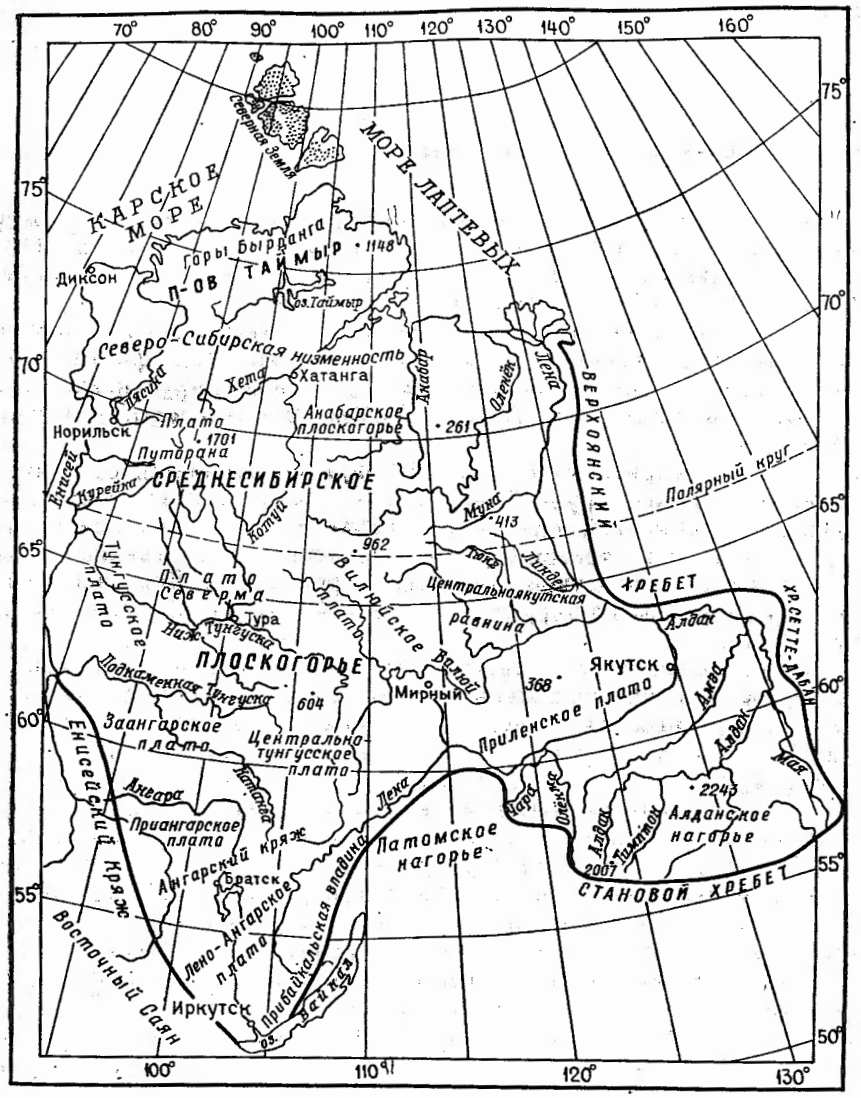


Рис. 1. Средняя Сибирь

риториально-производственного комплекса, 3) сооружения горно-обогатительного комбината на Селигдарском месторождении апатитов, 4) введения в действие первых агрегатов на Вилюйской ГЭС-3 и Якутской ГРЭС-2, 5) продолжения строительства Богучанской ГЭС и 6) начала подготовительных работ по сооружению Средне-Енисейской ГЭС. Начато также строительство железной дороги Беркакит — Томмот — Якутск.

Широкое народнохозяйственное освоение территории неизбежно повлечет за собой строительство линейных сооружений (автодорог, линий передач и связи, нефте- и газопроводов, новых поселков, городов, промышленных предприятий, водохранилищ, аэродромов и т. д.). Во много раз увеличится потребность в пресной воде, существенно возрастет техногенное нарушение естественных, в первую очередь геокриологических, условий.

Для выбора оптимальных методов строительства линейных, промышленных и гражданских сооружений, для повышения их устойчивости и долговечности, для выбора оптимальных источников водоснабжения, для обоснованного геокриологического прогноза развития техно-

генных и криогенных процессов и криогенных образований, а также для обоснования рациональных приемов охраны природной среды необходимо знать зональные и региональные закономерности криогенного преобразования толщ пород и подземных вод, знать основные закономерности формирования основных геокриологических характеристик (температуры пород, строения, мощности и распространения криогенной толщи) и криогенных образований. Рассмотрению этих крайне важных в научном и практическом отношениях аспектов и посвящается данная работа. Написана она на основе анализа и обобщения большого количества фактического материала, полученного авторами и большим коллективом геокриологов на протяжении последних 20—30 лет.

Геокриологическая изученность

Хозяйственное освоение Средней Сибири, в границах которой сосредоточены огромные и разнообразные минеральные и гидроэнергетические ресурсы, требует всестороннего изучения геокриологических условий. Сложность этой задачи определяется крайне неравномерной и в целом недостаточной научной информацией.

До Великой Октябрьской социалистической революции сведения о вечной мерзлоте территории, криогенных процессах и образованиях были весьма ограниченными. Обычно они собирались попутно с другими исследованиями этого края, как это делали А. Ф. Миддендорф, И. А. Лопатин, Р. И. Аболин и многие другие. Однако уже в то время было известно о знаменитой шахте Шергина, в которой впервые была замерена температура мерзлых пород до глубины более 100 м.

Систематическое геокриологическое изучение Средней Сибири началось лишь в советское время, в основном в 30—40-е годы. Исследования проводились Академией наук СССР, Главным геологическим управлением СССР, Советом по определению производительных сил Севера и другими ведомственными организациями. Были созданы и начали работать первые научно-исследовательские мерзлотные станции в Норильске, Игарке, Братске и в Якутске. Эти стационары изучали распространение, мощность и температуру мерзлых толщ, особенности физико-механических свойств грунтов, оказывая всемерную помощь промышленному, гражданскому и транспортному строительству.

Открытие месторождений алмазов в Западной Якутии, развитие Норильского горно-промышленного района, успешные поиски и разведка нефти, газа и каменных углей, увеличение добычи цветных и редких металлов, а также исследования под крупные гидротехнические сооружения потребовали существенного расширения геокриологических знаний.

На северо-западе Средней Сибири и в долине Енисея геокриологические исследования вели сотрудники Игарской НИМС Института мерзлотоведения АН СССР им. В. А. Обручева Л. А. Мейстер, В. Ф. Тумель, Г. С. Константинова, А. М. Пчелинцев, Н. С. Шевелева, А. П. Тыртиков, Л. С. Хомичевская и др. Решением практических вопросов занималась мерзлотная станция Норильского горно-металлургического комбината (Б. С. Павлов, Г. Я. Шамшура, Н. И. Обидин, В. М. Максимов и др.).

В центральных районах геокриологические исследования вела Якутская НИМС Института мерзлотоведения АН СССР им. В. А. Обручева, преобразованная в отделение, а в 1961 г. в Институт мерзлотоведения СО АН СССР. В институте геокриологические исследования по всему региону и за его пределами вели такие известные геокриологи, как П. И. Мельников, А. И. Ефимов, П. А. Соловьев, Н. П. Анисимова, С. П. Качурин, Н. А. Граве, Е. М. Катасонов, Е. Г. Катасонова, И. А. Некрасов, В. Т. Балобаев, В. Л. Суходровский, Н. Ф. Григорьев, Н. С. Данилова, Т. П. Кузнецова, О. Н. Толстихин и др.

В южных районах Якутии гидрогеокриологические исследования проводились сотрудниками Алданской НИМС Института мерзлотоведения АН СССР им. В. А. Обручева, в составе которой в разные годы работали В. М. Пономарев, С. Е. Суходольский, С. М. Фотиев, Н. А. Вельмина, Г. Н. Философов, Н. К. Полищук, В. Р. Алексеев и др.

Региональные геокриологические исследования на территории Средней Сибири проводились и проводятся многочисленными экспедициями. Экспедиция Главного управления Севморпути проводила геокриологические исследования в Усть-Порту, в бухте Кожевникова и других районах Крайнего Севера, в которых участвовали В. М. Пономарев, Н. И. Обидин и др. Многочисленные экспедиции были организованы Институтом мерзлотоведения АН СССР им. В. А. Обручева: в 1949 г. на полуостров Таймыр (А. И. Попов), в бассейн р. Нижняя Тунгуска (Н. А. Граве), в 1953 г. — в район оз. Ессей (Л. С. Хомичевская, С. Е. Суходольский). В 1953—1957 гг. совместно с Северо-Восточным (Якутским) отделением института организуются многолетние комплексные экспедиции, которые работают в районе г. Мирный (В. Т. Балобаев, Е. Б. Белопухова, Т. Н. Жесткова, Е. М. Катасонов и др.), в долине Вилюя (А. И. Ефимов, Н. С. Данилова, Е. Г. Катасонова и др.), в Центральной Якутии (Н. П. Анисимова, П. А. Соловьев и др.), на арктическом побережье Якутии (Н. Ф. Григорьев, Т. П. Кузнецова и др.), в бассейне р. Мархи (Е. М. Катасонов, З. Г. Устинова и др.), в Южной Якутии (А. И. Ефимов, И. Д. Белокрылов, Н. А. Вельмина, В. В. Уземблo и др.). В 70—80-е годы Институтом мерзлотоведения СО АН СССР постоянно проводилась термометрия в глубоких скважинах по всей территории Средней Сибири (В. Т. Балобаев и др.).

Кафедра геокриологии (мерзлотоведения) геологического факультета МГУ в разных регионах Средней Сибири под научным руководством В. А. Кудрявцева проводила мелкомасштабные комплексные мерзлотно-гидрогеологические и мерзлотно-инженерно-геологические исследования, охватывающие большие территории Сибирской платформы при сплошном площадном изучении и опробовании. Исследования такого размаха велись впервые и начало им было положено в 1961 г. в Южной Якутии, когда за 5 лет работы, по 1965 г. включительно, сотрудниками геологического факультета была детально изучена огромная территория Алдано-Тимптонского междуречья. В этих работах принимали участие Г. М. Эпштейн, Л. С. Гарагуля, К. А. Кондратьева, Н. И. Труш, А. Б. Чижов, С. Ф. Хруцкий, П. Я. Смульский, А. Н. Боголюбов, Ю. П. Зыков, М. В. Пиотровский (ст.), Н. И. Чижова, О. П. Павлова, М. А. Всеволожская и др. Комплексные мелкомасштабные исследования проводились кафедрой геокриологии: в 1965—1967 гг. в районе г. Мирного, в междуречье Большая и Малая Ботуобия (Н. Н. Романовский, А. Б. Чижов, С. Ф. Хруцкий, Л. С. Гарагуля, К. А. Кондратьева, Г. И. Гордеева, Н. И. Чижова, О. П. Павлова и др.); в 1974—1983 гг. в зоне БАМа от р. Олёкмы до р. Селемджи (Н. Н. Романовский, В. Е. Афанасенко, В. Н. Зайцев, А. И. Тюрин, О. М. Лисицына, В. П. Волкова, С. А. Бойков и др.).

Средне- и крупномасштабные исследования небольших участков под конкретные строительные объекты кафедрой геокриологии проводились в 1956—1960 гг. в районе Братской ГЭС и прилегающих территорий (К. А. Кондратьева, Л. Н. Максимова); в 1958—1960 гг. — на р. Вилюй в районе г. Чернышевский и по долине Лены от пос. Мухтуя до г. Якутск (К. А. Кондратьева, В. П. Добровольский); в 1959—1962 гг. — в районе строительства железной дороги Усть-Илим — Хребтовая (Н. Н. Романовский, Г. З. Перльштейн, Л. Н. Максимова, С. А. Замолотчикова и др.); в 1960—1961 гг. — в районе г. Северо-Енисейска (Л. С. Гарагуля, Н. И. Труш, А. Н. Боголюбов); в 1973—1982 гг. — в Южной Якутии (А. Б. Чижов, В. С. Мелентьев, А. В. Гаврилов, С. Н. Булдович, Е. Н. Оспенников, Е. Н. Дунаева, Н. И. Чижова, Н. И. Труш, Л. Н. Максимова и др.); в 1972—1979 гг. — в районе строительства Усть-Илимской ГЭС (Л. Н. Максимова, О. Г. Боярский, В. А. Дубровин).

Кафедра грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ с 1964 г. проводит многолетние мерзлотно-инженерно-геологические исследования в районе Норильского горно-промышленного района (Г. А. Голодковская, Л. М. Демидюк, Л. В. Шаумян и др.). Кафедра криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ в 1977—1983 гг. проводила комплексные мелкомасштабные исследования на междуречье Лены и Анабара (С. Ф. Хруцкий, А. Ю. Деревягин и др.), в районе г. Мирного и в верховьях р. Мархи (С. Ф. Хруцкий, В. В. Смирнов и др.).

Разрозненные сведения о геокриологических условиях различных районов содержатся в отчетах территориальных геологических управлений, занимающихся геологической съемкой на месторождениях полезных ископаемых, в выпусках Трудов Института географии АН СССР (С. С. Коржуев, Ю. П. Пармузин и др.), Института геологии АН СССР (М. Н. Алексеев, Э. А. Вангенгейм, Э. И. Равский, С. М. Цейтлин и др.), географического факультета МГУ (С. С. Воскресенский и др.), Всесоюзного геологического института (В. А. Зубаков и др.), Научно-исследовательского института геологии Арктики и Антарктики и многих других организаций.

Режимные наблюдения за температурой пород до глубины 50—100 м были организованы Алданской научно-исследовательской мерзлотной станцией на каменноугольных и железорудных месторождениях Южной Якутии и продолжены кафедрой геокриологии МГУ. В Центральной Якутии Институтом мерзлотоведения СО АН СССР были организованы систематические геотемпературные наблюдения в разведочных и опорных гидрогеологических и структурных скважинах до глубины 200—2000 м.

Накопленная информация о геокриологических условиях ряда провинций Средней Сибири была опубликована в многочисленных статьях, нескольких монографиях, тематических и региональных работах. Эти материалы послужили основой при составлении на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ геокриологических карт масштаба 1 : 2 500 000 — «Геокриологической карты СССР», «Геотемпературной карты СССР» и «Карты мощности криолитозоны СССР», впервые с большой детальностью отображающих геокриологические условия всей территории СССР и в том числе Средней Сибири. Участки мелко-, средне- и крупномасштабных комплексных геокриологических съемок послужили «ключевыми» при выявлении частных и общих, местных и региональных геокриологических закономерностей, отображенных на картах. Настоящая работа существенно дополняет содержание геокриологических карт масштаба 1 : 2 500 000.

РАЗДЕЛ I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД И СОВРЕМЕННЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТАЙМЫРА

Основные черты геологического строения территории до начала многолетнего промерзания пород

Сибирская платформа — одна из наиболее древних платформ земного шара, фундамент ее начал формироваться еще в архее. В строении платформы участвуют осадочные породы всех групп и систем от архея до антропогена. Сибирская платформа имеет сложную историю геологического развития, вследствие чего различные структуры характеризуются разным строением и составом пород [21].

В раннепалеозойское время древняя платформа занимала значительно бóльшую площадь по сравнению с современной: ее северная граница проходила по акватории современного моря Лаптевых и Карского моря, на востоке платформа включала территорию Верхоянской складчатой системы, с юга — территорию Восточного Саяна. Именно поэтому нижнепалеозойские, особенно кембрийские карбонатные и галогенные породы, образуют почти повсеместный покров значительной мощности [22].

Фундамент Сибирской платформы представляет собой гетерогенное геологическое образование, время формирования которого охватывает период развития земной коры почти в 3 млрд. лет [14]. Его поверхность неровная, в пределах Алданского и Анабарского щитов она поднимается выше абсолютной нулевой отметки, а, например, в Кемпендяйской и Нижневилюйской впадинах опускается под чехол осадочных пород до глубины 11—13 км. Консолидация образований, слагающих кристаллический фундамент, произошла в самом конце архейского времени. Она была вызвана наиболее мощной в геологической истории платформы гранитизацией, что привело к возникновению здесь на обширных площадях мощного гранитогнейсового слоя.

Стратиграфия алданского архея в течение 50 лет основывается на трехчленном его делении, предложенном Д. С. Коржинским в 1936 г. Выделенные им иенгрская, тимптонская и джелтулинская свиты позднее были переведены в ранг серий и разделены на более мелкие свиты. Иенгрская серия, называемая кварцитовой, представлена сочетанием глиноземистых и высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов с кварцитами и основными гиперстенсодержащими гнейсами и сланцами. Мощность серии 10—11 км. По геофизическим данным породы иенгрской серии прослеживаются под платформенным чехлом на север до тектонической границы Алданской антеклизы и Вилюйской синеклизы. Тимптонская серия кристаллических сланцев с чарнокитовыми или гиперстеновыми гнейсами почти бескварцитовая, чем она в основном отличается от иенгрской. Обладая мощностью до 5 км, она по составу в целом соответствует сланцево-глинистой (аспидной) формации с подчиненным участием основных эффузивов. Джелтулинская серия отвечает терригенно-карбонатной формации с редкими горизонтами основных метаэффузивов.

Помимо алданского комплекса, представленного тремя сериями, в пределах щита, главным образом в его западной части, выделяется менее распространенный и слабее метаморфизованный комплекс пород, представленный чульманской серией и ее стратиграфическими аналогами. Этот комплекс моложе алданского, а его образование происходило в наложенных трогах растяжения.

За пределами Анабарского и Алданского щитов поверхность кристаллического фундамента сложная, изобилует гипсометрическими неровностями, достигающими значительных величин. По гипсометрическим характеристикам рельефа фундамента в регионе выделяют Тунгусскую синеклизу, внутреннее поле Иркутского амфитеатра и Алдано-Анабарское поле. В Тунгусской синеклизе глубины залегания фундамента в среднем небольшие (4—5, реже 6—7 км). Макроэлементы рельефа фундамента представлены серией поднятий и разделяющих их впадин или седловин. Все отрицательные формы рельефа ориентированы в северо-северо-западном или субмеридиональном направлении. Поверхность положительных форм не превышает отметки 4 км ниже уровня моря. Область Иркутского амфитеатра характеризуется сравнительно небольшими глубинами залегания поверхности фундамента (1,5—2,5 км). Так, Непско-Ботуобинское сводовое поднятие в купольной части имеет отметки 1,5 км ниже уровня моря. Морфологические элементы рельефа фундамента здесь представлены преимущественно крупными структурными выступами (Иркутский, Тулунский, Братский).

Алдано-Анабарская провинция с относительно высоким положением поверхности фундамента разделена Вилюйской депрессией и рядом протяженных и не менее глубоких прогибов на три крупных сводовых поднятия: Анабарское, Оленёкское и Алданское. Склоны Анабарского поднятия осложнены Айхальским поднятием и Верхнемунским выступом. Оленёкское поднятие в купольной части осложнено структурами более высокого порядка. Анабарское и Оленёкское поднятия разделены между собой зоной прогибов, образованных Суханской и Хастахской впадинами.

Вилюйская зона глубокого прогибания поверхности фундамента представляет собой сложное сочетание положительных и отрицательных структур, отметки поверхности которых колеблются в широких пределах: от минус 1 км (Сунтарское поднятие) до минус 10—12 км (Кемпендяйская впадина). Гораздо менее контрастны по высотам склоны Алданского сводового поднятия, где выделены Наманинский вал, Толбинский и Среднеамгинский выступы и Якутское поднятие.

В послекембрийский период развития в результате перерождения окраинных частей платформы ее размеры существенно сократились, сформировались основные структурные элементы внутри платформы. Отложения среднего и верхнего палеозоя в основном распространены во внутренних частях крупных синеклиз и прогибов. Кембрийские отложения перекрыты мощным чехлом карбонатных и терригенных отложений ордовикской системы. Они выходят на поверхность на северо-востоке платформы, в среднем течении р. Лены и в других районах. Морские отложения силурийской системы распространены в Тунгусской синеклизе и Ангаро-Ленском предгорном прогибе.

С начала девона большая часть платформы развивается как суша. В связи с этим девонские отложения характеризуются спорадическим распространением. В верхнем палеозое на западе платформы оформляется Тунгусская синеклиза, в которой накапливается континентальная угленосная толща широкого возрастного диапазона (карбон — триас).

Существенные изменения претерпевает платформа в мезозойскую эру. В пределах п-ова Таймыр возникает геоантиклиналь, которая до настоящего времени развивается как крупная положительная структура. В это же время сформировалась Приенисейская зона глыбовых поднятий, включающая Енисейский кряж и Туруханские поднятия. Эта зона является современной границей между Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой.

В пермо-триасовое время вся западная часть платформы становится ареной активной вулканической деятельности. В северо-западной части Тунгусской синеклизы мощность вулканогенных пород достигает 1,5—2 км. По литологическим признакам вулканогенная толща подразделена на два комплекса: нижний туфогенный и верхний лавовый. Все палеозойские породы Тунгусской синеклизы пронизаны мощными траповыми интрузиями самой различной формы. Мощность отдельных пластовых тел обычно измеряется десятками метров, достигая иногда 200—300 м, а протяженность — многими десятками и даже сотнями километров. Наиболее мощные пластовые интрузии траппов расположены по окраинам синеклизы, а базальтовые покровы преобладают на северо-западе платформы. Вулканизм существенно изменил структуру всей западной части платформы, повлияв на ее последующее развитие, в том числе на формирование современного рельефа. В послетриасовое время устанавливается континентальный режим: основная часть территории испытывает поднятие и превращается в равнину, на поверхности которой юрские и меловые отложения представлены маломощными озерно-болотными и аллювиальными осадками. В юрский и меловой периоды активно развиваются Енисейско-Хатангская, Вилюйская и Присаянская синеклизы, Предверхоянский, Предстановой и Ангаро-Ленский предгорные прогибы. В них накапливались мощные (до нескольких километров) толщи песчано-глинистых морских, озерных и континентальных, местами угленосных, отложений. На остальной территории, испытывающей поднятие, накапливались маломощные озерно-болотные и аллювиальные осадки.

Основные черты развития природных условий Средней Сибири в период многолетнего промерзания горных пород

К концу плиоцена Средняя Сибирь представляла собой пологоволнистую, относительно слабо расчлененную равнину с останцовыми возвышенностями и горами на окраинах. В четвертичном периоде территория испытывает преобладающие положительные тектонические движения, амплитуда которых в пределах Средне-Сибирского плоскогорья составляет до 100—200, реже до 300—400 м, а в горах Путорана, на п-ове Таймыр и Алданском нагорье увеличивается до 500—1000 м. Формируются ступенчатые столбообразные плато и горные массивы, сложенные коренными породами с маломощным чехлом грубообломочных склоновых и элювиальных отложений, местами сохраняются докайнозойские коры выветривания. Врез речных долин достигает 200—300 м, формируются надпойменные террасы, у которых в крупных долинах плоскогорья насчитывается до шести — девяти уровней. Центральноякутская и Северо-Сибирская низменности и некоторые относительно мелкие котловины испытывают устойчивое погружение, мощность рыхлых четвертичных отложений здесь увеличивается до 100—200 м. Одновременно в соответствии с общепланетарным похолоданием климата происходит многолетнее промерзание горных пород. Четвертичный период — важнейший для понимания особенностей криогенного строения толщ горных пород этап геологического развития Средней Сибири, однако целый ряд вопросов ее четвертичной геологии остается слабо изученным и дискуссионным: это положение нижней границы криолитозоны, время начала устойчивого похолодания и характер палеоклиматических колебаний, количество, возраст и площади распространения покровных оледенений и морских трансгрессий, условия накопления и генезис рыхлых отложений междуречных пространств и крупных долин внеледниковых районов и пр.

Одним из важнейших событий четвертичной геологии, которое повлияло на формирование мерзлых толщ, является оледенение. Еще в конце XIX в. А. И. Воейков и И. Д. Черский высказали идею о невозможности широкого покровного оледенения в континентальных районах Сибири. Однако В. А. Обручев и Н. Н. Урванцев в 20—30-е гг. выдвинули гипотезу покровного оледенения севера Средней Сибири вплоть до 60° с. ш. Эта гипотеза разрабатывается до настоящего времени [2]. Рассматривая теорию покровного оледенения континентальных районов, А. А. Григорьев в 30-е годы предложил концепцию неподвижного «мертвого» ледникового покрова в восточных районах Средней Сибири.

В результате планомерных исследований в 50—60-е гг. XX в. установлено, что бóльшая часть внутренних и восточных районов Средней Сибири ледниками не покрывалась и развивалась как денудационно-эрозионная равнина, а рыхлые четвертичные отложения представляют собой комплекс элювиально-делювиальных и водных, главным образом аллювиальных осадков. Важная роль в понимании четвертичной истории внеледниковых районов принадлежит геологам-мерзлотоведам. В начале 50-х годов, после работ А. И. Попова на п-ове Таймыр, П. А. Шумского, Б. Н. Достовалова и других в Центральной Якутии, была пересмотрена гипотеза ледникового генезиса крупных масс подземных льдов Средней Сибири и разработана теория повторно-жильного их образования в отложениях водного генезиса. Вслед за тем было доказано, что холмистый рельеф, который ранее принимался за моренный, является термокарстовым по повторно-жильным льдам. Это было показано П. А. Соловьевым в Центральной Якутии, О. Г. Боярским — на Анабаро-Оленёкском междуречье и др.

Таким образом, в настоящее время большинство исследователей считают, что ледниковый покров имелся в основном на северо-западе и севере рассматриваемого района, а также в пограничных горных районах — Верхоянье, Саянах, Становом хребте и Алданском нагорье. Оледенение носило в целом ограниченный характер, преобладали горно-долинные ледники. Исследователями выделены пять горизонтов ледниковых отложений [90]. Наиболее древнее оледенение, по В. Н. Саксу [2], имело место уже в раннечетвертичное время, о чем говорят валунные суглинки «болгохтохской толщи» (Q_I^2), вскрытые скважинами на западе Северо-Сибирской низменности ниже уреза рек. Ледниковые эпохи, по мнению геологов-четвертичников, разделяются межледниковыми с относительно теплым климатом. Н. С. Шевелевой в 1974 и 1978 гг. [90] составлены схематические карты соотношения покровного оледенения и мерзлых толщ Средней Сибири для основных этапов четвертичной истории — самаровского, тазовского, зырянского похолоданий и мессовско-ширтинского, каргинского и среднеголоценового относительно теплых этапов. Согласно ее представлениям, максимальное самаровское оледенение покрывало весь северо-запад Средней Сибири, включая плато Путорана и п-ов Таймыр, до 62° с. ш. на Енисее и до 115° в. д. на Северо-Сибирской низменности; этапам оледенений соответствовало расширение площадей мерзлых толщ и продвижение южной границы их распространения, которая при похолоданиях уходила на юг, за пределы Средней Сибири, а при потеплениях мигрировала на северо-восток, в пределы бассейнов рек Ангары и Подкаменной Тунгуски. Проблема оледенения северных низменных равнин Средней Сибири тесно связана с проблемой морских трансгрессий. В долине Енисея, на п-ове Таймыр и на Северо-Сибирской низменности некоторыми исследователями выделено несколько трансгрессий: предположительно синхронных оледенениям (В. А. Зубаков, К. К. Марков и другие); следующих за оледенениями (С. А. Стрелков); независимых от них (Н. Г. Загорская и другие). Влияние морских трансгрессий определило сравнительно небольшие мощности мерзлых толщ Северо-Сибирской низменности и долины нижнего течения р. Енисей, преобладание эпигенетического типа мерзлых толщ, несмотря на высокие широты и суровые геокриологические условия. В горных хребтах, окружающих Среднюю Сибирь, выделено несколько этапов оледенения — это предгорные, горно-долинные и каровые ледники. Они оказали влияние не

только на состав и льдистость мерзлых толщ горных и предгорных районов, но и обширных внеледниковых территорий Средней Сибири. Ледниковые покровы, по К. К. Маркову, должны были вызвать ускоренное наращивание мощности на участках с антициклональным режимом климата вблизи ледников, а также за счет повышенной теплоотдачи на участках маломощных ледниковых покровов. Е. М. Катасонов [42, 79] и его последователи [33, 51] предполагают значительное влияние талых вод на накопление рыхлых отложений в прилегающих районах Центральноякутской равнины и Среднесибирского плоскогорья, считая сингенетические горизонты мерзлых толщ с мощными повторно-жильными льдами в этих районах своеобразными половодно-ледниковыми фациями водных осадков, выделенными впервые Г. И. Горецким на европейской части СССР.

Четвертичная история внеледниковых районов представляется не менее сложной, чем ледниковых, и оказывается в такой же степени дискуссионной как со стороны стратиграфической и палеонтологической привязок, так и со стороны корреляции отложений. Среди четвертичных отложений наиболее распространены склоновые, представленные грубообломочным материалом с различной примесью суглинков. Мощность их невелика, в среднем составляет 2—5 м, и только в основании склонов возрастает до 10—15 м. На столовых водораздельных поверхностях и пологих склонах Среднесибирского плоскогорья, а также в разрезах наиболее древних террас широко представлены рыхлые покровные образования незначительной мощности (до 10 м и редко более), имеющие неясную слоистость и проблематично диагностируемые геологами как водные с широким возрастным диапазоном от неоген-раннеплейстоценовых до средне- и даже позднеплейстоценовых [79]. Эти отложения представлены песками, галечниками, суглинками или глинами, отличаются частой фациальной замещаемостью, имеют рассеянную гальку кварца, кремния и других плотных пород. В южной половине Средней Сибири эти отложения часто имеют бурый, ржаво-желтый цвет, глины — белые, желтые, белесые, поэтому их часто называют пестроцветными. Это так называемые «покровные образования» северо-востока Сибирского плоскогорья; «водораздельные галечники» или мархинская свита левобережья р. Вилюй; эйкская свита верховьев р. Тюнг; табагинская и кангаласская свиты или черендейский аллювий долины Лены в районе Якутска; угинская свита бассейна р. Алдан; осташевская и манзурская свиты верховьев рек Ангары и Лены. Несмотря на бедность органических остатков в этих отложениях, особенно на юге Средней Сибири, Т. Д. Боярской выделена характерная теплолюбивая флора с содержанием широколиственных и примесью третичных экзотов. Благодаря этим находкам и учитывая геоморфологическое залегание свит в разрезе толщи пород, начало их накопления относят к концу плиоцена — началу четвертичного периода. В некоторых толщах свит отмечается закономерное похолодание от подошвы свиты к ее кровле. Такова манзурская свита, черендейский аллювий и другие, пыльцевые спектры которых уже в плиоцене дают умеренно холодный климат с темнохвойной тайгой и выраженными чертами зональности.

Комплексный сопряженный анализ разреза плиоцен-четвертичных отложений Мамонтовой Горы на р. Алдан (60° с. ш.) подтвердил, что [56, 70] направленное цикличное похолодание климата и усиление континентальности начинается в плиоцене, а мерзлые толщи появляются только во второй половине раннего плейстоцена. С геокриологической точки зрения интерес представляют покровные образования Анабаро-Оленёкского плато [51], эйская и конорская свиты левобережья р. Вилюй. Они представлены преимущественно тонкодисперсными отложениями, находятся в многолетнемерзлом состоянии и отличаются высокой льдистостью. В покровных образованиях Анабаро-Оленёкского плато [51] обнаружены признаки сингенетического промерзания (сингенетические жилы льда вертикальной мощностью более 20 м). Судя по

косвенным данным (мощность жил льда, тип термокарстового рельефа), конорская и эйкская свиты также могли промерзать сингенетически, т. е. междуречные покровные отложения, по крайней мере северной половины Средней Сибири, отлагались уже в суровых геокриологических условиях. Обилие льда в этих свитах дает геологам некоторое основание относить верхний предел их накопления к холодному ледниковому этапу четвертичного периода — среднему и даже позднему плейстоцену. Пестроцветные водораздельные образования южной половины Средней Сибири формировались в относительно мягких геокриологических условиях.

В долинах четвертичные отложения представлены аллювиальными и озерно-болотными осадками. В пределах всего плоскогорья высокие террасы имеют маломощный, часто перемытый аллювий, представленный песками и галькой. Террасы среднего и низкого террасовых комплексов имеют уже полный разрез аллювия, представленного русловыми песками с базальными галечниками и пойменной фацией, которая, как правило, представлена тонкодисперсными отложениями с характерными корешками трав, заиленностью и сингенетическими жилами льда. Пойменные фации встречаются фрагментарно, но типичны для большинства террасовых уровней. На юго-западе Средней Сибири, где мерзлые толщи имеют островное распространение, признаки былого сингенетического промерзания Э. И. Равским [69] отмечаются в разрезах III надпойменной и более молодых террас. В пределах Лено-Вилюйской низменности сингенетические горизонты аллювия характерны для всех террасовых уровней, кроме того, на высоких уровнях они развиты наиболее широко. В ледниковых районах эрозионный рельеф менее развит, долины имеют по две-три террасы, но для всех уровней характерны горизонты сингенетического высокопойменного аллювия.

Для восточных районов Средней Сибири характерны эоловые четвертичные отложения, образующие так называемые «тукуланы». Озерно-болотные четвертичные отложения представлены в Средней Сибири аласными и старичными комплексами, на юге также и торфом, слагающим бугристые торфяники плоских междуречий и надпойменных террас. Разрез четвертичных отложений междуречий и выше II надпойменной террасы завершается покровными суглинками — криогенной корой выветривания мощностью от 0,3—0,5 до 2—2,5 м.

Этапы формирования криолитозоны Средней Сибири

Природные условия Средней Сибири в конце плиоцена и в течение четвертичного периода благоприятствовали промерзанию земной коры и формированию многолетнемерзлых толщ. Среди природных факторов, оказавших влияние на их развитие, необходимо выделить следующие. Большая часть территории имеет в основе геолого-тектонического и морфоструктурного строения древнюю платформу; породы фундамента отличаются минимальными теплопотоками из земных недр, в 2—4 раза меньшими, чем на остальной территории распространения криогенных толщ СССР [81]. И только окраинные ее районы — Ангаро-Ленский, Приверхоянский, Хатангский прогибы и другие уже имеют теплопотоки, типичные для области распространения криолитозоны СССР, например, Западной Сибири, Северо-Востока. Криогенные толщи рассматриваемой территории сложены в основном плотными коренными дочетвертичными породами, характеризующимися невысокой льдистостью и относительно большой теплопроводностью. Теплоинерционные льдонасыщенные отложения имеют локальную приуроченность к долинам и немногим котловинам.

Для территории характерен холодный континентальный климат не только в настоящее время, но и в течение большей части четвертичной истории. Протяженность территории с севера на юг более чем на 25°

по широте определяет зональную неоднородность многолетнего промерзания, которая осложняется расчлененным рельефом и различным составом промерзавших пород. Неоднородные природные условия и различная история развития природной среды в четвертичном периоде определили неодинаковую историю формирования криогенных толщ в северной и южной геокриологических зонах и крупных провинциях, таких, как Северо-Сибирская и Лено-Вилюйская низменности, плато Путорана, Алданское плоскогорье и пр.

В ряду региональных палеогеографических схем наибольший интерес для реконструкции истории формирования криогенных толщ представляет комплексный сопряженный анализ отложений Мамонтовой горы, расположенной на р. Алдан [69, 70]. Разрез характеризует условия Центральной Якутии, но может быть принят как основа палеогеографических условий развития криогенных толщ большей части рассматриваемой территории. При этом анализе использовано до 20 различных методов исследования кайнозойских отложений разреза (литологические, геохимические, биостратиграфические и др.). Согласно этому анализу, похолодание и многолетнее промерзание началось в Центральной Якутии в раннем плейстоцене и продолжается непрерывно вплоть до настоящего времени. Самые суровые условия отмечаются в позднем плейстоцене, но и средний плейстоцен оценивается как более суровый, чем современный период. Относительное потепление и частичная деградация имели место в начале среднего плейстоцена, начале позднего плейстоцена и в начале голоцена (термический оптимум). Предложенная палеогеографическая схема в целом с некоторыми уточнениями совпадает с теми выводами, которые сделаны на основе палеогеокриологического анализа, но применены они могут быть лишь к северной геокриологической зоне. Иные условия сформировались в южной геокриологической зоне. Спорово-пыльцевые анализы террасовых отложений р. Ангары, проведенные Т. Д. Боярской, показывают ритмичную смену теплых периодов с элементами широколиственной флоры, в которые существование мерзлых толщ исключается, и холодных периодов с элементами северо-таежной или тундровой флоры, в которые многолетнее промерзание реально. Макрорастительные остатки, в том числе кора лиственницы, свидетельствуют о постоянно суровых природных условиях, благоприятных для существования многолетнемерзлых пород.

Фундаментальные исследования по четвертичной геологии Средней Сибири [1, 2, 69 и др.] составляют палеогеографическую основу для реконструкции истории формирования многолетнемерзлых толщ региона. Однако использование с этой целью палеогеографических данных сопряжено со значительными трудностями, вызванными неоднородностью природных условий, а также неодинаковой их изученностью и противоречивостью имеющихся палеогеографических данных. Как дискуссионные отметим проблемы морских трансгрессий, покровного оледенения северных районов рассматриваемого региона (плато Путорана, Северо-Сибирская низменность и другие), на которых должна строиться история развития криогенных толщ. Особо необходимо отметить различные точки зрения на возраст и генезис синкриогенных толщ («ледового комплекса», по П. А. Соловьеву), которые наряду с мощностью и строением криолитозоны являются опорным палеогеокриологическим материалом для реконструкций. Эти толщи в различных районах рассматриваются А. К. Агаджаняном и другими как аллювиальные или озерно-аллювиальные, Е. М. Катасоновым и М. С. Ивановым как полого водно-ледниковые, Г. Ф. Грависом, М. Н. Алексеевым, Э. И. Равским как склоновые, В. Н. Конищевым как полигенетические. Соответственно неоднозначно оценивается и их возраст — от раннего до позднего плейстоцена.

Из геокриологических данных, которые использовались для палеореконструкций, необходимо выделить мощности современных мерзлых пород и криогенное строение сингенетических горизонтов пород с повторно-жильными льдами, являющихся ключом к установлению истории формирования мерзлых толщ в основном в северной геокриологической зоне. История развития мерзлых пород в южной зоне опирается главным образом на анализ следов мерзлоты в разрезе четвертичных отложений, частично на анализ криогенных образований, а также на сопоставление с северной зоной. Истории формирования мерзлых толщ Средней Сибири посвящено несколько специальных работ. Н. С. Шевелевой были составлены палеомерзлотные карты на средний (самаровское, мессовско-ширтинское и санчуговское время) и поздний (зырянское и каргинское время) плейстоцен и термический оптимум голоцена. На картах показаны области распределения мерзлых и талых пород и области частичной деградации мерзлоты под ледниковым покровом. Наиболее суровыми геокриологическими условиями, по представлениям Н. С. Шевелевой [90], характеризуется самаровское и зырянское время, когда вся рассматриваемая территория подвергалась многолетнему промерзанию, частичная деградация мерзлоты имела место на северо-западе (п-ов Таймыр, плато Путорана) под ледниковым покровом. В теплые периоды на юго-западе Средней Сибири происходит уничтожение многолетнемерзлых пород. Наименее суровые условия были в среднем голоцене, когда южная граница мерзлоты проходила на Енисее — у Полярного круга и на Лене — по 60° с. ш. Карты составлены на основании анализа распространения древних повторно-жильных льдов и псевдоморфоз по ним.

Большое число статей и несколько монографий касаются палеогеокриологии отдельных районов Средней Сибири и п-ова Таймыр в связи с региональным изучением характеристик криолитозоны и прежде всего синкриогенных горизонтов с мощными повторно-жильными льдами [42]. Отдельные периоды истории развития мерзлых толщ восстановлены при изучении четвертичной геологии [28]. При составлении схемы формирования криолитозоны территории СССР и криогенного возраста пород в целом значительное внимание уделяется также и рассматриваемому региону [86].

Формирование криогенной толщи Средней Сибири по характеру современного состояния и влиянию на инженерно-геокриологические особенности территории в историческом аспекте следует расчленять на три этапа: I этап — от начала многолетнего промерзания в миоцене до конца плейстоцена — в целом можно характеризовать как этап наращивания мощности и формирования льдонасыщенной приповерхностной части мерзлых пород; II этап — деградационный (средний голоцен), в это время происходит перестройка криогенной толщи, сформировавшейся в плейстоцене, наиболее выраженная в южных и центральных частях региона; III этап — поздний голоцен — настоящее время, когда формируется современная геокриологическая обстановка (распространение и температура мерзлых пород, сезонное оттаивание и промерзание, криогенные процессы и образования, а в южных районах также и мощность, криогенное строение). Выделяемые этапы неодинаковы как по продолжительности и динамике криогенных толщ, так и по возможности восстановления истории их развития.

Первый этап ($N - Q^4_{III}$). Судя по находкам псевдоморфоз в смежном регионе на Колымо-Индигирской низменности [91], многолетнее промерзание на севере рассматриваемой территории (севернее 70° с. ш.) могло начаться уже в конце плиоцена, но достоверных следов дочетвертичного промерзания здесь не установлено.

Наиболее древние признаки морозобойного растрескивания, т. е. признаки суровых геокриологических условий с температурами пород ниже минус 3—5 °С, зафиксированы в Центральной Якутии в долинах рек Алдан и Вилюй, в мерзлом песчаном аллювии высоких террас, имеющем массивное криогенное строение и залегающем под льдонасыщенными сингенетическими горизонтами мерзлых пород с повторно-жильными льдами (рис. 2). Следы многолетнего промерзания пред-

ставлены псевдоморфозами и первичногрунтовыми жилами (рис. 3), которые образуют в песчаных толщах несколько ярусов. Многие песчаные жилы имеют признаки сингенеза (характер контактов, вертикальная мощность и пр.). По насыщенности песчаного аллювия криогенными образованиями можно предполагать [28] сингенетическое (или синхронное) его промерзание в несколько более суровых геокриологических условиях, чем современные (температуры грунта на 3—5 °С ниже). Вытаивание жил льда и образование псевдоморфоз происходило во время накопления песчаных толщ, причины вытаивания могли быть как общеклиматические, так и чисто местные. После завершения формирования каждой террасы ее отложения вплоть до настоящего времени находились в мерзлом состоянии (они перекрыты сингенетическими льдонасыщенными отложениями с повторно-жильными льдами). Время накопления песчаного аллювия и многолетнего промерзания и существования суровой геокриологической обстановки соответствует возрасту террас [28]. По Е. М. Катасонову, в долине р. Алдан в разрезе Мамонтовой Горы наиболее древние формы морозобойного растрескивания залегают в песках 50-метровой V террасы и имеют среднеплейстоценовый возраст (рис. 4). В долине р. Вилюй — это IV и V террасы, относимые к эоплейстоцену и нижнему плейстоцену. В различных районах Лено-Вилюйской низменности грунтовые жилы или псевдоморфозы в аллювиальных песках описаны практически во всех высоких террасах до III включительно. Так, например, интенсивное морозобойное растрескивание зафиксировано в основании песчаного аллювия высокой террасы Лены на месте известной археологической стоянки Диринг-Юрях (данные Н. Н. Романовского). В песках низких молодых террас криогенные трещинные образования развиты слабее, чем в высоких, более древних.

Менее древние, но очень важные данные для палеогеокриологических реконструкций Средней Сибири дает анализ сингенетических горизонтов мерзлых пород, содержащих включения мощных повторно-жильных льдов («ледового комплекса»), развитых в долинах крупных рек (рис. 5, 6) и перекрывающих описанные выше пески с грунтовыми жилами и псевдоморфозами. Для этого необходимо рассмотреть признаки сингенеза при промерзании пород, выявить генезис и возраст синкриогенных горизонтов. Сингенез промерзания этих отложений и включаемых ими ледяных жил можно установить по мощности отложений, которая составляет в среднем 10—20 м, а максимальная — более 70 м, и их криогенному строению — по вогнутослоистым криотекстурам с неравным ритмичным изгибом слоев — и из морфологии ледяных жил. Используя синкриогенные толщи долин и аллювиальных равнин для палеореконструкций, мы придерживаемся теории их аллювиального генезиса, как и А. И. Попов, Е. М. Катасонов, Н. Н. Романовский и др. При этом очевидно, что время их накопления соответствует возрасту геоморфологических уровней, на которых они развиты. Льдонасыщенные синкриогенные толщи с повторно-жильными льдами имеются на всех надпойменных террасах, начиная со второй. Высокие террасы по геоморфологическим и палеонтологическим данным датируются ранним плейстоценом. Сингенетические горизонты с повторно-жильными льдами на первых террасах и поймах значительно отличаются от таковых на более высоких геоморфологических уровнях. При этом необходимо отметить, что в восточной части Средней Сибири, где синкриогенные толщи наиболее хорошо изучены, они широко развиты на обширных древних террасах, имеющих ранне- и среднечетвертичный возраст [79 и др.]. На более молодых террасах они развиты менее широко и неповсеместно.

Синкриогенные горизонты мерзлых толщ развиты не только в долинах рек северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья, но и на междуречных пространствах, имеющих абсолютные отметки от 200—250 и 350 м и именуемых аккумулятивными или аккумулятивно-дену-

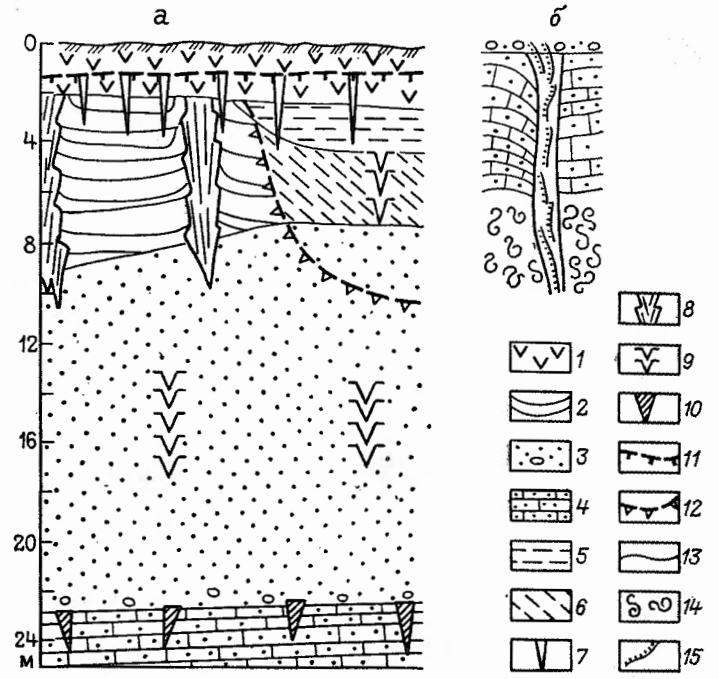


Рис. 2. Криолитологический разрез IV террасы р. Вилюй, левый берег в 6 км выше пристани Лонхолох (*а*) и строение первичногрунтовой жилы в элювии песчаников (*б*):

1 — покровные суглинки со слоистой криотекстурой; *2* — суглинки пылеватые, заиленные с вогнутослоистой криотекстурой; *3* — пески с массивной криотекстурой; *4* — коренные породы (элювий песчаников); *5* — суглинки с сетчатой криотекстурой (озерные); *6* — суглинки с сетчатой криотекстурой (таберальные); *7* — повторно-жильные льды эпигенетические; *8* — повторно-жильные льды эпигенетические; *8* — повторно-жильные льды сингенетические; *9* — псевдоморфозы; *10* — первичногрунтовые жилы; *11* — кровля многолетнемерзлых пород. Границы: *12* — древнего протаивания; *13* — геолого-генетических комплексов; *14* — элювий ожелезненный; *15* — вертикальная полосчатость грунтовой жилы

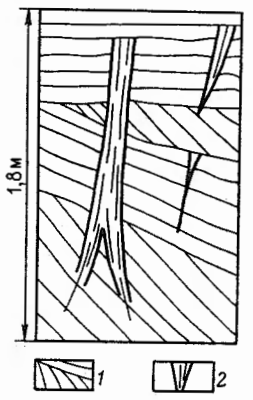


Рис. 3. Песчаные жилы в косослоистых песках V террасы р. Вилюй (ручей Тимердях):

1 — слоистые пески; *2* — песчаные жилы

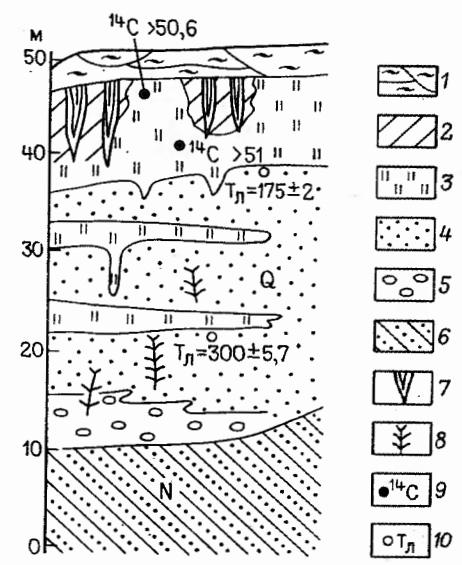


Рис. 4. Криолитологический разрез Мамонтовой горы. По Е. М. Катасонову:

1 — покровные лёссовидные породы с пологоволнистой криогенной слоистостью; *2* — лёссовидные, заиленные и опесчаненные породы с вогнутой криогенной слоистостью; *3* — водные осадки с косыми криогенными текстурами; *4* — пески разнозернистые; *5* — галечники; *6* — пески неогеновые; *7* — ледяные жилы; *8* — земляные жилы заполнения и отгибания; *9* — место взятия образцов для определения абсолютного возраста (тыс. лет); *10* — термолюминесцентные датировки (тыс. лет)

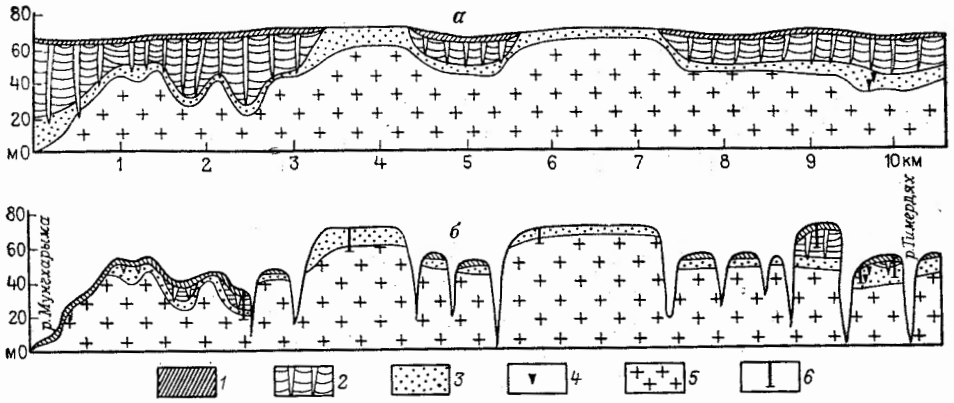


Рис. 5. Разрез V (70-метровой) надпойменной террасы р. Вилюй.

Обнажение до эрозионно-термокарстового размыва (*а*) и после (*б*): *1* — покровный суглинок; *2* — сингенетический горизонт мерзлых отложений с мощными жилами льда; *3* — пески; *4* — сингенетические грунтовые жилы; *5* — коренные породы; *6* — расчистки и скважины

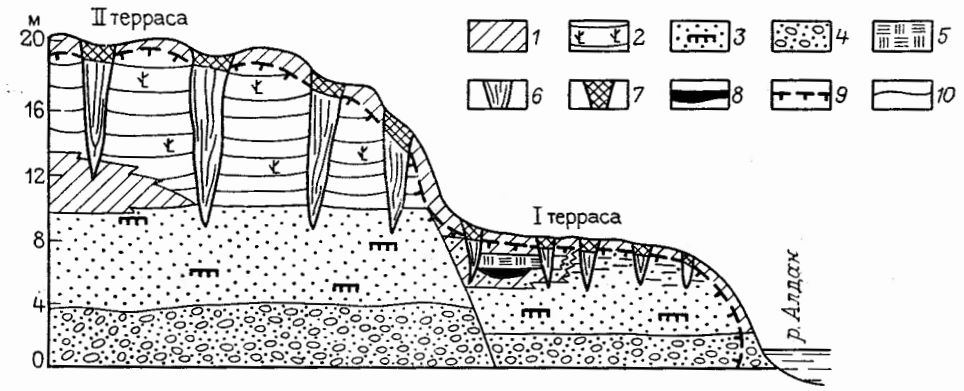


Рис. 6. Разрез I и II надпойменных террас р. Алдан в районе пос. Усть-Татта. По М. С. Иванову [33]:

1 — суглинок и супесь буровато-серые; *2* — суглинок и супесь со слоистыми криогенными текстурами; *3* — песок с детритом; *4* — галечник; *5* — торф; *6* — повторно-жильные льды; *7* — псевдоморфозы по жилам льда; *8* — лед; *9* — кровля мерзлых пород; *10* — литологическая граница

дационными равнинами или плато и датируемых неоген-ранне-среднечетвертичным временем. Синкриогенные горизонты мерзлых толщ с мощными повторно-жильными льдами предполагаются там по широко представленным аласным термокарстовым котловинам, аналогичным центральноякутским, и по криогенному строению отложений. Так, например, междуречье Хатанга — Анабар — Оленёк с абсолютными отметками от 80 до 220 м севернее 72° с. ш. характеризуется как аккумулятивно-денудационная равнина, сложенная в районе р. Анабар пылеватыми, гумусированными суглинками [31], включающими ледяные жилы вертикальной мощностью до 20 м и шириной 5—6 м. Эрозионно-денудационное плато междуречья Бэйэнчимэ — Куойка в бассейне р. Оленёк на 71° с. ш. сложено пылеватыми заиленными суглинками с вогнуто-слоистыми криотекстурами, с повторно-жильными льдами, мощность которых достигает 20—25 м. Структурно-эрозионная равнина на водоразделе Лены и ее левого притока р. Линде перекрыта так называемой «конорской свитой» — льдонасыщенными тонкодисперсными отложениями с повторно-жильными льдами мощностью более 10 м. В верховьях р. Тюнг, левого притока р. Вилюй, на абсолютных отметках до 350 м расположена озерно-болотная равнина, сложенная так называемой «эйкской свитой» — сильнольдистыми озерно-болотными отложениями мощностью более 10 м, которые, судя по аласному рельефу, содержат

повторно-жильные льды. Во всех перечисленных случаях криогенное строение и большая мощность отложений с ледяными жилами, превышающая 10 м, свидетельствуют о сингенетическом типе промерзания пород. Из сказанного вытекает, что сингенетическое промерзание с образованием мощных повторно-жильных льдов в них — нормальная черта формирования мерзлых четвертичных отложений на рассматриваемой территории в плейстоцене, в условиях сурового климата. В ином случае необходимо было бы признать коренную перестройку рельефа плоскогорья в позднем плейстоцене после завершения формирования синкриогенных мерзлых пород, т. е. расчленение и неравномерное поднятие единой плейстоценовой равнины, сложенной с поверхности синкриогенными мерзлыми толщами с повторно-жильными льдами.

Палеогеокриологические реконструкции по синкриогенным мерзлым толщам основываются на сравнении криогенного строения, льдистости, размеров ледяных жил и полигональной решетки, имеющихся у древних и современных синкриогенных горизонтов. За современный аналог принимают пойменный аллювий крупных рек, хотя полной аналогии состава и строения, а значит, и мерзлотно-фациальных условий промерзания не наблюдается: древние синкриогенные горизонты формировались в большинстве случаев при значительно большем поверхностном обводнении территории, за счет чего могли создаваться различия в температурных (палеогеографических) условиях морозобойного растрескивания и льдонакопления. Это обстоятельство снижает ценность палеореконструкций, но тем не менее синкриогенные льдонасыщенные мерзлые породы с повторно-жильными льдами остаются важнейшим фактическим материалом для восстановления истории развития криогенных толщ.

Практически во всех изученных районах плейстоценовые синкриогенные толщи отличаются большей льдистостью, чем современные, древняя решетка ледяных жил в два раза меньше современной (8—15 и 20—30 м соответственно), а ширина жил во столько же раз больше (3—5 и 1—1,5 м). Так, например, на севере п-ова Таймыр и в дельте Лены ширина современных ледяных жил редко превышает 1,5 м при среднегодовых температурах грунтов от —11 до —14 °С; в низовьях р. Вилюй, на пойме ледяные жилы имеют ширину менее 0,5—0,8 м при температуре грунта —7 °С, поперечник решетки более 20 м. В обоих районах плейстоценовые повторно-жильные льды значительно мощнее; более того, современные ледяные жилы арктического побережья меньше по размеру, чем древние жилы в южных районах их распространения. Поэтому можно считать, что в плейстоцене повторно-жильные льды даже на юге формировались при температурах грунта ниже тех, которые мы наблюдаем в современных арктических районах, т. е. ниже минус 14 °С.

При палеогеокриологических реконструкциях синкриогенные льдонасыщенные мерзлые толщи всех геоморфологических уровней, начиная со II террасы и выше, рассматриваются вместе как характеризующие единый первый этап развития геокриологических условий. Имеющийся фактический палеогеокриологический материал не позволяет выделить и охарактеризовать в плейстоцене какие-либо периоды с различным криолитогенезом и интенсивностью морозобойного растрескивания, чтобы интерпретировать их как факт изменения геокриологической обстановки. Бóльшую часть различий в криогенном строении синкриогенных горизонтов можно объяснить местными причинами и прежде всего мерзлотно-фациальными условиями ландшафтов, где формируются повторно-жильные льды. Так, Е. М. Катасонов [42, 79 и др.] все различия в интенсивности морозобойного растрескивания не только в плейстоцене, но и в течение всего четвертичного периода (от плейстоцена до голоцена включительно) объясняет мерзлотно-фациальными причинами, в том числе именно обводненностью поверхности и слоя сезонного оттаивания.

Криогенное строение и морфология синкриогенных горизонтов с повторно-жильными льдами, залегающих на всех геоморфологических уровнях выше I надпойменной террасы, свидетельствуют о постоянно суровых геокриологических условиях в плейстоцене, о повышенной обводненности древнего сезоннопротаивающего слоя и существовании на поверхности полигонально-валикового микрорельефа.

При палеогеокриологическом анализе синкриогенных мерзлых пород важны следующие их особенности: на древних террасовых уровнях льдонасыщенные синкриогенные толщи распространены более широко и имеют большую мощность, чем на низких уровнях. В песчаном аллювии с массивными криотекстурами, подстилающем льдонасыщенные толщи, первично-песчаные жилы и псевдоморфозы распространены более широко на древних уровнях, чем на молодых. Все это дает основание высказать предположение о суровых геокриологических условиях в раннем плейстоцене по сравнению с более поздними его этапами. Однако это не очень подтверждается палеогеографическими данными, которые предполагают направленное, хотя и цикличное увеличение суровости природных условий от раннего к позднему плейстоцену [70].

Признавая аллювиальный генезис осадков мощностью 10 м и более и их сингенетическое промерзание, мы логично должны принять и раннеплейстоценовый, а возможно, и более ранний их возраст на высоких террасах долин и низких аккумулятивных равнинах Сибирского плоскогорья. Дискуссионность вопроса о возрасте наиболее древних льдистых синкриогенных горизонтов и подстилаемых ими песков с массивными криогенными текстурами ставит под сомнение только начало формирования криогенных толщ, но не меняет основного принципиального тезиса о постоянстве суровых геокриологических условий в течение всего плейстоцена, в результате которых сформировались сильнольдистые сингенетические приповерхностные многолетнемерзлые толщи и происходило наращивание огромных их мощностей. Таким образом, вывод о появлении многолетнемерзлых пород на рассматриваемой территории в нижнем плейстоцене основывается на комплексе признаков: криогенном строении синкриогенных горизонтов, залегающих на высоких раннечетвертичных террасах и аккумулятивных равнинах и плато, на находках грунтовых жил и псевдоморфоз по ним в песчаном аллювии высоких террас.

Другим важнейшим признаком древнего возраста криогенных толщ Средней Сибири является их современная мощность, величина которой превышает 700—1000 м. Такие мощности сформировались в результате суровых климатических условий, большой теплопроводности промерзавших коренных пород и небольших значений теплопотоков из недр. Однако важнейшим фактором при этом следует считать и время промерзания. При этом большие мощности мерзлых толщ, так же как и сохранение древних синкриогенных горизонтов, свидетельствуют о непрерывном промерзании пород в северной геокриологической зоне вплоть до настоящего времени.

Возможность установления максимальной мощности зоны промерзания в Якутском артезианском бассейне показана Р. В. Кононовой геохимическим методом по минерализации современных подмерзлотных вод, когда резкое увеличение минерализации на глубине 2000 м можно связывать с положением подошвы криолитозоны при максимальной глубине промерзания. Полученные при этом глубины возможного промерзания значительно превышают те, которые предложены по теплофизическим расчетам В. Т. Балобаевым [81], и представляют исключительный интерес для палеогеокриологии.

Таким образом, важнейшими характеристиками, расшифровывающими геокриологическую обстановку в плейстоцене в северной геокриологической зоне, являются повышенные мощности современных мерзлых толщ, их общее деградационное состояние, существование сильнольдистых, сингенетических горизонтов с мощными повторно-жильными льдами, песчаные жилы и псевдоморфозы в песчаном аллювии, перекрываемом льдонасыщенными синкриогенными толщами.

В южной геокриологической зоне основные палеокриологические реконструкции первого этапа развития мерзлых толщ основываются на анализе следов мерзлоты и криогенного строения в мерзлых аллювиальных отложениях крупных долин, криогенного рельефа, а также на сравнении с геокриологическими условиями северной зоны и по данным палеогеографии.

Палеогеографические данные для южной зоны не дают однозначной картины смены природных условий. Как уже отмечалось, спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений бассейнов Ангары и верхнего течения Лены показывают ритмичную смену теплых и холодных эпох, при которых многолетнее промерзание могло сменяться многолетним протаиванием, хотя исследования В. Д. Нащокина макрорастительных остатков дают постоянно холодные условия этой территории, при которых возможно постоянное существование многолетнемерзлых толщ.

Основные палеогеокриологические данные для южной зоны — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и остаточно-полигональный (бугристо-западинный) рельеф [74 и др.] — распространены здесь исключительно широко и изучены в бассейне р. Ангары. Зарождение остаточно-полигонального рельефа (морозобойное растрескивание и накопление эпигенетических ледяных жил) на основании приуроченности однотипных форм ко всем геоморфологическим уровням, начиная со II надпойменной террасы и древнее, обычно относят к позднему плейстоцену. В настоящее время остаточно-полигональный рельеф и псевдоморфозы по ледяным жилам приурочены к талым грунтам с температурами до +2 °С и выше. Морозобойное растрескивание и накопление льда могло происходить только при среднегодовых температурах грунта не выше —3 °С [74]. Отметим, что в современных условиях при фоновых температурах —5 °С — широта Полярного круга — растрескивание и накопление повторно-жильных льдов сходных размеров происходит далеко не повсеместно. На основании сказанного, температуры грунта в позднем плейстоцене по сравнению с современностью понижались минимум на 7 °С и, возможно, более.

Более ранним временем, чем поздний плейстоцен, оценивается период развития мерзлых толщ по следам сингенетического промерзания, которое в южной зоне устанавливается в разрезах V—II надпойменных террас. Наиболее детально изучены псевдоморфозы в районе г. Красноярска, где в среднеплейстоценовых отложениях 40—50-метровой террасы Н. С. Шевелевой и А. Я. Литвиновым описана трехъярусная система псевдоморфоз, имеющая мощность около 20 м, верхняя часть которых представлена на рис. 7. Наличие псевдоморфоз таких размеров свидетельствует об отложении и промерзании осадков в суровых геокриологических условиях (температура грунта ниже —5 °С) даже в юго-западном, наиболее теплом районе рассматриваемой территории. Изменение размеров псевдоморфоз вверх по разрезу соответствует изменениям степени суровости геокриологических условий, что подтверждается также и палеогеографическими данными (анализы пыльцы, спор, почв). В бассейне Ангары следы сингенетического промерзания установлены Э. И. Равским [69] начиная с IV и на всех более молодых террасах. Для высоких террас признаки сингенеза остаются проблематичными, т. е. бесспорно суровые геокриологические условия фактически установлены только для среднего и позднего плейстоцена.

Проблемой остается вопрос о постоянстве существования суровых условий. Анализ палинологических данных (в том числе находки пыльцы широколиственной флоры на юге Средней Сибири вплоть до долины р. Вилюй), по Р. Е. Гитерман, как будто бы свидетельствуют о неоднократной смене процессов промерзания — протаивания. Однако систе-

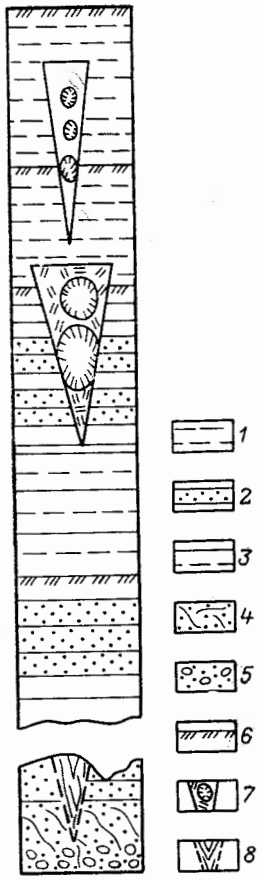


Рис. 7. Многоярусное расположение псевдоморфоз по повторно-жильным льдам в отложениях V надпойменной террасы р. Енисей в районе г. Красноярска. По А. Я. Литвинову, с изменениями:

1 — солифлюкционно-делювиальные суглинки; *2* — аллювиальные суглинки с опесчаненными прослоями; *3* — аллювиально-делювиальные суглинки; *4* — аллювиальные косослоистые пески; *5* — галечники; *6* — почвенный горизонт. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам: *7* — с воздушными полостями; *8* — без них

матические находки псевдоморфоз в террасовых отложениях, которые следует рассматривать как пойменные фации аллювия, говорят о постоянстве суровых геокриологических условий. Отсутствие же псевдоморфоз в песчаном аллювии фаций низкой поймы не свидетельствует об отсутствии мерзлоты, поскольку и в современных условиях в мерзлых песчаных отложениях повторно-жильные льды образуются далеко не всегда.

Важное место в палеогеокриологическом анализе южной зоны занимает сравнение ее геокриологических условий с северной зоной. Так, для северной зоны по многим данным в плейстоцене устанавливаются постоянно суровые геокриологические условия, значительно более суровые, чем современные. Основываясь на принципе актуализма, следует признать, что и в южной зоне должны были существовать более суровые геокриологические условия, которые можно оценить так: преобладание мерзлых толщ сплошного или прерывистого распространения, температуры пород —5 °С и ниже в течение всего позднего и среднего плейстоцена. Современные мощности мерзлых пород южной зоны рассматриваются как результат позднеголоценового промерзания, поэтому не могут быть использованы для реконструкции геокриологической обстановки плейстоцена. Признаком былого промерзания коренных пород юга Средней Сибири может являться повышенная их трещиноватость и выветрелость.

Ориентировочные расчеты глубины многолетнего промерзания и анализ возможного протаивания мерзлых толщ снизу [5, 8] позволяют предполагать, что в коренных породах южной зоны мощности мерзлоты к концу плейстоцена могли достигать 300 м и более.

Второй этап (Q_{IV}^2). Он является деградационным в развитии криогенных толщ и соответствует термическому оптимуму голоцена. Судя по возрасту некоторых аласных котловин [43, 79], этот период начался около 10—9 тыс. лет назад; конец его приходится на конец атлантического периода — 5 тыс. лет назад (рис. 8), т. е. продолжительность периода составляет около 5 тыс. лет. За этот геологически короткий период происходит значительная перестройка плейстоценовых криогенных толщ, существенным образом сказавшаяся на современном их состоянии. В это время сокращаются площади распространения криогенных толщ, увеличивается глубина сезонного протаивания, формируется деградационное температурное поле, резко возрастает прерывистость криолитозоны с поверхности, формируются сквозные и несквозные талики, изменяются мощности криогенных толщ, активизируются термокарстовые и некоторые другие криогенные процессы, происходит погребение синкриогенных осадков и повторно-жильных льдов на надпойменных террасах и междуречьях и др. Все эти изменения наибольшее выражение получают на юге рассматриваемой территории и по направлению к северу интенсивность их постепенно ослабевает; многие характеристики мерзлых пород и криогенных образований идентичны сложившимся в плейстоцене.

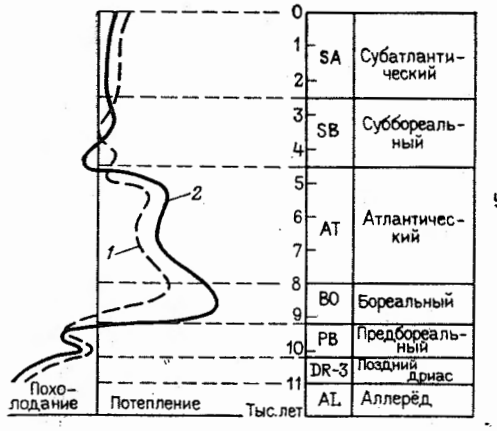


Рис. 8. Климатические колебания в голоцене на территории Средней Сибири. По Н. А. Хотинскому [88]:

1 — температура воздуха; *2* — увлажненность

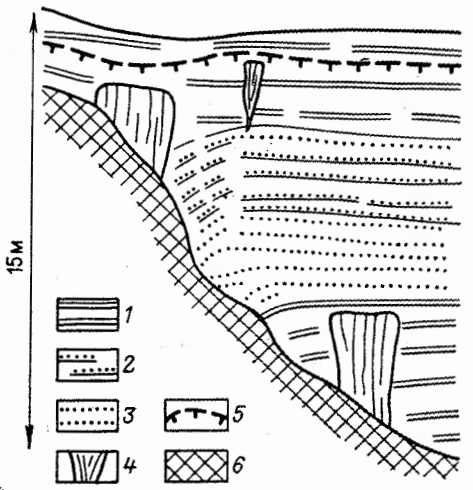


Рис. 9. Обнажение верхней части 30-метровой террасы р. Нижняя Тунгуска в районе пос. Наканно. Зарисовка по фотографии Н. Г. Бобова:

1 — суглинок пылеватый с неясной слоистостью; *2* — супесь слоистая; *3* — песок с прослоями супеси; *4* — жильный лед; *5* — верхняя граница многолетнемерзлых пород; *6* — осыпь

Южная граница распространения многолетнемерзлых пород продвигается к северу на Енисее — до Полярного круга, на широтном отрезке среднего течения Лены — до 60° с. ш. Положение этой границы устанавливается по реликтовым характеристикам современных криогенных толщ и в первую очередь по распространению мощной многолетней мерзлоты и плейстоценовых синкриогенных горизонтов с повторно-жильными льдами (рис. 9). Такое положение границы является, очевидно, наиболее северным в течение всего четвертичного периода (кроме его начала). В современной южной геокриологической зоне, кроме ее северной окраины, на короткое время криогенные толщи перестают существовать. На юге северной зоны выделяют подзоны прерывистого с поверхности распространения мерзлых пород (до 66° с. ш. или южнее современной геоизотермы —4 °С). Талики приурочены к песчаным отложениям (аллювий речных долин, эоловые осадки, элювий песчаников верхнего палеозоя и мезозоя и др.), к коренным породам, к южным дренированным склонам и пр. Как реликты этих таликов Н. Н. Романовский рассматривает современные межмерзлотные талики в бассейнах рек Лены и Вилюя, которые теперь имеют мощность до 100—150 м; на древних таликах в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска образуются бугристые торфяники. В расположенной севернее подзоне сплошного распространения мерзлоты формируются несквозные, незначительные по площади талики, которые реконструируются по термокарстовому рельефу (котловинам, буграм пучения и др.).

Среднегодовая температура грунта в период климатического оптимума реконструировалась (по аналогии с Западной Сибирью) по распространению таликов, бугристых торфяников, плейстоценовых синкриогенных горизонтов (см. рис. 9) и пр. При этом учитывалось также продвижение к северу границы распространения леса, кустарничковых сообществ, задерживающих снежный покров. Повышение температуры пород составило по сравнению с современными условиями 2—4 °С, а с предыдущим этапом — до 12—14 °С и более. Повышение температуры привело к образованию отрицательных градиентов температур в север-

ной половине территории и безградиентных кривых с близкими к 0 °С значениями в южной половине.

Второй этап развития многолетнемерзлых толщ характеризуется увеличением глубин сезонного протаивания, которое происходит геологически медленно в соответствии с постепенным изменением условий теплообмена на поверхности. Подтаивание с поверхности приводит к переработке верхнего слоя мерзлых пород, его криогенному выветриванию: уничтожаются криогенные текстуры и органические примеси, сформировавшиеся в плейстоцене, увеличивается количество пылеватых фракций, появляется зернисто-листовая структура, а в некоторых условиях и карбонатность, т. е. формируются признаки лёссовых пород, и появляется слой покровных суглинков. Этот процесс наибольшее развитие получил в тонкодисперсных суглинистых отложениях, содержащих много текстурообразующего льда. В этом случае мощность слоя покровных суглинков почти точно соответствует мощности древнего слоя сезонного оттаивания и может быть использована для палеогеокриологических реконструкций. На грубозернистых породах (песках, элювии коренных пород) покровные суглинки занимают только верхнюю часть древнего сезонноталого слоя, поэтому в данном случае они палеогеокриологической информации не несут. Описанный процесс прослежен на примере покровных суглинков, залегающих на синкриогенных горизонтах с повторно-жильными льдами, где они «срезают» верхушки жил льда и вогнуто-слоистые криогенные текстуры между ними. Криогенное строение покровных суглинков формируется при сокращении мощности сезонноталого слоя на III этапе развития криогенных толщ. Ниже горизонта покровных суглинков многолетнемерзлые породы сохраняют все черты криогенного строения, сформировавшиеся в плейстоцене. Мощность горизонта покровных суглинков на тонкодисперсных отложениях, т. е. мощность древнего сезонноталого слоя на Крайнем Севере, составляет около 1 м при глубине современного оттаивания 0,4—0,5 м, в Центральной Якутии — 1,3—2 м при современном оттаивании 0,8—1,2 м, т. е. в 1,5—2 раза превышает современные глубины сезонного оттаивания.

В климатический оптимум голоцена существенно меняются мощности мерзлых толщ и их строение по вертикали, которые вследствие больших размеров рассматриваемой территории имеют зональные и региональные различия. Динамика изменения мощности мерзлоты с конца плейстоцена наиболее детально изучена в Центральной Якутии [81]: в голоцене происходит сокращение мощности мерзлых толщ за счет протаивания пород на подошве; средняя скорость протаивания в голоцене составляет 1—3 см в год, следовательно, в климатический оптимум мощности здесь были на 100—200 м больше современных, т. е. составляли 600—800 м, возможно более. Это относится к слабо сцементированным и рыхлым мезозой-кайнозойским породам, обладающим сравнительной инерционностью и повышенными теплопотоками из недр. Аналогичные изменения мощности мерзлых толщ следует предполагать на Северо-Сибирской низменности, имеющей близкий к Центральной Якутии геологический разрез, мощность криогенных толщ и величины теплопотоков и занимающей более северное положение. На большей части Сибирской платформы теплопотоки в 2—3 раза меньше, чем в Центральной Якутии, поэтому скорости оттаивания снизу должны быть соответственно меньше. В данном случае важное значение имеют мощности мерзлых толщ, сформировавшиеся к началу голоцена. При больших мощностях, равных 900 м и более, которые теперь наблюдаются в северной геокриологической зоне (Анабарский массив, п-ов Таймыр), продолжительность II этапа в 6 тыс. лет оказывается недостаточной для того, чтобы тепловая волна от поверхности достигла подошвы криолитозоны и оказала заметное влияние на ее положение. Кроме того, проникновение температурных колебаний на глубину 1000 м происходит с запаздыванием в несколько тысяч лет [48, 60], соизмеримым с продолжительностью всего II этапа. Все это говорит о том, что на II этапе развития мощные криогенные толщи сохраняются близкими к тем, которые сформировались к началу голоцена. При этом необходимо помнить, что в районах, которые имеют мощность мерзлоты более 800—1000 м, температуры мерзлых пород оставались в голоцене отрицательными и относительно низкими (ниже —3 °С). Иная картина имела место в южной геокриологической зоне и на южной окраине северной зоны, где мощность мерзлых толщ теперь не превышает соответственно 100—150 и 400—600 м. В этих районах повышение температур было сравнительно большим и их абсолютные значения переходили за 0 °С, в климатический оптимум голоцена произошел отрыв кровли мерзлых толщ от слоя зимнего промерзания. Изменения мощности мерзлых толщ в значительной степени зависели от свойств мерзлых пород. Расчеты показывают, что в таких условиях протаивание коренных пород снизу на II этапе развития криогенных толщ в условиях Средней Сибири могло составить 300 м и более. Одновременно, в отличие от северной зоны, где среднегодовая температура горных пород оставалась ниже 0 °С, происходило протаивание пород сверху, которое, судя по мощности таликов в Якутии, могло составить 150—200 м. Поэтому в южной зоне, в отличие от северной, на II этапе формирования криогенных толщ могли протаять мерзлые слои значительной мощности. Именно это различие способствовало резкому увеличению мощности и сплошности распространения криогенных толщ на границе северной и южной геокриологических зон, которое наблюдается в современных условиях. Для первой половины II этапа в южной геокриологической зоне характерны заглубленные криогенные толщи, подобные современным Западно-Сибирским; остатки их, по мнению С. М. Фотиева [85], сохраняются до настоящего времени. Таким образом, на II этапе развития мощности мерзлых толщ в северной части северной геокриологической зоны близки к современным; в центральных районах они на 100—200 м больше; в южной зоне происходит закономерное их протаивание сверху и снизу до практически полного исчезновения мерзлоты.

Криогенные рельефообразующие процессы на рассматриваемом этапе формируют, очевидно, деградационные криогенные образования, к которым в первую очередь следует отнести термокарст. И на севере и на юге рассматриваемой территории имеются различные термокарстовые образования, из которых наибольший интерес представляют аласные котловины. Как известно, они развиваются на плейстоценовых сильнольдистых синкриогенных мерзлых толщах. В большей части котловин эти отложения перекрыты слоем покровных суглинков, сезонное протаивание которых в 1,5—3 раза меньше глубины залегания плейстоценовых мерзлых толщ, что говорит о погребении последних и, следовательно, о реликтовом характере котловин. Морфологическое сходство котловин может быть принято как признак их одинакового генезиса и возраста. Определение абсолютного возраста аласных котловин [79] подтверждает, что значительная их часть образовалась в голоцене на II этапе. Однако это не исключает и более раннего их формирования в плейстоцене, поскольку оно зависит не только от условий теплообмена на поверхности, но и от льдистости протаивающих отложений и др.

Увеличение глубины сезонного протаивания на II этапе развития криогенных толщ должно было вызвать интенсификацию склоновых криогенных процессов, особенно при отмечаемом в это время повышении увлажненности климата [88]. В южной геокриологической зоне в это время вытаивают повторно-жильные льды и образуется бугристо-западинный рельеф.

Третий этап (Q_{IV}^{3-4}). На III этапе развития криогенных толщ в Средней Сибири складывается современная геокриологическая обстановка. В целом по сравнению с предыдущим этот этап является аградационным. Масштаб изменения геокриологических условий на этом этапе значительно меньше, чем на II и тем более I этапах развития криолито-

зоны, а общая амплитуда изменения температур горных пород может оцениваться в 1—2 °С. Однако в это время целиком формируется современная южная геокриологическая зона, значительные изменения происходят в северной зоне. Продолжительность этапа составляет около 4—5 тыс. лет [88]. В Западной Сибири и на Европейском Северо-Востоке этот этап разделен на четыре фазы [6], отвечающие климатическим ритмам А. В. Шнитникова. На рассматриваемой территории на основании геокриологических данных бесспорно выделены только две фазы развития криогенных толщ, что связано с большей устойчивостью к изменениям природной среды этого континентального региона, хотя определенное значение имеет также меньшая изученность территории.

Первая фаза, соответствующая, по Н. А. Хотинскому [88], суббореальному и субатлантическому периодам голоцена, является основной и наиболее продолжительной. Она включает три первые фазы развития криогенных толщ Западной Сибири и европейского Северо-Востока. В эти периоды голоцена южная граница криогенных толщ, занявшая на II этапе максимальное северное положение, продвигается к югу более чем на 8° широты (по долине Енисея) и смыкается с высотной границей многолетнемерзлых пород предгорий южных гор Сибири. Мерзлые толщи вновь сформировавшейся южной зоны имеют островной тип распространения: промерзают породы днищ долин 2—4-го порядков, затененные склоны, заболоченные водоразделы, высокие вершины и т. д. Мощность верхнеголоценовых мерзлых толщ превышает 100 м. Преобладает эпигенетический тип промерзания, и только в некоторых долинах и на склонах возможно сингенетическое промерзание; мощность сингенетического горизонта измеряется первыми метрами. Глубокое сезонное промерзание способствует заболачиванию плоских поверхностей террас и водоразделов. Формируются небольшие по размерам повторно-жильные льды.

В северной геокриологической зоне во время этой фазы сокращаются площади таликов; в бассейне рек Подкаменная и Нижняя Тунгуска образуются бугристые торфяники и бугры пучения, аналогичные западно-сибирским, в аласных котловинах — булгунняхи. Основная масса ледяных жил в современных поймах рек Средней Сибири растет, очевидно, в это время; вновь образуются повторно-жильные льды на реликтовых бугристых торфяниках, расположенных вдоль границы южной и северной геокриологических зон. В северной зоне повсеместно уменьшаются глубины сезонного оттаивания. За счет поднятия кровли мерзлых толщ образуется своеобразный мерзлый покровный горизонт сингенетического типа с характерными параллельно-слоистыми криогенными текстурами; мощность этого горизонта на ровных поверхностях — 1—2 м, на склонах — до 10—15 м. На обводненных поверхностях водоразделов и пологих склонах в этом горизонте образуются иногда пласты льда мощностью до 1 м. Под этим горизонтом погребаются сильнольдистые плейстоценовые сингенетические горизонты с мощными повторно-жильными льдами; все это способствует затуханию термокарстового процесса.

Вторая, собственно современная фаза, по В. В. Баулину соответствующая четвертой Западно-Сибирской, является фазой незначительного смягчения геокриологической обстановки. Амплитуда изменения геокриологических условий еще меньше, чем в первой. Продолжительность — с середины прошлого века до настоящего времени. В Европе и Западной Сибири, где эта фаза хорошо изучена, она подтверждается данными метеостанций. У Полярного круга современная среднегодовая температура воздуха повышается по сравнению с началом фазы на 2 °С. На территории Средней Сибири, отличающейся устойчивостью природной среды, эти изменения не выходят за пределы 1 °С (рис. 10). Далеко не все геокриологические характеристики позволяют дать оценку климатическим условиям этой фазы, поскольку амплитуды изменения в данном случае близки к изменениям, свойственным короткопери-

одным колебаниям тепловлагообмена на поверхности или естественному динамичному состоянию криогенных толщ. Однако целый ряд геокриологических характеристик указывает на деградационное состояние современных мерзлых толщ и образований, такое состояние наиболее четко выражено в южной половине рассматриваемой территории и ее западных районах. Это прежде всего температурное состояние мерзлых пород: отрицательные температурные градиенты в верхней части криогенной толщи, небольшие значения величин градиентов [81 и др.]. Уникальные замеры температур в шахте Шергина в г. Якутске, проведенные А. Ф. Миддендорфом в середине XIX в. и повторенные через 100 лет, показали повышение температур грунта на 0,5 °С, которое В. А. Кудрявцевым расценивается как результат динамики мерзлых толщ в период последней фазы их развития. По обе стороны границы южной и северной геокриологических зон отмечаются случаи заглубленного положения кровли многолетнемерзлых пород, залегающих на глубине 5—10 м и более. Ослаблением суровости геокриологической обстановки объясняется распад бугристых торфяников на отдельные бугры в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, вытаивание повторно-жильных льдов в торфяниках, приостановка роста ледяных жил на поймах рек северной зоны и др.

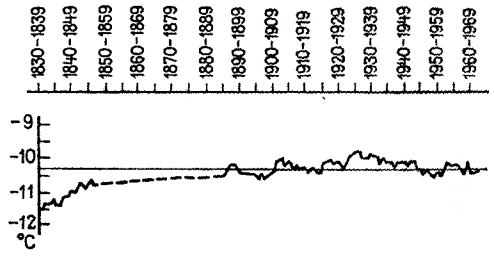


Рис. 10. Кривая скользящих 10-летних значений температуры воздуха в г. Якутске. По М. К. Гавриловой

Районирование Средней Сибири по криогенному возрасту мерзлых толщ

История развития криолитозоны Средней Сибири, восстановленная по палеогеографическим данным [5, 7], анализу и сравнению мощности криогенных толщ, строению их разреза и соотношению различных его частей, условиям развития и облику синкриогенных пород и следам посткриогенных их преобразований, а также по современным условиям формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород, послужила основанием для составления карты криогенного возраста толщ горных пород территории Средней Сибири (рис. 11). Наиболее древним криогенным возрастом для мерзлых толщ Средней Сибири, как и для всей криолитозоны СССР, является плиоцен-эоплейстоценовый. Мерзлые толщи этого возраста могли сохраниться и ни разу не оттаивать в северной части северной геокриологической зоны.

Мерзлые толщи этого возраста могли сохраниться также в низах рыхлых льдистых осадков Центральноякутской равнины и Лено-Алданской впадины, Енисей-Хатангского и Верхоянского прогибов и в других впадинах, занимавших в неогене более высокое гипсометрическое положение. С плиоцена могли находиться в мерзлом состоянии породы горных сооружений Бырранга, высоких плато Путорана и кряжа Чекановского, Анабарского массива и других возвышенных участков в северной и северо-восточной частях Средней Сибири.

Длительное, практически однонаправленное общепланетарное и особенно околополюсное похолодание климата в плиоцене и эоплейстоцене [15, 58] вероятно, способствовало широкому распространению мерзлоты к югу. Косвенно об этом можно судить по аномально большой мощности криогенной толщи в центральной части Средней Сибири, наблюдаемой практически до широтного течения р. Лены. О частичном протаивании с поверхности синкриогенных плиоцен-эоплейстоценовых осадков свидетельствуют псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, обна-

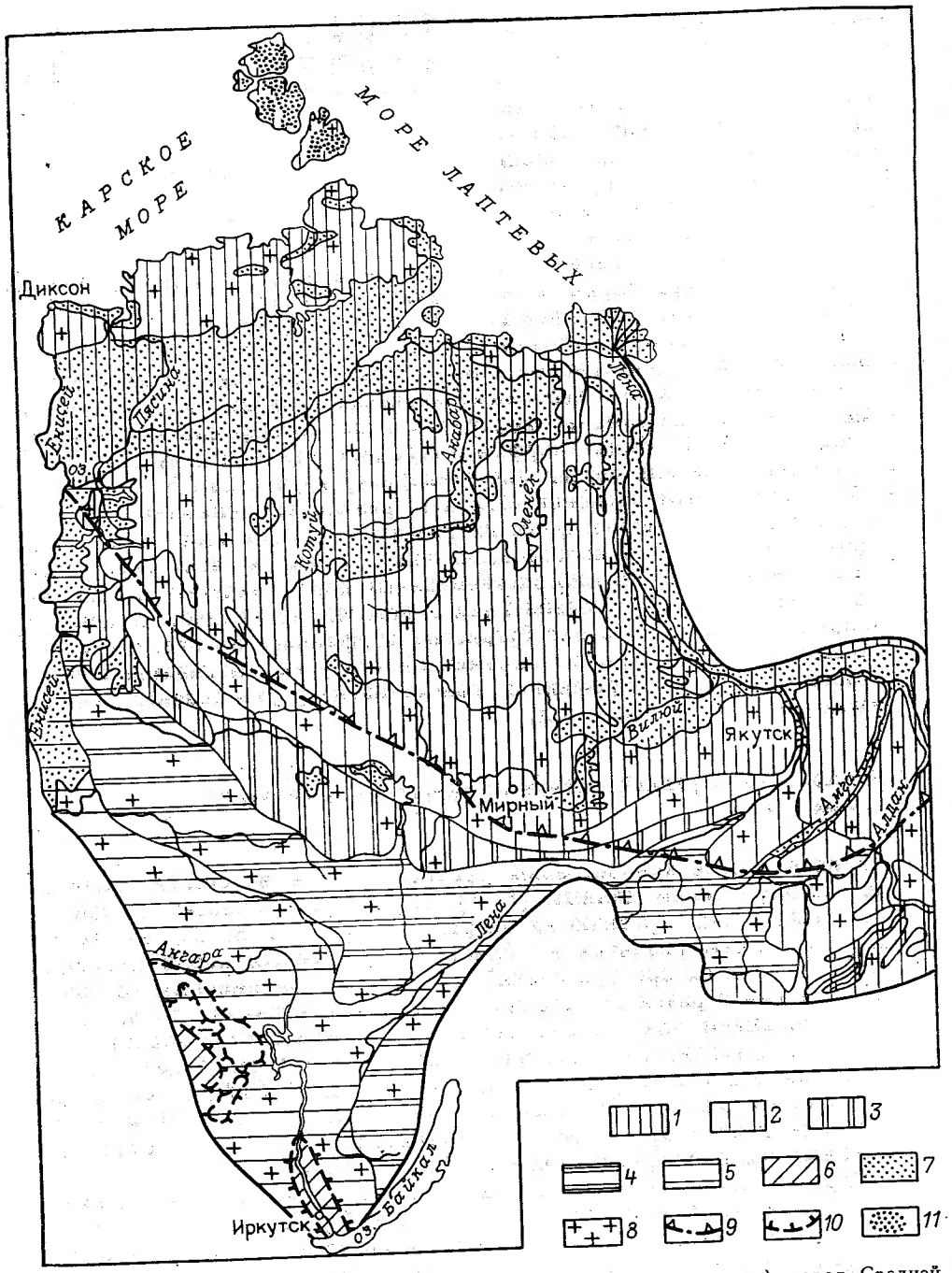


Рис. 11. Карта криогенного возраста (времени начала промерзания) пород Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой, Н. С. Даниловой:

1 — плейстоцен-плейстоценовый и плейстоценовый, до глубины 3—80 м — позднеголоценовый; для пород аласного комплекса — от плейстоценового до голоценового; *2* — плейстоценовый, до глубины 5—80 м — позднеголоценовый; *3* — позднеголоценовый, в низах криолитозоны — плейстоценовый; *4* — позднеголоценовый, в низах криолитозоны, возможно, плейстоценовый; *5* — позднеголоценовый — современный; *6* — современный (сезонное промерзание породы); *7* — неоген-четвертичные рыхлые отложения; *8* — докайнозойские коренные породы; *9* — возможная южная граница распространения мерзлых пород в плиоцене; *10* — южная граница современного распространения многолетнемерзлых пород; *11* — ледники

руженные на востоке страны, в бассейне р. Колымы А. А. Шером [91], А. А. Архангеловым [4], Т. Н. Каплиной [39] и другими, а о протаивании в коренных породах — наличие мощной зоны площадной криогенной дезинтеграции с палевыми суглинками по трещинам и карстовым полостям [89].

Плейстоценовый криогенный возраст имеет большая часть криолитозоны Средней Сибири. Продолжающееся в целом похолодание Земли в раннем и среднем плейстоцене способствовало еще большему распространению мерзлых пород к югу, которые доходили практически до широты р. Подкаменной Тунгуски. Периодические малоамплитудные потепления климата способствовали в течение этого времени некоторому оттаиванию мерзлых толщ с поверхности и развитию термокарста по льдистым породам и решеткам повторно-жильных льдов.

В разрезе мерзлых толщ раннеплейстоценовый криогенный возраст могут иметь слои мерзлых пород, залегающие ниже по разрезу пород плиоцен-эоплейстоценового криогенного возраста. Мерзлые слои среднеплейстоценового криогенного возраста в разрезе могут залегать ниже слоев пород с раннеплейстоценовым криогенным возрастом на участках интенсивного направленного похолодания климата и практически не проявиться на подошве слоя пород раннеплейстоценового криогенного возраста на участках опускания. Существенное оттаивание с поверхности пород среднеплейстоценового криогенного возраста могло иметь место южнее границы промерзания в раннем плейстоцене.

Породы позднеплейстоценового криогенного возраста, в силу более глубокого похолодания климата и продолжающейся тенденции его развития имеют широкое распространение по территории. Южная граница распространения мерзлых толщ в позднем плейстоцене уходила за пределы Советского Союза.

При стабильности условий промерзания на поверхности и наибольшем импульсе холода за период промерзания более молодой криогенный возраст имеют породы как в верхних слоях, так и на подошве существующей до этого периода криолитозоны. С поверхности наиболее широкое распространение породы позднеплейстоценового криогенного возраста имеют в областях накопления верхнеплейстоценовых синкриогенных осадков — ледового комплекса, развитого на Северо-Сибирской низменности и Центральноякутской равнине. В центральной части Сибирской платформы, когда к концу позднего плейстоцена промерзание и охлаждение кембрийских пород с высокоминерализованными подземными водами достигло глубин более 1000 м, позднеплейстоценовый криогенный возраст приобрели породы, залегающие глубже промерзших в раннем и среднем плейстоцене.

В южной геокриологической зоне мерзлые толщи позднеплейстоценового криогенного возраста небольшой мощности, не превышающей 50—100 м, могли сохраниться в рыхлых льдистых отложениях на некоторой глубине от поверхности. В коренных породах [8] они, скорее всего, не сохранились в результате оттаивания в климатическом оптимуме голоцена. Поэтому на юге Средней Сибири на карте они не показаны, а на их месте отражены мерзлые толщи позднеголоценового криогенного возраста.

Как и в других регионах, развитие криолитозоны в раннем и среднем голоцене имело в целом деградационный характер. Потепление климата, охватившее в этот период южную и юго-западную части Средней Сибири, привело как к полному и частичному (с поверхности) оттаиванию мерзлых толщ, так и к повышению их среднегодовых температур в пределах отрицательных значений. Поэтому на карте (см. рис. 11) мерзлые толщи ранне- и среднеголоценового криогенного возраста не показаны, хотя локально и происходило формирование слоев синкриогенных осадков на поймах и низких террасах рек.

Широкое развитие на месте оттаявших в климатический оптимум голоцена мерзлых пород имеют толщи позднеголоценового криогенного возраста, которые охватывают Ангаро-Ленский и Тунгусский регионы и западную часть Южной Якутии. В пределах Тунгусско-Вилюйского и Лено-Вилюйского регионов в климатический оптимум голоцена протаивание не было сквозным, а охватывало только верхние 20—50 м, что и показано на карте выделением широтной зоны пород с позднеголоце-

новым криогенным возрастом, перекрывающих породы плейстоценового криогенного возраста. В пределах Средней Сибири в южной геокриологической зоне случаев двуслойного залегания мерзлых пород, разделенных талым, т. е. положительно-температурным слоем пород, фактическими материалами не отмечено, хотя некоторое понижение температур ниже подошвы пород позднеголоценового криогенного возраста свидетельствует о недавнем их оттаивании [85, 86].

В северной геокриологической зоне как эпикриогенные, так и синкриогенные породы позднеголоценового криогенного возраста распространены исключительно с поверхности. В районах развития рыхлых отложений они приурочены к максимальному слою оттаивания периода климатического оптимума, к слою развития таликов под зарастающими термокарстовыми озерами и к участкам формирования пойменных и болотных отложений. В районах развития коренных пород эпигенетическое промерзание слоя, оттаявшего в голоценовом оптимуме, привело к формированию курумов на склонах, глыбовых развалов и карстовых полостей в долинах и на водоразделах и заполнению пустот в них льдом.

Собственно современные мерзлые породы приурочены лишь к молодым участкам суши (днищам спущенных озер, зарастающим мочажинам) и участкам техногенного воздействия (отвалам пород, отсыпкам грунтов, участкам снятия снежного покрова на талых породах и т. д.). Эти участки в силу их небольших размеров на карте не отражены, а современный криогенный возраст показан для области распространения сезонномерзлых пород по всей южной геокриологической зоне и за ее пределами.

Таким образом, на рис. 11 показано распространение мерзлых толщ преобладающего криогенного возраста, развитых с поверхности, а в подошве криолитозоны криогенный возраст пород может быть как более молодым, так и более древним. В синкриогенных породах, где криогенный и геологический возраст совпадают, наиболее древние слои залегают в основании толщи. При эпигенетическом промерзании более молодые по криогенному возрасту слои залегают в основном с поверхности. При этом наиболее молодым криогенным возрастом мерзлых толщ, расположенных на больших глубинах, может быть только позднеплейстоценовый, так как последующее развитие климата и соответствующая ему динамика мерзлоты в голоцене не могли существенно проявиться на этих глубинах.

ГЛАВА 2

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Орогидрография и рельеф

От гор Южной Сибири до архипелагов островов на арктическом шельфе и от Енисея до горных сооружений Дальнего Востока расстилается обширная территория, занятая системой плато и плоскогорий, древними кряжами и равнинами. Кроме самого севера — Таймырской складчатой зоны — вся эта территория по типу тектонического развития относится к Сибирской платформе. Наиболее распространены здесь плато. Обычные высоты плато и плоскогорий составляют 400—600 м, максимальные достигают 1500—1700 м, а отдельные хребты на юге поднимаются до 2000 м и выше. Абсолютные же высоты низменных равнин не превышают на междуречьях 150—200 м, снижаясь в отдельных частях территории до 100 м. Одновременно с контрастностью по абсолютным высотам значительных по площади участков поверхности Среднесибирского плоскогорья имеется еще одна общая и характерная особенность рельефа — сочетание преимущественно плоских и пологоволнистых ступен-

чатых водоразделов с глубоко врезанными ступенчато-крутосклонными долинами рек. Увалистые пологосклонные долины здесь встречаются скорее как исключение, будучи приуроченными к зонам плейстоценовой аккумуляции. Большая площадь и значительная залесенность территории региона существенно маскирует ее орографические особенности, создавая кажущееся гипсометрическое однообразие. На этом фоне в первую очередь выделяются наиболее крупные орографические узлы, образующие самый высокий ярус современного рельефа: в северной половине Средней Сибири — Анабарское плоскогорье, высокие лавовые плато Путорана и Сыверма, в южной половине — Алданское нагорье. Все они приурочены к краевой, наиболее высокой и тектонически подвижной зоне Сибирской платформы. Между этими горными узлами развита мозаичная система более низких плато и равнин.

Плато Путорана и Сыверма, приуроченные к наиболее вогнутой части Тунгусской синеклизы,— яркий пример инверсионного рельефа. В центральной части Путоранского свода плато имеет высоту более 1200 м, а отдельные массивы его поднимаются до 1700 м. На севере к Северо-Сибирской низменности и на западе в сторону долины Енисея плато обрывается хорошо выраженными уступами высотой до 200—300 м. К югу плато Путорана, постепенно снижаясь, переходит в ступенчатое лавовое плато Сыверма высотой 750—1700 м. Плато Путорана является водораздельным узлом притоков Енисея и Хатанги, образующих характерную радиальную сеть долин. Глубина вреза их составляет 500—700 м, а в центральной части плато — даже 1000 м. Все долины и крупнейшие озера (Агата, Тембенчи, Виви, Северное, Анама и др.) приурочены к крупным тектоническим зонам.

Алданское и Анабарское плоскогорья приурочены к одноименным древнейшим структурам Алданского щита и Анабарского массива. В пределах плоскогорий на поверхность выходят кристаллические породы дорифейского фундамента платформы. Над выровненной поверхностью Алданского плоскогорья в его западной части отдельными зонами возвышаются группы гольцов и гольцовые гряды (Томмотская, Западные Янги и др.), представляющие собой отпрепарированные мезозойские интрузии. Средние высоты плоскогорья составляют 800—1100 м, а высота отдельных гольцовых и горстовых массивов достигает 1700 м. Гольцовые гряды и блоки чаще всего состоят из отпрепарированных денудацией лакколитов и батолитов, чередующихся с горстовыми блоками и глыбами. Формы интрузивных гольцов (Шаман, Орочен, Купол, Шапка Мономаха и др.) разнообразны, но чаще всего имеют вид куполов, конусов, усеченных конусов. Восточная половина Алданского плоскогорья выделяется в рельефе в виде нагорья, имеющего название Учуро-Майского. В его пределах есть высокие хребты (Кет-Кап — 1864 м, Алдано-Учурский — 2246 м и др.). Северные склоны Алданского плоскогорья плавно переходят в Лено-Алданское, Амгинское и Приленское плато с высотами 400—800 м.

Анабарское плоскогорье характеризуется разновысотностью. Максимальная высота центральной его части 905 м, средняя — около 650 м. Западная часть несколько ниже — средние абсолютные отметки не превышают 500—600 м. Анабарское плоскогорье опоясано обширными пластовыми плато, выделенными С. С. Коржуевым по типу морфоструктуры. На западном склоне находится Котуйское, на южном — Оленёкско-Вилюйское и Приоленёкское и на северном и северо-восточном — Анабаро-Оленёкское и Оленёкское плато. Высота плато, кроме Оленёкского, имеющего отметки около 500 м, не превышает 240—400 м.

По периферии Среднесибирского плоскогорья с запада и востока протекают такие крупные реки, как Енисей, Лена, Алдан, заложенные по крупным региональным разломам в земной коре. В пределах плоскогорий на гидрографическую сеть оказывает влияние геологическая структура, особенно разрывная тектоника. Реки образуют разветвленную и глубокую долинную сеть. На Алданском плоскогорье она образуется

бассейнами рек Алдан, Учур, Мая, Тимптон и правобережными притоками р. Олёкмы. В его центральной части врез составляет 100—300 м, а на южной окраине — 600 м; на территории Учуро-Майского нагорья он увеличивается до 800—1000 м. Глубина вреза притоков рек Анабар, Хатанга и Оленёк, дренирующих Анабарское плоскогорье, достигает 300—400 м. Пластовые плато, занимающие склоны Анабарского плоскогорья, расчленены на глубину 100—300 м.

Средний высотный ярус современного рельефа региона образует более низкие трапповые и туфогенные пластовые, а также пластово-трапповые плато. В районах совместного развития туфов и траппов образуются смешанные туфогенно-трапповые ступенчато-ярусовые плато. Таков рельеф обширного Центрально-Тунгусского плато, занимающего территорию бассейнов верхнего и частично среднего течения рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска и среднего течения Ангары. Повышенный уровень междуречий (500—600 м) составляют останцы траппов в виде плосковершинных массивов, гряд и конусовидных сопок. Пониженную ступень (300—400 м) образуют плоские заболоченные туфогенные плато. Трапповые и пластово-трапповые плато занимают бассейны нижнего течения р. Нижняя Тунгуска, верхнего течения р. Вилюй и междуречье верхнего и среднего течения рек Подкаменная и Нижняя Тунгуска, а также широко распространены в бассейне Ангары. Наиболее крупные из них — высокие Вилюйско-Мархинское и Тунгусское трапповые плато, Нижнекатангское (Заангарское) пластово-трапповое плато и низкое Ангаро-Чунское (Приангарское) трапповое плато.

Вилюйско-Мархинское плато, расположенное на междуречье Вилюя и р. Оленёк, имеет высоты 700—900 м и представляет собой плосковершинную гряду субширотного направления, состоящую из ряда остаточных, бронированных траппами, разрозненных столовых возвышенностей и массивов. Близкий характер рельефа имеют Тунгусское плато, расположенное в бассейнах нижнего течения рек Подкаменная и Нижняя Тунгуска, и Нижнекатангское плато, расположенное южнее. Высоты этих плато — 600—800 м. Ангаро-Чунское плато, находящееся в областях левобережных притоков рек Ангары и Чуны, имеет более низкие отметки (360—625 м). Все плато глубоко расчленены резко изломанными каньонообразными долинами рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска, Ангара, Лена и их притоков. Русла рек трапповой области порожистые, а в рисунке долинной сети прослеживается блоковая трещинная тектоника.

Нижний высотный ярус рельефа Средней Сибири занимают равнины, приуроченные к синеклизам, прогибам и впадинам. Они характеризуются однообразным выровненным пологосклонным рельефом, почти все сильно заболочены и отличаются обилием термокарстовых озер. Речная сеть разреженная, а долины отличаются неглубоким (50—100 м) врезом. Самая крупная Центральноякутская низменная равнина занимает бассейны нижнего течения р. Лены и Вилюя. Отметки ее поверхности не превышают 200 м, а в центральной части снижаются до 60—100 м. Велика по площади и Анабаро-Оленёкская низменная равнина, располагающаяся в низовьях рек Анабар и Оленёк, с высотами, не превышающими 50—100 м. В пределах Предсаянья получили распространение значительно меньшие по площади Иркутская и Канская пластовые равнины. Еще меньшую площадь занимают Аганылийская, Муруктинская и Попигайская равнины, приуроченные к одноименным внутриплатформенным впадинам. Две первые располагаются в бассейне среднего течения р. Котуй, а третья — в бассейне р. Попигай. Абсолютные высоты Аганылийской и Муруктинской равнин достигают 120—250 м, а Попигайской равнины — 50—70 м. Таким образом, плато, плоскогорья и аккумулятивные равнины образуют в современной орографии Средней Сибири многоярусный ступенчатый рельеф.

На п-ове Таймыр выделяются горы Бырранга, Карское плоскогорье и Таймырская низменная равнина, являющаяся частью Северо-Сибирской низменности. Горы Бырранга на западе выражены низкими (350—550 м) грядами, а на востоке — плосковершинными глыбовыми массивами (300—800 м), среди которых выделяются отдельные вершины высотой до 1200 м. Здесь известны участки современного оледенения. На севере горы Бырранга постепенно переходят в возвышенности и равнины Карского плоскогорья (400—700 м), п-ова Челюскин (345 м) и прибрежных островов. Горы расчленены поперечными и продольными долинами, имеющими связь с разрывной тектоникой. На юге, на границе с Таймырской низменной равниной, горы Бырранга обрываются уступом восток-северо-восточного направления. Это же направление имеет и Таймырская равнина, протягивающаяся на 1000 км и имеющая ширину 150—500 км. Высоты ее большей частью не превышают 100 м и лишь в зонах новейших поднятий по южной краевой зоне возрастают до 200—250 м. Несколько увеличиваются они на северо-востоке низменности и на участках развития моренно-холмистого рельефа. Таймырская низменность практически полностью сложена четвертичными отложениями и изобилует озерами ледникового и термокарстового происхождения. Речная сеть довольно густая, современный врез редко превышает 30—45 м. Направления рек отражают тектоническую структуру складчатого основания равнины.

Новейшая разрывная тектоника в регионе существенно определяет геокриологические условия в районах развития скальных пород и более опосредованно в районах развития рыхлых кайнозойских отложений. Кроме того, ее влияние значительно шире в южной геокриологической зоне, чем в северной, где геокриологическое проявление неотектоники концентрируется при формировании очагов разгрузки подземных вод и водопоглощающих таликов по трещиноватым зонам в долинах.

Широко изучено проявление неотектоники в Алдано-Чульманской впадине, которая характеризуется широким развитием новейших разрывных нарушений, среди которых могут быть выделены разрывы трех порядков и 4—6 пространственных систем [59]. Широтные и меридиональные нарушения являются преимущественно структурами растяжения, северо-восточные и северо-западные — сжатия. Новейшие разрывы образуют сеть, характеризующуюся неравномерной густотой. В неравномерности распределения густоты нарушений отмечены некоторые закономерности, связанные с неотектонической зональностью и новейшими сводовыми структурами.

Новейшие разрывы влияют на распределение мощности рыхлых отложений. В долинах они являются границами участков с различной мощностью аллювия. Эта роль принадлежит в основном ортогональным макродизъюнктивам. На склонах и плоских водоразделах с новейшими разрывами, преимущественно диагональными мезодизъюнктивами, связаны узкие полосы делювия и элювия повышенной мощности.

Влияние новейших разрывов на геокриологические условия в целом является скорее отепляющим [85, 93], так как основные участки развития талых зон на водоразделах совпадают с участками повышения плотности разрывной сети. Ортогональные нарушения на плоских водоразделах являются основными участками питания подземных вод. Ортогональные, в меньшей степени диагональные макродизъюнктивы контролируют практически все источники с минерализацией более 50 мг/л. Анализ распределения величины наледного стока (через коэффициент наледности) показывает, что эта характеристика связана как с неравномерной плотностью распределения новейших разрывов, так и со сводовой структурой территории.

Отмечается пространственное тяготение современных геологических процессов и явлений к зонам макродизъюнктивов. Так, разрывы могут прямо влиять на формирование оползней, курумов и других полигональных образований. Чаще их влияние бывает опосредованным и про-

является через распределение мощностей рыхлых отложений, распространение определенных форм мезорельефа и мерзлотных явлений — термокарста, различных форм пучения, некоторых полигональных образований, осыпей, обвалов.

Закономерности формирования климатических условий

Климатические условия Средней Сибири определяются центральным ее положением в северном секторе Азиатского материка. Радиационные процессы, от которых главным образом зависит термический режим поверхности земли и приземного слоя воздуха, обусловлены прежде всего широтой местности, с которой связано поступление солнечной радиации. С возрастанием широты увеличиваются различия между приходом солнечного тепла зимой и летом, уменьшается его годовое количество. В Средней Сибири, расположенной между 52 и 74° с. ш., различия между летними и зимними температурами воздуха больше, чем где-либо между этими широтами на земном шаре, что связано не только с радиационными, но и циркуляционными процессами в воздушных массах. В пределах рассматриваемого региона средняя температура воздуха января на 15 °С, а в долине Лены даже на 18 °С ниже средней широтной температуры Земли, вычисленной Е. С. Рубинштейн еще в 1953 г. для приземного слоя воздуха. В июле же эта разность существенно меньше, например, в Центральной Якутии не превышает 6 °С. Очевидно, что причиной существенных отклонений значений зимних температур от среднеширотных являются зимние условия теплообмена воздушных масс с окружающей средой. И именно это является причиной формирования суровых климатических условий на территории Средней Сибири.

Солнечное сияние и солнечная радиация. Значительная часть региона расположена севернее полярного круга, где зимой господствует полярная ночь тем большей продолжительности, чем в более высоких широтах расположена территория. Продолжительность солнечного сияния зависит также и от облачности. Достаточно показательно в связи с этим изменяющееся по региону отношение фактически наблюдавшегося солнечного сияния к возможному (табл. 1).

После летнего солнцестояния одновременно с уменьшением продолжительности дня и высоты солнца сокращается приток солнечного тепла. Особенно быстро уменьшается величина суммарной радиации после августа. В октябре на Алданском плоскогорье и в бассейне Ангары суммарная солнечная радиация достигает 16,7 кДж/см². В декабре и январе к югу от 64° с. ш. суммарный приток солнечного тепла меньше и составляет 4,2 кДж/см², а в Заполярье он отсутствует (табл. 2). С ок-

Таблица 1

Отношение наблюденной продолжительности солнечного сияния к возможной, %

Метеостанции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мыс Челюскин	0	0	0	41	21	24	25	13	7	5	0	0
Оленёк	2	89	62	63	48	46	50	39	27	22	110	0
Туруханск	3	30	42	32	45	40	53	41	29	16	11	0
Вилюйск	29	44	69	64	53	56	53	59	40	27	38	24
Киренск	23	38	54	50	43	51	55	43	36	26	24	16
Алдан	38	45	63	55	47	55	52	44	37	32	26	30
Братск	23	39	51	52	57	58	54	51	45	33	20	15
Иркутск	40	56	64	59	54	54	53	53	52	49	37	25

Таблица 2

Характеристики радиационного режима

Метеостанции	Месячные суммы суммарной солнечной радиации, кДж/см²						Отношение прямой радиации к суммарной, %					
	X / IV	XI / V	XII / VI	I / VII	II / VIII	III / IX	X / IV	XI / V	XII / VI	I / VII	II / VIII	III / IX
Остров Диксон	4,2 / 41,4	0 / 62,0	0 / 58,2	0 / 51,1	2,1 / 31,0	16,7 / 13,4	20 / 38	— / 24	— / 27	— / 37	20 / 31	38 / 22
Игарка	8,0 / 45,6	1,7 / 66,2	0 / 64,9	0,4 / 66,6	5,4 / 44,0	23,0 / 18,4	20 / 44	— / 46	— / 52	— / 58	31 / 48	38 / 32
Енисейск	13,0 / 47,7	6,3 / 53,2	3,8 / 60,7	5,0 / 60,7	13,4 / 44,4	31,4 / 25,5	23 / 47	20 / 47	21 / 51	17 / 53	31 / 44	33 / 36
Якутск	13,8 / 49,8	5,4 / 56,5	2,1 / 63,2	3,8 / 60,3	11,7 / 44,4	32,2 / 27,6	33 / 57	31 / 53	— / 61	12 / 57	43 / 58	57 / 53
Иркутск	23,9 / 49,4	11,7 / 59,5	7,1 / 60,7	10,0 / 59,5	19,3 / 49,8	39,8 / 36,4	56 / 43	43 / 42	25 / 37	39 / 40	50 / 39	59 / 39

тября по март приток солнечной радиации весьма невелик и не восполняет потерь тепла отражением и излучением. Местные условия (закрытость горизонта в глубоких долинах, увеличение облачности в горах, особенно на наветренной стороне, вблизи водоемов и крупных рек из-за часто образующихся здесь туманов и т. д.) оказывают значительное влияние на приход суммарной радиации.

Значение поглощенной радиации определяется соотношением между суммарной солнечной радиацией и альбедо поверхности. Альбедо в летние месяцы составляет около 0,2, незначительно изменяясь для больших территорий. Следовательно, географическое распределение поглощенной радиации сходно с распределением суммарной радиации, которое происходит летом и зимой широтно.

Зимой весь регион покрыт снегом, альбедо которого велико и изменяется в зависимости от характера подстилающей поверхности в пределах 0,65—0,85. В это время лишь очень малая доля тепла, поступающего на земную поверхность, поглощается ею.

Величина длинноволнового излучения как подстилающей поверхности, так и атмосферы в большой степени определяется их температурой, а также их излучательными свойствами в этой части спектра. Его баланс, который определяется по значению эффективного излучения, оказывается тем больше, чем больше разность между температурами воздуха и подстилающей поверхности. В соответствии с этим эффективное излучение в любое время года мало изменяется по территории, особенно зимой: в ноябре—феврале значения эффективного излучения колеблются от 5,4—5,8 на севере до 10,4—12,5 кДж/см² в месяц на юге. В июне оно составляет в г. Туруханске 12,5 кДж/см² и в Предбайкалье 20,9 кДж/см² в месяц.

Радиационный баланс земной поверхности в зимнее время везде отрицателен, и принимает отрицательные значения севернее 60° с. ш. уже в октябре, а южнее — в ноябре. Отрицательные значения радиационного баланса колеблются в основном около 4,18 кДж/см² в месяц и приближаются к нулю только в ноябре и феврале (на самом севере — в марте — начале апреля). Радиационный баланс подстилающей поверхности летом наиболее высок. Самые большие его значения наблюдаются между 58—65° с. ш. и достигают в июне 33,4—41,8 кДж/см². К побережью Северного Ледовитого океана радиационный баланс уменьшается до 16,7—20,9 кДж/см² в месяц.

Эффективное излучение в течение сентября—ноября быстро уменьшается, что связано в первую очередь с падением температуры воздуха. В сентябре оно уменьшается с севера на юг от 4,2—6,1 до 16,7—18,8 кДж/см². В октябре—ноябре эффективное излучение в 6,3 кДж/см² в месяц характерно для огромных пространств региона.

Формирование термического режима воздуха. Преобладание эффективного излучения над поглощенной радиацией в зимние месяцы свойственно всем широтам Средней Сибири. Аномально пониженные зимние температуры воздуха связаны не столько с отрицательным радиационным балансом, сколько с вторжением арктических холодных воздушных масс и дальнейшим их выхолаживанием в условиях антициклональной барической системы — азиатского антициклона.

Средняя Сибирь расположена в пределах господствующего во все времена года западного переноса воздуха, который не является чисто широтным. По ряду причин в средней и верхней тропосфере умеренных и полярных широт этой территории сезонное термобарическое поле имеет форму волн с теплыми гребнями и холодными ложбинами [15]. Ложбины и гребни, по которым происходят адвекции соответственно холода и тепла, прослеживаются над территорией почти постоянно. В зимние месяцы планетарная циркуляция атмосферы складывается так, что одна из ложбин — Колымская — в западном переносе расположена над востоком Азии. По ее западной окраине холодные массы арктического воздуха вторгаются в Среднюю Сибирь. Они формируются полярной ночью над радиационно-выхоложенной, покрытой льдом и снегом, подстилающей поверхностью. Поэтому температура воздуха низкая, а влагосодержание его весьма мало. Обычно при смещении на юг арктический воздуха нагревается, но в рассматриваемом регионе он, наоборот, выхолаживается в процессе своей трансформации в континентальный, более холодный в нижних слоях, чем арктический. Формирование зимой континентального воздуха в азиатском антициклоне, погодные условия которого способствует большой потере тепла земной поверхностью в результате излучения, приводит к сильному охлаждению воздуха снизу и образованию слоев мощных инверсий температуры, т. е. слоев воздуха с возрастанием температуры с высотой. Этому способствует орография региона, определяющая, с одной стороны, условия для стока холодного воздуха с запада, севера и юга в сторону Центральноякутской низменности, а с другой стороны — условия его застаивания и выхолаживания. Эти условия создают на юге широтно вытянутые хребты гор Южной Сибири и Забайкалья и примыкающее к ним Алданское нагорье, на востоке — Верхоянский хребет и хребты, отделяющие бассейн Лены от рек, впадающих в Охотское море, на западе — система повышенных плато (бассейн р. Нижней Тунгуски). Все они служат как бы плотинами, подпруживающими холодный воздух в пределах региона. Зимние инверсии в Средней Сибири имеют сложный характер и представляют собой сочетание антициклона и радиационных инверсий. В это время возникают два процесса: радиационное охлаждение и нисходящее движение воздуха в антициклоне. Вследствие этого радиационные нижние инверсии переходят по высоте в радиационно-антициклональные. Обращает на себя внимание исчезновение приземной области холодного воздуха на синоптических картах относительной топографии, что свидетельствует о ее приуроченности к нижним слоям тропосферы.

Условия образования устойчивых инверсий складываются обычно в ноябре и сохраняются в течение всего холодного времени. Вертикальные температурные градиенты в инверсионном слое колеблются в среднем от 0,5 до 2,5 °С/100 м (табл. 3). Чаще всего (75 % повторяемости) градиент температуры в инверсионном слое близок к 1 °С/100 м [34]. Значения градиента максимальны у земной поверхности и уменьшаются с высотой. Отмечается зависимость градиента температуры от экспозиции макроорографических поверхностей рельефа. Например, в течение зимы средние градиенты в инверсионном слое на западном склоне Верхоянского хребта составляют от —0,6 до —1 °С/100 м, а на восточном от —2,0 до —2,5 °С/100 м. Особенно сильные инверсии наблюдаются в макродепрессиях рельефа — пониженных плато и равнинах, во впадинах и крупных долинах, поскольку в этом случае выхолаживание приземного слоя воздуха усиливается не только за счет радиационного излучения подстилающей поверхности, но и от притоков холодного воздуха со склонов. В результате взаимодействия этих двух составляющих повышение температуры воздуха с высотой в зимние месяцы в долинах и котловинах в среднем может достигать от —1,5 до —2,8 °С/100 м. При этом отмечается тенденция уменьшения градиентов температуры в инверсионном слое правобережья Енисея к бассейну Лены, а также с севера на юг. На севере региона распределение температуры воздуха в ряду «днища долин — междуречные пространства» в годовом цикле остается постоянным, а южнее Полярного круга нарушается летом (см. табл. 3). Как интенсивность, так и вертикальная протяженность приземных инверсий в Средней Сибири достигают существенных значений; средняя их мощность в период с ноября по март изменяется в пределах 600—1000 м, а повторяемость составляет 55—70 % этого времени [34].

Таблица 3

Изменение температуры в приземном слое воздуха, °С/100 м

Метеостанции (на водоразделе — в долине)	Разность высот метеостанций, м	Месяцы											
		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Медвежий ручей — Норильск	407	0,2	0,8	0,8	0,7	1,2	0,6	0,5	0,5	—	—	—	—
Айхал — Шелагонцы	415	—	—	1,3	2,5	2,5	2,0	0,9	0,0	—	—	—	—
Алдан — Томмот	393	0,0	0,1	1,1	1,8	2,1	1,7	0,9	0,1	0,4	—	—	—

С установлением устойчивых морозов (дата перехода средней суточной температуры воздуха через —5 °С) происходит постепенное усиление процессов, способствующих выхолаживанию приземного слоя воздуха и развитию в нем инверсий температуры. Это наиболее характерно для территориального ядра, охватывающего бассейны рек Оленёк и Вилюй, Центральноякутскую низменность, низовья рек Алдан и Амга, и прослеживается по ряду меридиональных разрезов региона в одну и ту же зиму (табл. 4).

Летний термический режим воздуха теснее, чем зимний, связан с радиационными факторами, так как в это время суммарный приток солнечной радиации к поверхности мало зависит от широты. Однако адвекции теплого воздуха с юга также отражаются в распределении температур. Вследствие нагревания воздуха и в соответствии с муссонной составляющей общей циркуляции атмосферы на востоке Азии летом устанавливается так называемый «высотный якутский гребень». По его западной окраине теплый воздух переносится с юга на север, в результате чего на востоке Средней Сибири отмечается существенный изгиб летних изотерм к северу. Этот процесс способствует повышению континентальности климата даже севернее Полярного круга (рис. 12). Распределение температуры воздуха по высоте летом носит нормальный характер.

Радиационный и циркуляционный режимы воздушных масс приводят к формированию отрицательных среднегодовых температур в приземном слое воздуха практически на всей территории региона. Положительная температура, близкая к 0 °С, свойственна лишь ограничен-

Таблица 4

Температурные условия зимы

Метеостанции	Среднемесячная температура воздуха, °С	Средний абсолютный минимум, °С	Абсолютный минимум, °С	Средний абсолютный максимум, °С	Среднее число дней со среднесуточной температурой, °С			Устойчивые морозы		
					—25	—40	—50	начало	окончание	продолжительность (дни)
Разрез I										
О-в Диксон	—26,3	—39	—51	—7	66,0	1,4	—	4.X	31.V	240
Туруханск	—27,1	—49	—60	—8	60,5	11,4	1,2	18.X	19.IV	184
Енисейск	—22,0	—46	—59	—4	—	42,3	0,22	28.X	23.III	147
Красноярск	—17,1	—38	—49	—1	18,1	0,9	0,02	9.XI	15.III	127
Разрез II										
Хатанга	—33,8	—49	—61	—12	109,1	21,0	0,5	5.X	16.V	224
Оленёк	—41,3	—57	—65	—15	120,0	52,6	9,7	8.X	29.IV	204
Братск	—22,6	—44	—57	—5	37,6	3,7	0,02	30.X	21.III	143
Иркутск	—20,9	—38	—50	—5	19,1	0,15	—	10.XI	18.III	129
Разрез III										
Бухта Тикси	—33,3	—44	—52	—18	111,6	10,4	—	8.X	20.V	225
Жиганск	—40,5	—56	—64	—23	121,5	39,3	3,4	9.X	25.IV	199
Якутск	—43,2	—56	—63	—24	121,4	53,3	9,2	11.X	13.IV	185
Алдан	—27,8	—43	—51	—8	64,0	1,7	—	17.X	11.IV	177

ным по площади участкам в бассейне Ангары (г. Иркутск, устье Ангары). Значительная меридиональная протяженность региона обусловливает проявление широтной зональности в распределении среднегодовых температур приземного слоя воздуха. Эта закономерность фиксируется по материалам наблюдений на метеостанциях, расположенных как на междуречьях, так и в долинах (рис. 13). Проявление широтной зональности в регионе осложняется тремя особенностями природных условий, корректирующими условия тепломассообмена в системе поверхность Земли — атмосфера: различной степенью воздействия западного переноса воздушных масс на западный и восточный секторы региона; различной высотностью рельефа, в результате которой приземный воздух характеризуется на одних и тех же широтах различным радиационно-тепловым режимом (проявление высотной поясности); влиянием областей развития мощных температурных инверсий в воздушных массах. Эти особенности обусловливают деформирование по широтам градиентов среднегодовой температуры приземного слоя воздуха. В частности, они растянуты в бассейнах рек Оленёк, Вилюй и Амга вследствие развития здесь области глубокого зимнего охлаждения, оказываются близкими к нормальным в бассейнах рек Ангара, Нижняя и Подкаменная Тунгуска при ориентировке изотерм с северо-запада на юго-восток в соответствии с адвективной составляющей тепломассообмена, сжаты на склонах плато Путорана и Сыверма, Алданского нагорья и Анабарского массива. Вместе с увеличением широтной площади температурных зон к востоку увеличивается амплитуда колебаний средних месячных температур воздуха в годовом цикле: в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска и Ангара они составляют 38—48 °С, в бассейнах рек Оленёк, Анабар и на большей части Лено-Вилюйского междуречья — 48—54 °С. Наибольшие значения амплитуды характерны для равнинных пространств низовьев рек Алдан, Амга, Вилюй и долины Лены — 54—60 °С. Максимальные амплитуды годовых колебаний температур характерны для Центральноякутской низменности: они близки к 64 °С, а в отдельные годы достигают 70 °С. В пределах Северо-Сибирской низменности, климат которой испытывает влияние морей Арк-

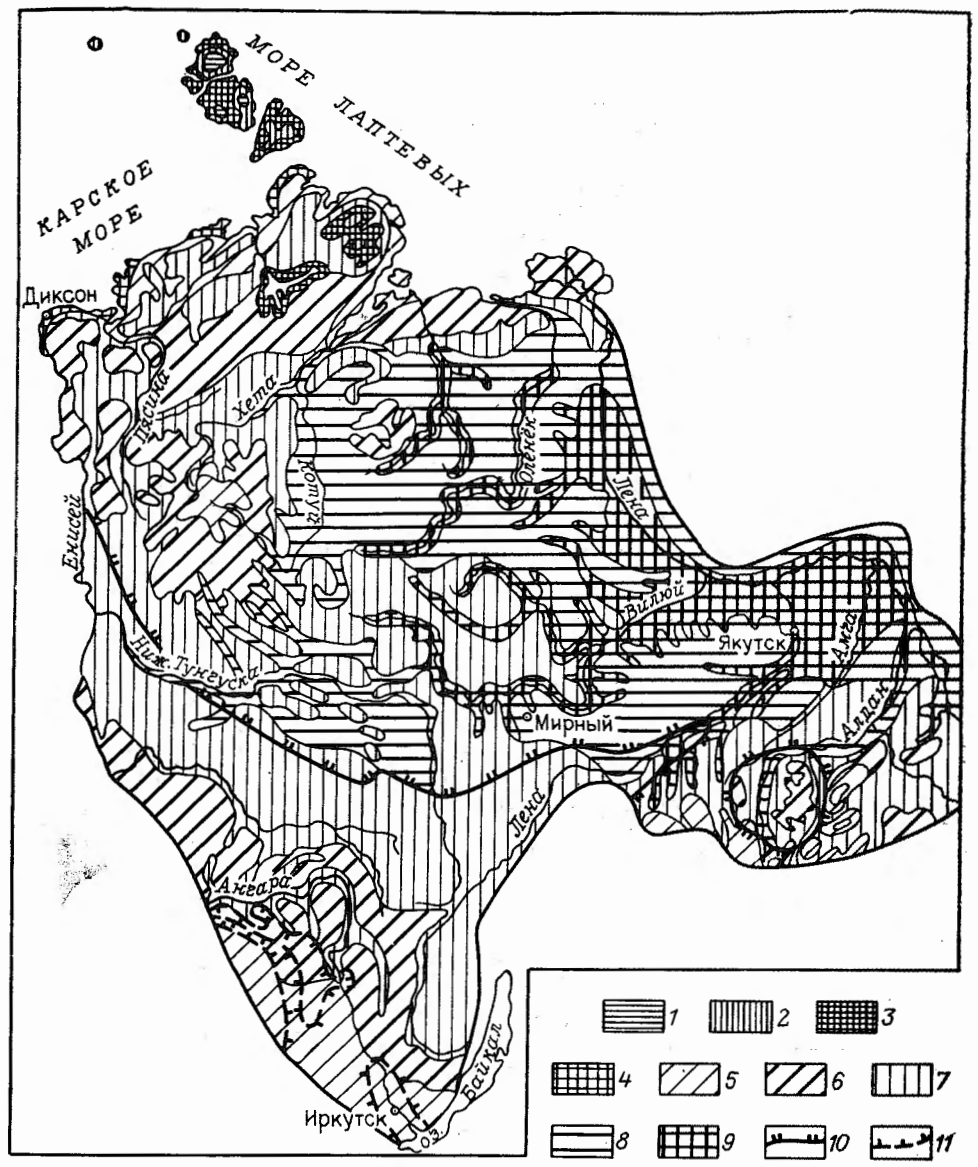


Рис. 12. Карта амплитуд колебаний температур воздуха на территории Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой, С. Ф. Хруцким.

Тип климата: *1*, *2* — умеренно континентальный (22—25 и 25—27 °С); *3*, *4* — континентальный (27—30 и 30—34 °С); *5*, *6* — повышенно-континентальный (34—38 и 38—42 °С); *7* — резко континентальный (42—48 °С); *8*, *9* — особо резко континентальный (48—54 и 54—64 °С); *10* — граница северной и южной геокриологических зон; *11* — южная граница современного распространения мерзлых пород

тики, амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха уменьшается до 42 °С (см. рис. 12).

Высотно-поясное распределение среднегодовых температур воздуха. В районах возвышенного рельефа оно происходит на фоне снижения по высоте величины радиационного баланса [19], параллельно с которым понижаются и температуры воздуха. Как же увязывается эта закономерность с развитием мощных зимних инверсий температуры, которые охватывают значительный по мощности слой воздуха? Дело в том, что в условиях пересеченного макрорельефа, т. е. чередования разновысотных уровней междуречий в пределах кряжей, плато, плоскогорий и нагорий, над которыми воздух имеет различные тепловые и плотностные параметры, инверсионное распределение температуры с

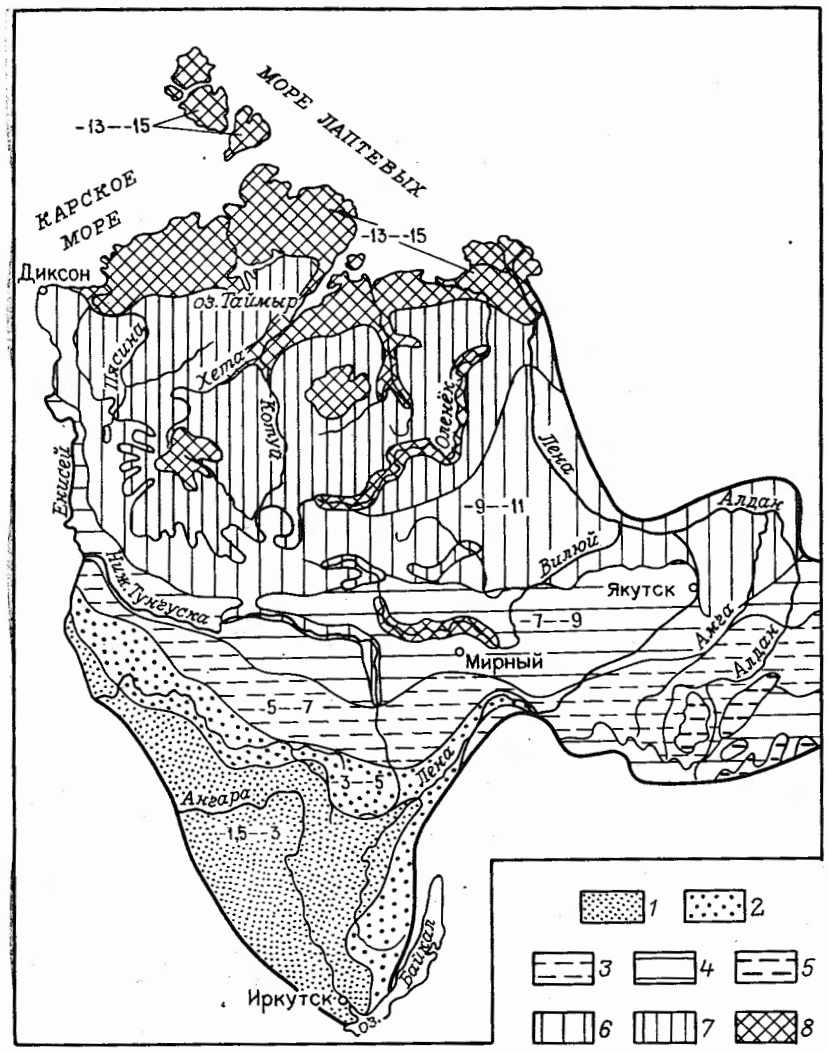


Рис. 13. Карта среднегодовых температур воздуха. Составлена К. А. Кондратьевой, С. Ф. Хруцким:

1—8 — среднегодовые температуры воздуха, °С

высотой носит сложный характер, а градиенты температуры меняются послойно как по величине, так и по знаку. Повсеместно более холодным и плотным оказывается воздух, скапливающийся в депрессиях рельефа. Воздух над междуречьями отличается повышенной турбулентностью вследствие меньшей плотности и более высоких температур. Стекая с вышерасположенных участков рельефа — столовых и хребтовых возвышенностей междуречий, вершин горных гряд и т. д., он как бы скользит по поверхности радиационно выхоложенного, более плотного и холодного воздуха в депрессиях и образует так называемую «пленку холодного воздуха», в котором имеет место нормальное понижение температуры с высотой. По материалам З. Я. Прик, в северных частях региона зимняя «пленка холодного воздуха» может достигать мощности 200—400 м. Наличие такого слоя зимой и нормальное распределение в нем температуры летом определяют закономерное понижение температуры с высотой в приземном слое воздуха в районах возвышенного рельефа. Эта закономерность фиксируется по материалам климатических наблюдений на метеостанциях в бассейнах рек Алдан, Вилюй, а также в других районах Средней Сибири (см. рис. 13). Амплитуда колебаний средних

месячных температур воздуха в течение года уменьшается с высотой, поскольку происходит повышение зимних температур вследствие ослабления развития инверсий.

Ветровой режим. Ветровой режим определяется действующими посезонно барическими системами и орографическими особенностями территории. В формировании ветрового режима Средней Сибири зимой основную роль играет азиатский антициклон и, в частности, его отрог, который направлен на северо-восток и является ветроразделом региона. Ветроразделная линия зимой проходит от северной оконечности оз. Байкал к Среднеколымску. Севернее линии ветраздела преобладают ветры южного и юго-западного направлений, а южнее — преимущественно северного и северо-западного направлений. Воздушные потоки у земли направляются в основном по градиенту давления от оси отрога в области более низкого давления. Преобладание антициклона и развитие инверсий зимой обусловливают большую повторяемость штилей и слабых ветров на огромных пространствах. Это характерно для Среднесибирского плоскогорья и Центральноякутской низменности. Так, например, вероятность штилей и ветров со скоростью до 2 м/с в Якутии составляет 67 %.

Большое влияние на распределение ветра по направлениям оказывает рельеф местности. На станциях, расположенных в долинах рек, преобладают ветры, направленные по долинам. Так, например, долина Енисея, направленная с юго-запада на северо-восток, обусловливает юго-западные ветры в 40—50 % случаев. По той же причине в Иркутске преобладают в течение всего года ветры двух направлений: юго-восточного (особенно зимой) и северо-западного. В окрестностях оз. Байкал термические различия между большой водной массой озера и окружающими территориями обусловливают местные особенности в распределении давления, а следовательно, и ветров. Возникающие здесь ветры либо стоковые, либо бораподобные, такие, как сарма́.

Особым ветровым режимом отличается долина Лены, над которой в зимние месяцы располагается ложбина давления, простирающаяся от побережья моря Лаптевых почти до Якутска. Здесь наблюдается увеличение скоростей ветра по сравнению со скоростями в долинах рек Среднесибирского плоскогорья. Если в этих долинах зимой в 75 % случаев преобладают штили или ветры со скоростью до 2 м/с, то в долине Лены скорость ветра 2 м/с составляет 40—50 % и значительно возрастает вероятность скорости 6 м/с и более (с 3 до 15 %). В приустьевой части долины Лены вдоль Верхоянского хребта часто наблюдаются сильные холодные ветры юго-западного направления, которые обусловлены возрастанием градиента давления от побережья к внутриконтинентальным районам. Очень различны ветры в долине Енисея. Над северным участком долины (севернее 65° с. ш.) преобладают значительные скорости ветра, которые увеличиваются на побережье Карского моря и особенно на мысах. Это усиление ветра является общим для всей прибрежной зоны Полярного бассейна, ширина которой может достигать более сотни километров. По мере продвижения на юг по долине Енисея скорости ветра уменьшаются. Так, в ноябре—марте в г. Игарке средняя скорость ветра составляет 5 м/с, в г. Енисейске 2,5 м/с.

Барические условия на описываемой территории от зимы к лету существенно изменяются, в связи с чем изменяется и режим ветра. В это время преобладают ветры северных направлений. Исключение могут составлять только горные и речные долины, где направление ветра зависит от их ориентировки и степени защищенности. На побережье Полярного бассейна, в низовьях Енисея и в пределах Северо-Сибирской низменности повторяемость северных и северо-восточных ветров в сумме составляет 40—50 %. То же самое справедливо для большей части Якутии. В Иркутской области преобладают северо-западные и западные ветры, но в долинах Ангары и верхнего течения Лены направления ветра соответствуют направлениям русел рек. Осенью в Восточ-

ной Сибири увеличивается активность атмосферных процессов, в связи с чем происходит возрастание скоростей ветра особенно вблизи побережий и ослабевание — во внутриконтинентальных районах.

Атмосферные осадки. Режим увлажнения Средней Сибири определяется как условиями атмосферной циркуляции, так и большой удаленностью территории от источников влаги со стороны Атлантики и отгороженностью от Тихого океана горными хребтами. В то же время с севера происходит свободное вторжение арктического воздуха. Здесь характерна смена условий циркуляции и, следовательно, режима увлажнения: зимой при развитии азиатского антициклона воздух характеризуется малой влажностью, а летом при ослабленном западном переносе, развивается циклоническая деятельность, приводящая к увеличению влажности. Большая повторяемость циклонов летом характерна для Иркутской области, но распределение осадков здесь неравномерное. Наветренные южные и западные склоны даже небольших возвышенностей получают осадков больше, чем долины и котловины. Количество осадков для наиболее типичного высотного интервала рельефа составляет 300—400 мм с тенденцией уменьшения с запада на восток. Западную часть Среднесибирского плоскогорья можно рассматривать как переходную зону к сухим внутриконтинентальным районам региона. За год здесь выпадает 600—700 мм осадков. На высоких водоразделах плато Путорана осадков выпадает около 1000 мм. В долине Енисея, на междуречье Нижней Тунгуски и Ангары годовое количество осадков изменяется существенно — от 500 до 1000 мм. На западе Якутии, на территории, ограниченной Леной, количество осадков убывает с севера на юг и с запада на восток от 400 до 300 мм в год. Количество осадков в Центральной Якутии не превышает 300 мм в год и колеблется в отдельные годы от 180 до 280 мм. С увеличением высоты местности повсеместно количество осадков увеличивается, но плювиометрические градиенты изменяются по району. Максимальны они (>150 мм/100 м) на западных склонах плато Путорана и Верхоянского хребта, близки к 100 мм/100 м на Алданском нагорье. Градиенты менее 100 мм/100 м характерны для большей части Якутии в границах региона. Повышенное количество осадков (600—700 мм) выпадает на Алданском нагорье, западных склонах Анабарского массива, на отдельных повышенных кряжах Котуй-Оленёк-Вилюйского междуречья.

Повсеместно в регионе максимум осадков в годовом ходе наблюдается в августе, а минимум — в феврале—марте.

Снежный покров на севере Средней Сибири появляется уже в первой декаде сентября (п-ов Таймыр). В это же время он появляется и во всех горных районах: на севере на низких (400—600 м) высотах, на юге — на более высоких (более 1000—1200 м). В течение сентября снежный покров появляется к северу от рек Нижняя Тунгуска и Вилюй и на Алданском нагорье. Период существования неустойчивого снежного покрова почти на всей территории короткий. В северной половине региона снежный покров устанавливается через 10 дней после появления, в южной — через 15 дней и через 20—25 дней — на юге Прибайкалья. Макромасштабные различия снегонакопления определяются циркуляционными условиями зимы, а также рельефом и характером растительного покрова. Однако даже на относительно небольших пространствах наблюдается большое разнообразие в распределении снежного покрова, определяемое условиями его сноса и накопления под действием ветра в конкретных природных условиях.

Особенность распределения высоты снежного покрова — убывание с запада на восток, от Енисея до Верхоянского хребта (рис. 14). В тундре, прилегающей к северным побережьям, средняя из наибольших высот снежного покрова составляет 40—60 см, а в бассейнах рек Пясина, Хатанга, Анабар и Оленёк — менее 40 см. Наименьшая высота снежного покрова (до 30 см) характерна для Центральной Якутии и окрестностей г. Якутска. Несколько большие мощности снега здесь ха-

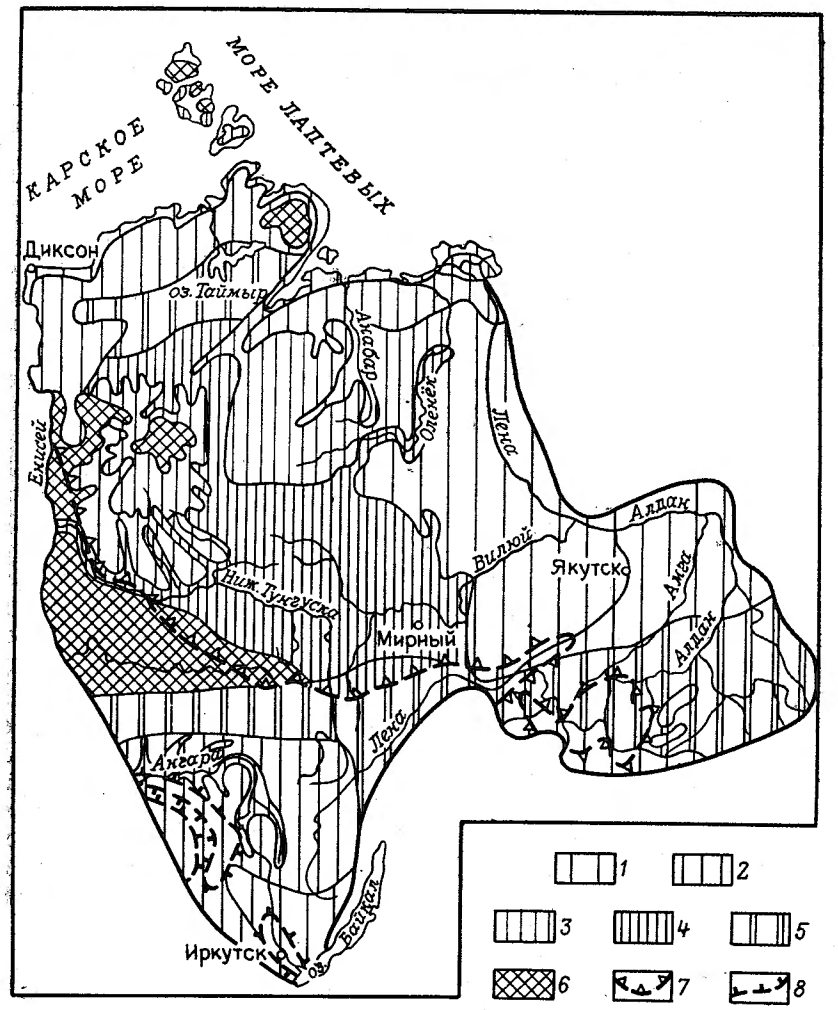


Рис. 14. Карта мощности (в м) снегового покрова на территории Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой, С. Ф. Хруцким:

1 — до 0,3; *2* — 0,3—0,4; *3* — 0,4—0,5; *4* — 0,4—0,6; *5* — 0,5—0,6; *6* — более 0,6; *7* — граница северной и южной геокриологических зон; *8* — южная граница современного распространения многолетнемерзлых пород

рактерны для речных долин, а в оврагах и узких ложбинах может накапливаться снег мощностью более 100 см, тогда как повышенные участки часто полностью свободны от снега.

В лесной зоне наибольшие высоты снега наблюдаются на правом берегу Енисея, у Енисейского кряжа — около 100 см. На междуречьях бассейнов Енисея и Лены его высоты уменьшаются до 40—50 см.

В плоскогорных районах южной части региона все материалы снегомерных наблюдений указывают на значительные высоты снежного покрова особенно в подгольцовом поясе, на склонах, обращенных к основным влагонесущим воздушным потокам. Здесь мощность снега нередко в среднем составляет 100—150 мм. В целом для горных районов, особенно для пояса горной тундры в областях повышенных скоростей ветра, характерна неравномерность залегания снежного покрова. В результате перераспределения снег скапливается в понижениях рельефа, тогда как водоразделы оголены. Такие участки отмечаются на кряже Чекановского, Анабарском массиве, местами на наиболее возвышенных участках плато Путорана.

Снежный покров достигает максимальной мощности в конце зимы — марте—апреле. Нарастание высоты снежного покрова обычно пре-

кращается в конце февраля — начале марта, и с этого времени происходит уже процесс снеготаяния. В северных районах региона, а также в континентальных и горных районах средних широт даты разрушения устойчивого снежного покрова и его окончательного схода близки и средняя разность между ними обычно не превышает 5 дней. В южных районах Иркутской области эта разность составляет более 15 дней. Разрушение снежного покрова южнее линии г. Енисейск — устье р. Олёкмы происходит к концу апреля. По мере продвижения на север этот процесс постепенно запаздывает. На севере Среднесибирского плоскогорья по долинам рек Анабар, Оленёк, Лена, а также в тундре снежный покров разрушается и сходит в конце мая. В горах Путорана, на п-ове Таймыр и Северо-Таймырской низменности снег задерживается до июня. Период устойчивого снежного покрова изменяется в регионе существенно: в северных районах он составляет около 280 дней и уменьшается до 185 дней в Прибайкалье.

Растительность и почвенный покров

Растительный покров. Большая протяженность Средней Сибири с севера на юг и нарастание континентальности с запада на восток определили значительное разнообразие растительного покрова, теснейшим образом связанного с распространением талых и мерзлых пород, их температурным режимом, характером обводнения и климатическими условиями.

На территории Средней Сибири с севера на юг последовательно сменяются 5 ландшафтных зон, каждая из которых отличается своим особым набором компонентов природной среды (и особенно растительности): арктическая пустыня, тундра, лесотундра, тайга и лесостепь (рис. 15). Последовательное чередование широтно расположенных ландшафтных зон свидетельствует о преобладающем равнинном характере рельефа территории. На участках горного рельефа (плато Путорана, Тунгусское и Вилюйское плато, Анабарское плоскогорье, кряж Чекановского и горы Бырранга, а также отдельные трапповые массивы) в смене ландшафтных зон и растительности проявляется влияние высотного фактора, когда с ростом высоты происходит обеднение видового состава растительности, выпадение древесных форм, затем кустарников и кустарничков, разреживание наземного мохово-лишайникового покрова вплоть до типичных видов тундр, а на больших высотах — даже арктических пустынь.

Самый север региона — архипелаг Северная Земля и другие острова арктической шельфовой зоны — относят к зоне арктических пустынь, где растительности либо нет совсем и поверхность каменистая, либо она чрезвычайно скудная вследствие очень короткого периода вегетации и суровых геокриологических условий. На участках, не занятых ледниками и снежниками, в короткий период лета среди глыб, щебня и голых комьев земли на обогреваемых солнцем склонах встречаются небольшие подушки зеленых мхов и лишайников [64, 65].

В северной части п-ова Таймыр растительность приурочена к низинам, западинам и нижним частям склонов гор Бырранга, высотой до 200—250 м и распространена в виде подушкообразных куртинок мхов и лишайников. На низких участках среди них стелится полярная ива, поднимаясь над мхом на 2—4 см. Выше этой зоны в горах Бырранга простирается актическая (холодная) пустыня — каменистые и щебенчатые осыпи.

Тундровая зона занимает почти всю Северо-Сибирскую низменность, ее южная граница проходит по Енисею севернее г. Дудинки, южнее пос. Хатанга, вдоль рек Уджа и Бур (см. рис. 15). В тундре выделяются три подзоны: 1) арктическая тундра представлена мохово-осоково-пушициевой растительностью, развитой на увлажненных некаме-

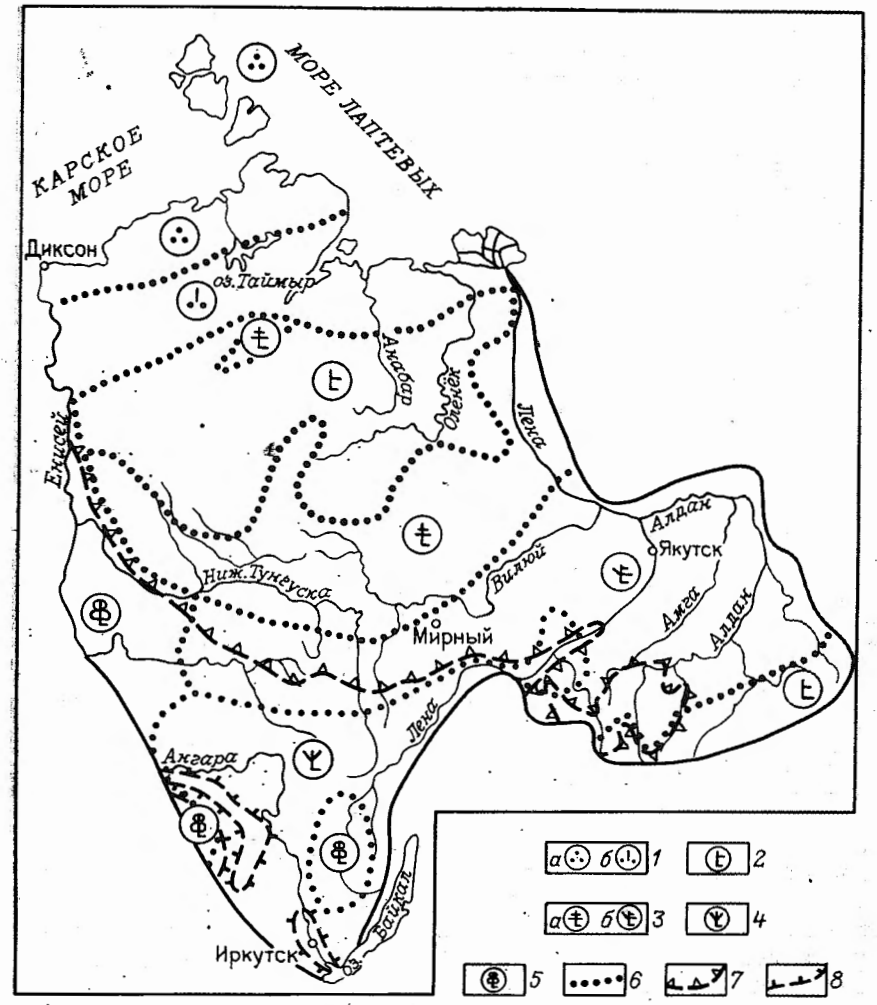


Рис. 15. Геоботанические зоны с преобладающей растительностью Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой:

1 — тундры арктические (*а* — каменистые, *б* — мохово-лишайниковые); *2* — лесотундра (мохово-лишайниково-кустарничковое лиственничное криволесье); *3* — северная тайга (*а* — лиственничное редколесье, *б* — лиственничные редкостойные леса); *4* — средняя тайга (сосново-лиственничные леса); *5* — южная тайга (смешанные березово-пихтово-кедрово-еловые леса); *6* — границы геоботанических зон; *7* — граница северной и южной геокриологических зон; *8* — южная граница криолитозоны

нистых участках с редкими мелкими (до 10—15 см) кустарничками березки тощей и ивы полярной; 2) мохово-лишайниковая тундра с багульником, березкой тощей и ивой полярной. Кустарнички (ерники) составляют основной фон в этой подзоне на повышенных участках с большей, чем под моховыми подушками, глубиной сезонного оттаивания; 3) южная тундра преимущественно кустарниковая. Основной фон в ней составляет березка тощая, развитая преимущественно в долинах, западинах, вокруг озер. К заболоченным участкам и низинам приурочены в основном кустарничковые ивы и по этим элементам рельефа кустарнички проникают далеко к северу. Наиболее благоприятны для произрастания растительности в этой подзоне тундры дренированные прирусловые валы с различными видами ивы высотой до 1 м и более. В южной части подзоны к ним примешиваются даже кусты ольховника. Южнее, почти до широты Полярного круга развита лесотундра — северное редколесье, создающее своеобразные тундро-лесные ландшафты (чередование островов леса и тундры). Сравнительно высокие летние температуры воздуха способствуют проникновению древесной рас-

тительности к северу, особенно по долинам рек. Лесотундровая лесная растительность представлена лиственницей даурской, создающей на севере разреженные криволесья, на юге зоны сменяющиеся заболоченной кочковатой лиственничной лесотундрой.

Северная граница редкостойного лиственничного леса из лиственницы даурской занимает самое северное положение на земном шаре, поднимаясь до 72°10′ с. ш., что почти на 5° севернее, чем в Западной Сибири.

Ландшафты горного плато Путорана и Анабарского плоскогорья группируются в три высотные зоны [64]: редколесий и лесотундр до высоты рельефа 250—400 м на севере и 700—820 м — на юге плато Путорана, 450 м на юге Анабарского плоскогорья; горных тундр до высоты 500 м на севере и 700—1200 м на юге плато Путорана и выше 400 м на склонах и водоразделах Анабарского плоскогорья; арктических пустынь выше 700—1200 м в горах Путорана и выше 450—500 м на вершинах Анабарского плоскогорья.

Таежная зона простирается почти от Полярного круга до южной части Средней Сибири. На ее долю приходится до 75 % всей территории Сибирского плоскогорья. В этой зоне, в соответствии с большой континентальностью климата и проявлением инверсий температур воздуха и пород, в понижениях рельефа условия для произрастания растительности менее благоприятны, чем на возвышенных элементах. В понижениях растительный покров существует в более холодных условиях зимой и летом и подвержен заморозкам в переходные периоды; на возвышенностях и склонах растут более продуктивные и богатые видами леса, особенно на хорошо прогреваемых солнцем и хорошо дренируемых участках.

Вследствие большой протяженности этой зоны с севера на юг и с запада на восток в ее пределах выделяются северная, средняя и южная тайга [65]. При этом на западной окраине Средней Сибири развита в основном смешанная и темнохвойная тайга с подзолистыми почвами и редколесья с глеевыми мерзлотно-таежными почвами. В видовом составе здесь заметно влияние западно-сибирских элементов флоры (кедр, пихта, лиственница сибирская, карликовая береза и др.). Восточная, большая часть этой зоны занята светлохвойной тайгой с преобладанием лиственницы даурской, с палевыми мерзлотно-таежными почвами, на юге с сосновыми лесами и дерново-подзолистыми почвами. Развитая в пределах зоны северная тайга (до широтного течения рек Нижняя Тунгуска и Вилюй) состоит в основном из лиственницы даурской, образующей в зависимости от поверхностных условий лиственничники ерниковые, багульниковые, зеленомошные и беломошные (на сухих участках).

Подзона средней тайги простирается до междуречья Ангары и Катанги (Подкаменная Тунгуска) и представлена лесами из даурской лиственницы с примесью сосны и березы, на сухих опесчаненных почвах произрастают лиственничные и сосновые леса; особенно на склонах южной экспозиции; елово-лиственничные — на склонах северной экспозиции и на траппах. В понижениях рельефа на водоразделах и в долинах развиты ерниковые, осоково-гипновые болота и лиственничники. В западной части зоны, на возвышенностях (выше 400—450 м) и на склонах северной экспозиции, где снег весной задерживается, произрастает смешанная тайга из лиственнично-темнохвойных лесов с ельниками, кедром, березой, в южном направлении в лесах все больше появляется сосны.

В подзоне южной тайги (южная геокриологическая зона) преобладают сосновые и сосново-лиственничные леса на песчаных сухих почвах с глубоким оттаиванием (более 2 м). На траппах и на участках выше 400—450 м сосна обычно сменяется елью, кедром, пихтой, и тайга становится темнохвойной. На востоке полоса южной тайги, а местами и смешанной доходит до долины Лены.

Центральноякутская равнина и Лено-Алданское плато заняты лиственничной тайгой с включением сосновых боров, остепненно-луговых березняков и небольших участков еловых лесов. Повсюду распространены безлесные лугово-степные участки, низменные болота и на востоке, в низовьях р. Вилюй — участки развеваемых песков — тукуланов.

Полоса подтаежных и лесостепных ландшафтов простирается до подошвы Восточного Саяна. Здесь среди сосновых и березовых лесов развиты луговые степи. Большие пространства лесостепной зоны распаханы и заняты посевами сельскохозяйственных культур, многие долины рек с мохово-осоково-разнотравными лугами используют для сенокошения и пастбищ.

Почвенный покров. Так же как и для растительного покрова, для почв Сибири характерна четко выраженная широтная зональность их типов и подтипов на равнинах и вертикальная поясность в условиях горных территорий. Наряду с этим почвенному покрову свойственно проявление определенных черт региональности.

В арктической зоне выделены типы дерново-арктических, болотно-арктических и тундровых глеевых почв, достилаемых многолетнемерзлыми породами на глубине 40—50 см. Дерново-арктические почвы не переувлажнены и характеризуются отсутствием глеевых процессов, слабокислой и близкой к нейтральной реакцией среды, значительным содержанием гумуса и аккумуляцией подвижного железа в верхних горизонтах. Для остальных типов почв зоны характерно переувлажнение и наличие глеевых процессов.

В располагающейся южнее тундровой зоне, включая и лесотундры, распространены тундровые арктические, тундровые глеевые и тундровые глеевые оподзоленные почвы. Все эти почвы характеризуются наличием глеевого горизонта, малой мощностью гумусового горизонта, кислой и слабокислой реакцией среды. Для оподзоленных разновидностей характерно наличие очень маломощного пятнистого подзолистого горизонта.

К востоку от Енисея на широте таежной зоны Западной Сибири расположена обширная восточно-сибирская мерзлотно-таежная область, где распространены своеобразные почвы, развивающиеся в условиях резко континентального климата и увеличенной по сравнению с зоной лесотундры мощностью слоя сезонного протаивания многолетнемерзлых пород. Более половины территории зоны занимает горный рельеф с мерзлотно-таежными почвами, выделенными в настоящее время в классификационных схемах в качестве самостоятельного почвенного типа.

К северной части области приурочены глеево-мерзлотно-таежные почвы с явлениями поверхностной «климатической» оглеенности в результате малого испарения, с очень кислой реакцией, повышенным содержанием подвижных соединений железа в верхних горизонтах и выраженностью интенсивных явлений криогенеза. Мерзлотно-таежные почвы средней части области, развивающиеся в условиях преобладания выпадающих атмосферных осадков над испарением, характеризуются кислой реакцией, признаками слабой оподзоленности или ее отсутствием и наличием надмерзлотного оглеения. Мерзлотно-таежные палевые почвы центральной части Якутии, развивающиеся в районах с преобладанием испарения над осадками, характеризуются нейтральной реакцией, подтягиванием соленых растворов из надмерзлотного слоя к поверхности, иногда наличием в составе поглощающего комплекса небольших количеств обменного натрия, проявлением осолодения.

В лесостепной зоне, занимающей небольшую площадь в регионе, распространены серые лесные почвы, а также выщелоченные и оподзоленные черноземы. Серые лесные почвы, включающие три подтипа, характеризуются мощностью гумусового горизонта от 10—18 см в серых и светло-серых до 35—45 см в темно-серых почвах, содержанием гумуса соответственно от 3—4 до 8—12 %, а также слабокислой реакцией. Выщелоченные и оподзоленные черноземы распространены в Краснояр-

ской и Иркутской лесостепи. Содержание гумуса в них колеблется от 7 до 10 %, а мощность гумусового горизонта, как правило, находится в пределах 55—65 см. Черноземы имеют слабокислую или близкую к нейтральной реакцию.

Почвы пойм и речных долин объединяют различного рода аллювиальные, аллювиально-луговые, лугово-болотные и болотные почвы, свойства которых отражают специфику почв широтных участков природных зон. Почвенные районы долин, пересекающих таежную зону, характеризуются сочетанием песчаных и супесчаных подзолистых почв на приречных валах и террасах с различного рода аллювиальными луговыми и лугово-болотными почвами, имеющими те или иные признаки оподзоливания или глеевого процесса.

Горные сооружения в соответствии с особенностями структуры вертикальной поясности характеризуются развитием горных глеево-мерзлотно-таежных и горных мерзлотно-таежных почв под лиственничными редколесьями. В седловинах развиты комплексы тундровых мерзлотных почв; в редколесном поясе, по межгорным долинам и котловинам — кустарниковые долинные тундры с тундровыми и заболоченными почвами.

Гидрогеологические условия

Современные гидрогеологические условия — результат криогенного преобразования толщ пород и подземных вод на протяжении плейстоцена и голоцена. Следовательно, правильная оценка современных гидрогеологических условий в любой структуре возможна лишь на основе выявления зональных и региональных особенностей развития криолитозоны, предопределивших временную и пространственную неоднородность криогенного преобразования толщ пород и подземных вод.

Фазовый переход «вода—лед» — главный фактор криогенного преобразования гидрогеологических условий в недрах структур. В зависимости от направления развития криогенного процесса преобразование водонасыщенной толщи пород выражается либо ее криогенной цементацией, либо ее криогенным разрушением. В процессе криогенной цементации пород, когда поры, трещины и пустоты заполнены льдом, формируются криогенные водоупоры, полностью изменяющие условия питания, движения и разгрузки подземных вод. В процессе криогенного разрушения количество трещин, наоборот, увеличивается, что приводит к улучшению условий водообмена. Зональные различия условий развития криолитозоны в плейстоцене и голоцене, естественно, отразились на результатах криогенного преобразования гидрогеологических условий, существовавших в различных структурах до начала криогенного периода, и определили их современный облик.

Наиболее существенные устойчивые во времени криогенные преобразования претерпела гидрогеологическая обстановка, сформировавшаяся до начала криогенного периода. На территории северной геокриологической зоны сформировались низкотемпературные (от —2 до —16 °С) мощные (до 600 м) криогенные водоупоры, непрерывно существующие на протяжении десятков и сотен тысяч лет и занимающие 95—100 % площади. В таких условиях располагаются: Таймыро-Североземельская гидрогеологическая складчатая область, Норильский и Путоранский вулканогенные бассейны, Хатангский, Оленёкский, Котуйский, Верхневилюйский, Средневилюйский, Нижнеленский, Лено-Вилюйский, Кемпендяйский и Приленский артезианские бассейны, Анабарский гидрогеологический массив, а также Попигайский и Оленёкский адмассивы. В условиях суровой, устойчивой во времени геокриологической обстановки в первую очередь промерзли породы открытых экзогенных (*д*) и экзогенно-эндогенных (*к*) водообменных систем, расположенных в пределах междуречий (рис. 16), затем породы экзогенных (*в*) и экзогенно-эндогенных фильтрационных водообменных систем,

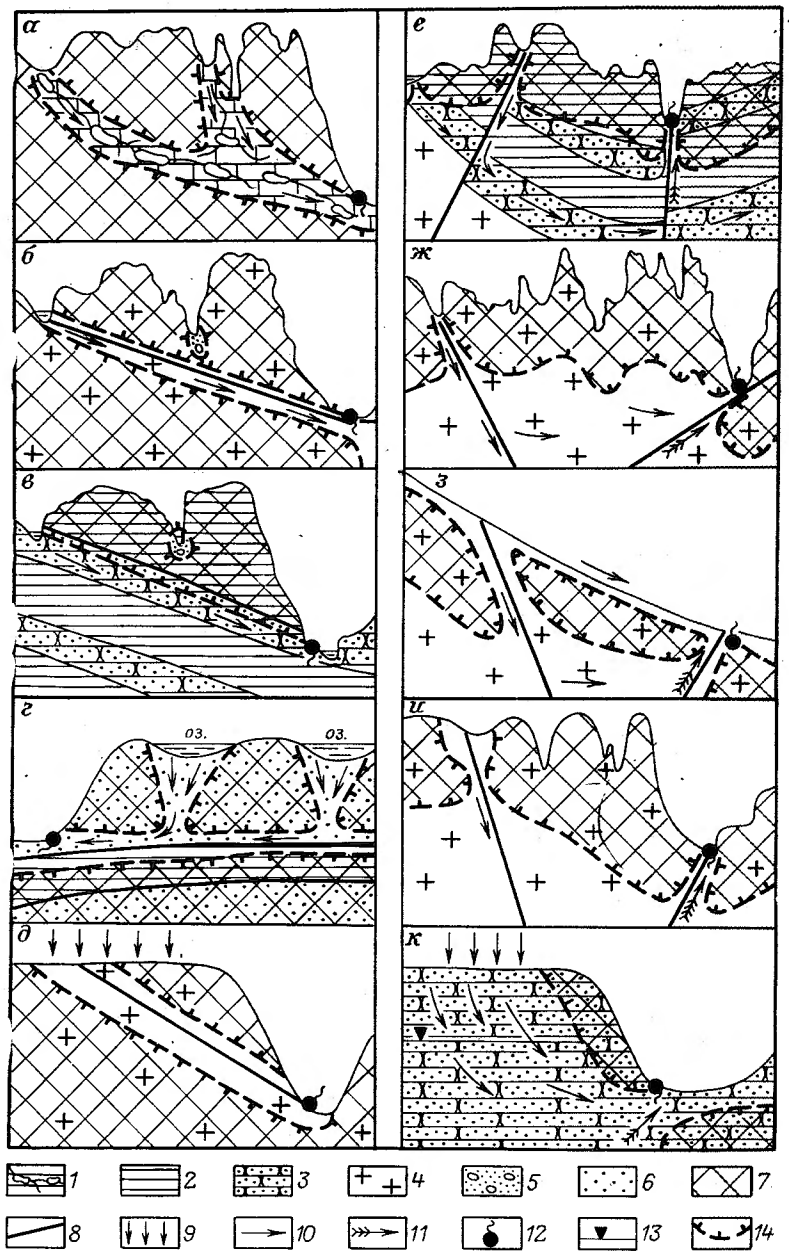


Рис. 16. Вероятные виды открытых водообменных систем подземных вод экзогенного (*а—д*) и экзогенно-эндогенного (*е—к*) типов:

1 — закарстованные карбонатные породы; *2* — сланцы; *3* — песчаники; *4* — кристаллические породы; *5* — галечник; *6* — песок; *7* — многолетнемерзлые породы; *8* — тектонические разломы; *9* — дождевые воды; *10* — нисходящее движение подземных вод; *11* — восходящее движение подземных вод; *12* — источник; *13* — уровень подземных вод; *14* — граница толщи многолетнемерзлых пород

характеризующиеся малым удельным объемом потока. От промерзания сохранились только экзогенные (*а* и *б*) и экзогенно-эндогенные (*ж*, *з*, *и*) водообменные системы, характеризующиеся концентрированным тепловлагопереносом от области питания к области разгрузки, и системы с субаквальными областями питания и разгрузки (*е*, *г*). При этом открытая водообменная система — совокупность водопоглощающих, водопроводящих и водовыводящих таликов с единым процессом тепловлагопереноса. Она характеризуется необратимым переносом воды от области питания к области разгрузки. Экзогенные системы существу-

ют исключительно за счет тепловой энергии Солнца, аккумулированной нисходящим потоком в области питания; экзогенно-эндогенные — за счет тепловой энергии Солнца и тепла из недр Земли, аккумулированного восходящим потоком.

Несмотря на общую суровость геокриологической обстановки, мощность криогенного водоупора, наличие и химический состав подземных вод в разных структурах оказались различными. В Енисейско-Хатангском, Лено-Анабарском, Оленёкском, Котуйском, Верхневилюйском, Средневилюйском, Нижненленском, Кемпендяйском и Приленском артезианских бассейнах, а также в Путоранском вулканогенном бассейне мощность зоны пресных вод (100—200 м) оказалась значительно меньше мощности промороженной части пород. Поэтому в этих бассейнах пресные воды полностью проморожены. Минерализация криометаморфизованных подземных вод, залегающих ниже криогенного водоупора, изменяется от нескольких грамм на литр до 150 г/л, достигая максимальных значений в Оленёкском, Котуйском, Кемпендяйском и Путоранском бассейнах, сложенных палеозойскими соленосными породами. В Енисейско-Хатангском, Лено-Анабарском, Нижне- и Среднеленском, а также Приленском артезианских бассейнах, сложенных с поверхности мощными пресноводными мезозойскими отложениями, минерализация подземных вод, залегающих ниже криогенного водоупора, обычно не превышает 10—35 г/л. Только в центральной, наиболее погруженной части Якутского артезианского бассейна — в Лено-Вилюйском бассейне — в мощной толще песчано-глинистых отложений, несмотря на значительную мощность (до 500—700 м) криогенного водоупора, от промерзания сохранились водоносные комплексы с пресными водами. Минерализация воды в них до глубины 1000—1100 м не превышает 1 г/л.

Большая мощность и незначительная прерывистость криогенного водоупора в сочетании со слабыми неотектоническими движениями предопределили возможность формирования в пределах северной геокриологической зоны особых закрытых криогенных водообменных систем. При этом закрытая водообменная система — часть гидрогеологической структуры, изолированная криогенными водоупорами от источников питания: гравитационное движение подземных вод отсутствует; водообмен происходит на уровне молекулярных процессов (свободная конвекция, фазовые переходы).

Размеры закрытых криогенных структур могут быть самыми различными: от небольших синклинальных складок до больших артезианских бассейнов (рис. 17). Криометаморфизованные воды в таких структурах либо обладают высоким криогенным давлением, либо, наоборот, характеризуются дефицитом пластового давления. Гидрорежимными наблюдениями в глубоких скважинах значительный дефицит пластового давления установлен в Енисейско-Хатангском, Лено-Анабарском и Лено-Вилюйском бассейнах. Установившийся уровень подземных вод залегает на глубинах 80—130 м от устья скважин. Наиболее детально дефицит пластового давления подземных вод изучен на территории Лено-Вилюйского артезианского бассейна, где А. И. Косолаповым он объясняется частичной деградацией снизу криогенных водоупоров. Закрытые системы в небольших по размерам синклинальных складках были обнаружены на территории Лено-Анабарского бассейна. При вскрытии таких структур скважинами сначала наблюдается фонтанирование подземных вод, а затем уменьшение напора и снижение их уровня, со временем уровень устанавливается на глубинах 130—150 м. Дефицит пластового давления подземных вод свидетельствует о весьма затрудненных условиях водообмена в недрах структур и объясняет практически полное отсутствие восходящих источников пресных подземных вод. Восходящие источники соленых вод, выводящие на поверхность отрицательнотемпературные (до —6 °С) подземные воды хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией 100 г/л и более, известны в Ени-

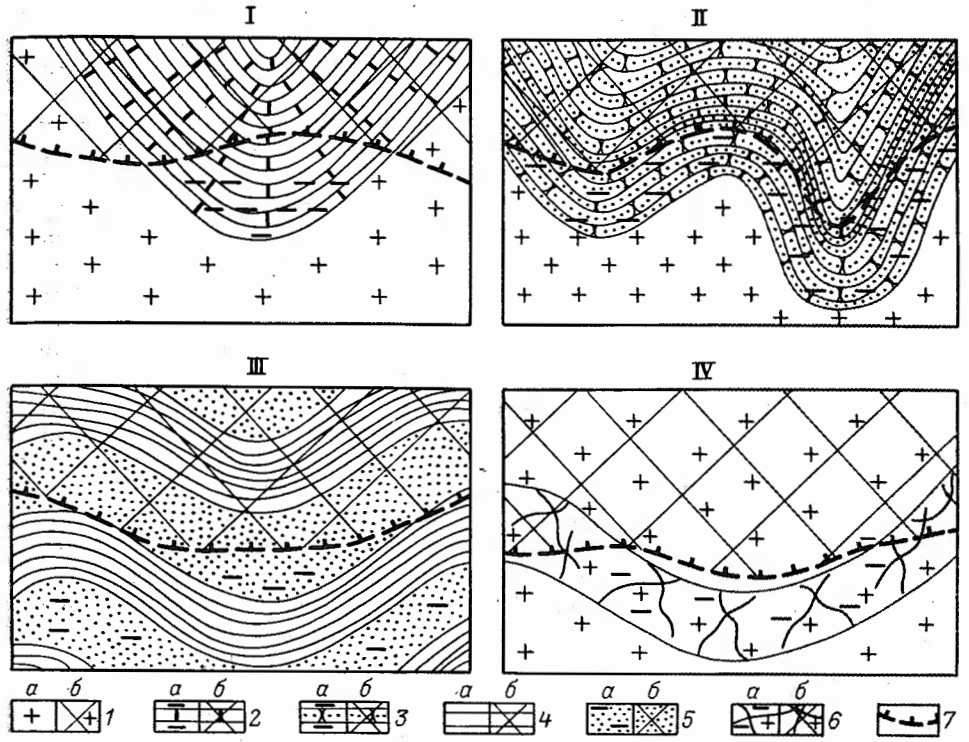


Рис. 17. Схемы формирования закрытых водообменных систем в недрах структур:
I — изолированная складка; II — нижняя часть чехла артезианского бассейна; III — чехол артезианского бассейна при наличии литологических водоупоров; IV — горизонт с повышенной криогенной трещиноватостью пород; *а* — водоносные породы; *б* — многолетнемерзлые породы криогенных водоупоров; *1* — кристаллические породы; *2* — карбонатные породы; *3* — песчаники; *4* — глины; *5* — пески; *6* — горизонт с повышенной криогенной трещиноватостью пород; *7* — граница толщи многолетнемерзлых пород

сейско-Хатангском и Котуйском артезианских, а также в Путоранском вулканогенном бассейнах.

Все сказанное о подземных водах артезианских бассейнов, расположенных в северной зоне, свидетельствует о существенном криогенном преобразовании условий водообмена. Водообмен ограничен даже в структурах, сложенных карбонатными породами. Современный карст развивается преимущественно в днищах долин, участки его развития локальны и приурочены к экзогенным системам (см. рис. 16). Подтверждением сказанному служат исчезающие реки и крупнодебитные источники в бассейнах рек Оленёк и Анабар. Эти водообменные системы, содержащие пресные воды, расположены в пределах междуречий. Они пронизывают лишь часть мерзлого массива, тогда как ниже криогенного водоупора залегают солоноватые и соленые воды или крепкие рассолы. Аналогичные системы изучены и на правобережье р. Вилюй Н. Н. Романовским и др. [73].

В пределах Анабарского массива, Оленёкского и Попигайского адмассивов трещинно-пластовых и пластово-трещинных вод и Таймыро-Североземельской гидрогеологической складчатой области криогенное преобразование существовавшей в этих структурах гидрогеологической обстановки было весьма значительным. Охлаждение водоносных пород до низких температур и на значительную глубину предопределило повсеместное промерзание водоносных пород зоны активного водообмена с пресными водами. В Анабарском гидрогеологическом массиве подземных вод в недрах нет, в Оленёкском и Попигайском адмассивах возможно их незначительное скопление. В структурах Таймыро-Североземельской складчатой области пресные подземные воды повсеместно проморожены, а залегающие ниже мощных (более 300—500 м) криоген-

ных водоупоров подземные воды имеют повышенную минерализацию, которая увеличивается с глубиной до 30—75 г/л.

На территории южной геокриологической зоны расположены Енисейская складчатая область, Алданский гидрогеологический массив, а также Вельминский, Нижне-Тунгусский, Чонский, Канский, Мурский, Окино-Непский, Иркутский, Лено-Киренгский, Нюйско-Джербинский, Березовский, Амгинский, Учуро-Майский артезианские бассейны.

В структурах южной зоны гидрогеологическая обстановка на протяжении плейстоцена и голоцена неоднократно и существенно изменялась. В холодные эпохи в бассейнах формировались мощные низкотемпературные криогенные водоупоры, сильно изменявшие условия питания, транзита и разгрузки подземных вод. В зависимости от мощности и прерывистости криогенного водоупора изменялась емкость бассейна, характер и мощность гидродинамических и гидрохимических зон. В наиболее суровые эпохи плейстоцена структуры южной зоны по условиям водообмена были схожи с современными структурами северной зоны. В теплые эпохи криогенные водоупоры полностью или почти полностью протаивали, расширялся видовой состав водообменной системы, увеличивалась емкость структур и мощность зоны пресных вод. Гидрогеологические условия, близкие к современным, по существу сформировались в эпоху термического оптимума голоцена — в эпоху наиболее значительного протаивания криогенных водоупоров плейстоценового возраста.

Многократное замерзание и таяние воды в порах и трещинах привело к формированию обводненных горизонтов с повышенной криогенной трещиноватостью на всех элементах рельефа.

Современная гидрогеологическая обстановка в различных структурах южной зоны в основном определяется неоднородностью развития криогенного процесса во вторую половину голоцена. Он протекал в сравнительно несуровых климатических условиях, обусловивших возможность формирования высокотемпературных (от 0 до —2 °С) маломощных (от 0 до 100 м, реже более) криогенных водоупоров, имеющих прерывистое и островное распространение. В такой сравнительно несуровой, крайне мобильной во времени геокриологической обстановке от промерзания сохранились породы практически во всех водообменных системах. В геолого-геоморфологических условиях, оптимальных для инфильтрации дождевых вод, не промерзали даже экзогенные водообменные системы, имеющие субаэральные области питания и разгрузки. Криогенные водоупоры сформировались в породах с низкой и весьма низкой проницаемостью. Поэтому роль криогенных водоупоров в преобразовании условий водообмена в недрах структур невелика, а роль криогенной дезинтеграции пород на всех элементах рельефа и в недрах структур — значительна. В связи с этим области питания и области разгрузки подземных вод располагаются на всех элементах рельефа.

ГЛАВА 3

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕГОДОВЫХ ТЕМПЕРАТУР ПОРОД И ГЛУБИН СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ И СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ

Закономерности формирования среднегодовых температур пород

Распространение многолетнемерзлых пород и устойчивость их существования в верхней 20-метровой «грунтовой толще» (по Е. М. Сергееву) в настоящее время имеют большое значение для выявления тенденции развития криогенного процесса на огромной территории Средней Сибири и выбора принципа строительства и в целом методов ее освоения. Об устойчивости криогенного процесса и степени его изменения в пределах каждого участка Средней Сибири позволяет судить среднегодовая температура пород на глубине годовых нулевых ее колебаний ($t_{ср}$). Эта температура легко определяется по режимным наблюдениям в скважинах и может быть получена расчетом по формулам, учитывающим влияние основных природных факторов и в том числе теплопоток из недр Земли. В последнем случае необходимо установление связи среднегодовой температуры пород с климатическими, ландшафтными, грунтово-влажностными условиями и рельефом, отличающимися в пределах каждого обособленного региона и участка Средней Сибири. Установление роли каждого фактора природной среды в формировании среднегодовой температуры пород служит затем основанием для анализа и составления прогноза изменения $t_{ср}$ в результате освоения территории, которое неизбежно сопровождается изменением мерзлотообразующих природных условий. Большая протяженность Средней Сибири с запада на восток и с юга на север приводит к существенным особенностям формирования среднегодовых температур пород в различных ее частях.

Температурный режим горных пород в пределах слоя годовых колебаний температур определяется структурой радиационно-теплового баланса поверхности, тепловым влиянием наземных покровов (снег, растительность, вода), теплопотоком из недр Земли, а также тепломассопереносом в массиве пород. Поэтому, по В. А. Кудрявцеву [60, 61], формирование температурного режима в горных породах есть процесс геофизический и при его изучении необходимо учитывать как теплофизическую сторону, так и геологическую среду и географическую обстановку, в которой он протекает. Эта взаимосвязь может быть установлена на основе изучения радиационно-теплового баланса на поверхности почвы и зависимости от него среднегодовой температуры пород. Однако наблюдения за радиационными составляющими на территории Средней Сибири немногочисленны, поэтому при определении температурного режима пород целесообразнее пользоваться наиболее массовыми данными климатических показателей, получаемых метеорологическими станциями: температурой воздуха, поверхности, почвы до глубины 2,8—3,2 м, количеством осадков, влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, мощностью и плотностью снега на открытых площадках и в лесу.

С учетом этих данных среднегодовая температура на поверхности земли (на границе с атмосферой) определяется среднегодовой температурой воздуха $t_в$ с учетом радиационной поправки: $t_0 = t_в \rightarrow \Delta t_R$. В пределах Средней Сибири среднегодовые температуры воздуха на всех элементах рельефа имеют преимущественно отрицательные значения (см. рис. 12), что уже свидетельствует о почти повсеместной возможности формирования многолетнемерзлых пород. Наиболее высокие значения $t_в$ (от —0,5 до —1,5 °С) характерны для самого юга Средней Сибири, где развиты талые породы, но уже в районе Братского водохранилища и в долине Ангары $t_в$ понижается от —3 до —4,5 °С. Далее на север $t_в$ понижается на границе южной и северной геокриологической зон от —6,9 до —8,9 °С, на широте Полярного круга от —10,4 до —13,1 °С, на северном побережье п-ова Таймыр от —12,6 до —14,5 °С, на арктических островах от —13,6 до —14,5 °С. На широтную зональность среднегодовых температур воздуха накладывается влияние западного переноса влажных атлантических ветров, отклоняющих к северу широтные значения $t_в$. Например, на широте Полярного круга среднегодовая температура воздуха на Енисее близка к —8 °С, а в долине Лены к —11 °С (см. рис. 12). Таким образом, основная закономерность в формировании температурного режима пород связана с закономерностью формирования среднегодовых температур воздуха. Наибольшая изменчивость $t_{ср}$ воздуха характерна для области редкоостровного распространения мерзлых пород; по мере приближения к границе северной и южной зон изменчивость $t_в$ существенно уменьшается.

Таблица 5

Распространение многолетнемерзлых (ММП) и сезонномерзлых (талых и немерзлых) пород на территории Средней Сибири

Зоны			Подзоны		Площади, занимаемые ММП, %	Среднегодовая температура пород, °С	Тип сезонного оттаивания (I зона) и сезонного промерзания (II зона) по устойчивости процесса
I	Многолетняя криолитозона (область сезонно- и многолетнемерзлых пород)	Северная (сплошное распространение ММП)	Северная часть	Сплошное распространение ММП	Более 95	Ниже 10	Арктический и полярный
						От —5 до —10	Устойчивый
						От —3 до —5	Длительно устойчивый
			Южная часть	Преимущественно сплошное распространение ММП	90—95	От —0,5 до —3	Переходный, полупереходный и длительно устойчивый
		Южная (несплошное распространение ММП)		Прерывистое распространение ММП	75—90	От 0,5 до —2	Переходный и полупереходный
				Массивно-островное распространение ММП	25—75	От 1 до —1	
				Островное и редкоостровное распространение ММП	Менее 25	От 2 до —0,5	
II	Сезонная криолитозона (область сезонномерзлых пород)		Северная часть	Сплошное распространение талых пород	0	От 0,5 до 2	Тот же

На эту основную зональную закономерность накладывается влияние остальных факторов — региональных. Радиационная поправка, повышающая $t_в$ на поверхности по сравнению с $t_в$ на высоте 2 м, приводимой в климатических справочниках, показывает разницу между радиационным выхолаживанием поверхности и ее инсоляционным нагреванием и в Средней Сибири изменяется в среднем от 0,5 до 1,5 °С (табл. 5).

На поверхности почвы (под снежным, растительным и водным покровами) среднегодовая температура пород формируется под влиянием покровов, в основном повышающих среднегодовую температуру поверхности на границе с атмосферой: $t_п = t_0 + \Delta t_{сн} \pm t_р + \Delta t_{вод}$.

Снежный покров почти на всей территории Средней Сибири действует на почву отепляюще, повышая температуру на границе с атмосферой. Его изменение в пределах Средней Сибири показано на рис. 14,

где видно, что среднемноголетняя его мощность изменяется от первых двух-трех десятков сантиметров в районах недостаточного увлажнения с резко выраженным антициклональным режимом погоды до 40—60 см на территории влажных и избыточно влажных зон (см. рис. 15) Средней Сибири. На схематической карте распределения снежного покрова видно, что западная половина Средней Сибири характеризуется существенно большей (в 2 раза и более) мощностью снежного покрова. Наибольшая мощность (более 60 см) снега характерна для высоких плато Путорана и гор Бырранга; в последних большая мощность снега и низкие $t_в$ способствуют развитию горно-долинного оледенения.

Отепляющее влияние снега можно рассчитать по формуле В. А. Кудрявцева [60, 61], для номографирования записанной в виде $\Delta t_{сн} = \Delta A_{сн} = A_в(1-1/f)$. При этом значение выражения $(1-1/f)$ представлено в табличной форме, что позволяет применять данный метод в экспресс-расчетах, пользуясь определениями высоты и плотности снега по метеосправочникам.

Влияние снежного покрова в Центральной Якутии оценивается в 2—3 °С, на приенисейских равнинах в 5—7 °С, на приленских в 3—5 °С, на арктическом побережье и на п-ове Таймыр в 3—4 °С. Снятие снега (даже частичное) в строительный и эксплуатационный периоды может существенно понизить среднегодовую температуру пород, вызвать промерзание таликов, формирование техногенных наледей и т. д. Аномально большие мощности снега в местах их скопления, задерживающиеся на поверхности и в летнее время, препятствуют как прогреванию пород и их оттаиванию, так и понижению температур. Суммарный эффект такого длительного воздействия на юге региона приводит к промерзанию пород и формированию мерзлоты, на севере может привести к повышению температур и формированию чаши протаивания.

Влияние растительного покрова на температурный режим пород неоднозначно и проявляется через изменение структуры радиационно-теплового баланса поверхности [61, 62], теплоизолирующих свойств мохово-растительного слоя, распределения и свойств снежного покрова и влагообмена между атмосферой и почвой. В случае полного удаления растительности его влияние на температуру воздуха не проявляется, а учитывается только изменение альбедо поверхности. Лес отепляет грунт в северных районах (на 1—2 °С) и, как правило, охлаждает (за счет затенения поверхности) в южных районах. Травяной покров практически мало влияет на формирование среднегодовой температуры пород, а мохово-лишайниковый покров является охлаждающим фактором, понижающим температуру грунта особенно в южных районах с высокими $t_{ср}$ воздуха за счет того, что теплопроводность его летом (в воздушно-сухом состоянии) в 5—6 раз меньше, чем зимой (во влажном промерзшем состоянии).

Заболоченность поверхности существенно сказывается на формировании температурного режима пород. При наличии открытых озер и чаш воды заболоченность влияет отепляюще вследствие прогрева верхней части отложений путем конвекции воды. Поэтому радиационная поправка к среднегодовой температуре поверхности может составлять 1—2 °С. При сплошном мохово-осоковом покрове заболоченность является охлаждающим фактором, но не превышает 1 °С на юге и 0,5 °С на севере территории. Водонасыщенный мохово-осоковый покров при любой высоте снега является охлаждающим фактором, что приводит к формированию мерзлых пород на заболоченных заторфованных участках южной геокриологической зоны при отсутствии их на сухих дренированных участках в пределах одного района.

Среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного оттаивания отличается от температуры на поверхности, так как испытывает воздействие фильтрующихся в грунт летних осадков и разницы в теплопроводности грунта в талом и мерзлом состоянии. Поэтому сред-

негодовая температура на подошве слоя сезонного протаивания (или промерзания) пород равна

$$t_\xi = t_п \pm \Delta t_\lambda + \Delta t_{ос} + \Delta t_{кп} - \Delta t_{гл},$$

где Δt_λ и $\Delta t_{ос}$ — соответственно поправки к температуре на поверхности почвы за счет влияния изменения теплопроводности пород при промерзании и оттаивании (температурная сдвижка) и за счет влияния инфильтрации атмосферных осадков; $\Delta t_{кп}$ — поправка за счет конденсации паров воды в крупнообломочных породах; $\Delta t_{гл}$ — поправка за счет влияния гольцового льда в крупноглыбовых отложениях [60, 61].

Изменение теплопроводности пород при переходе из талого в мерзлое состояние и наоборот наибольшее во влажных суглинистых и супесчаных оторфованных грунтах, вследствие чего на таких участках среднегодовая температура пород понижается за счет температурной сдвижки на 1,5—2 °С. При близком залегании к поверхности коренных пород и при хорошем дренаже поверхности водоразделов температурная сдвижка невелика и понижение среднегодовой температуры не выходит за пределы 0,5—1 °С.

Влияние инфильтрующихся в оттаявший слой летних осадков в Средней Сибири различно в северной и южной геокриологических зонах. Так, на севере северной зоны оно не превышает 0,1 °С вследствие короткого лета с низкими температурами воздуха и моросящими дождями; в южной части северной зоны оно увеличивается до 0,5—1 °С и на западе Средней Сибири — до 1,5 °С. Наибольшее отепляющее влияние летних осадков установлено для Северного Приангарья и Южной Якутии — 1,5—2 °С. Конденсация паров воды в крупнообломочных отложениях интенсивнее проявляется на южных склонах, а также на водоразделах с инверсионным распределением температур воздуха. За счет отепляющего влияния конденсации среднегодовые температуры пород на водоразделах повышаются в среднем на 0,5—0,7 °С в южной зоне; в северной зоне и на высоких водоразделах это влияние уменьшается и севернее Полярного круга практически не проявляется.

Влияние курумов с гольцовым льдом на формирование среднегодовой температуры пород проявляется на склонах с крупноглыбовыми отложениями и оценивается в долине р. Вилюй, на отрезке между реками Большая и Малая Ботуобия в 3—5 °С [37]. Курумы со льдом существенно понижают среднегодовую температуру пород на севере южной геокриологической зоны и в южной части северной зоны. К северу это влияние уменьшается до 1—2 °С, на юге оно существенно проявляется на северных склонах, формируя мерзлоту там, где на южных склонах она уже отсутствует.

Температуры пород на глубине годовых нулевых амплитуд, обычно измеряемые в скважинах и принятые в качестве среднегодовых ($t_{ср}$), отличаются от среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) t_ξ тем больше, чем больше градиент температуры в мерзлой (талой) толще и чем больше разница между глубиной сезонного оттаивания (промерзания) и глубиной подошвы слоя годовых колебаний температур. Эта разница глубин существенно зависит от амплитуды температур на поверхности пород (A_0) и покровов ($A_п$) и определяется подобно среднегодовой температуре пород [60, 61] по формулам $A_п = A_в + \Delta A_R$; $A_0 = A_п - \Delta A_{сн} - \Delta A_р - \Delta A_{вод}$, при значении A_0, равном половине метеорологической амплитуды. Амплитуды температур воздуха в пределах Средней Сибири формируются под влиянием антициклонального режима погоды и инверсионного распределения температур воздуха (см. рис. 13). На карте видно, что для всей территории характерны преимущественно резко континентальный и особо резко континентальный температурные режимы воздуха, с которыми связана большая глубина (15—18 м) годовых колебаний температур; лишь в горных районах и на арктических островах температурный режим становится континентальным и умеренно континентальным с уменьшением глуби-

ны годовых колебаний температур до 10—12 м. При градиенте 2 °С/100 м это отличие на 10—15 м глубины составляет 0,2—0,3 °С. На Сибирской платформе, где градиенты редко превышают 1,5 °С/100 м, а $t_{ср}$ пород имеют низкие значения, эта разница температур t_ξ и $t_{ср}$ не является существенной.

Ниже подошвы слоя годовых колебаний температур (глубже 10—20 м в зависимости от состава пород) среднегодовые температуры пород изменяются под влиянием средне- и длиннопериодных колебаний климата и тепла земных недр, характеризуемого величиной геотермического градиента, для Средней Сибири в основном 1—2 °С на 100 м. В верхних горизонтах грунта градиенты отличаются от равновесных, так как отражают многолетнее изменение температуры поверхности в результате либо колебаний климата, либо техногенных воздействий. При многолетнем понижении температуры поверхности градиенты больше равновесных, при многолетнем повышении — меньше. Анализ фактических данных по метеостанциям показывает, что повышение температур к подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) наблюдается чаще, чем понижение. Например, по Красноярскому краю понижение до подошвы слоя сезонного оттаивания наблюдается в 8 случаях из 20, а по Якутии — в 8 из 17.

Суммарное влияние основных факторов природной среды при формировании среднегодовых температур пород на каждом конкретном участке свое, в результате чего складывается региональная картина пространственной изменчивости среднегодовых температур пород, распространения многолетнемерзлых пород и таликов.

Распространение многолетнемерзлых пород и таликов

Огромная протяженность Средней Сибири с юга на север, своеобразие орографического, геологического, тектонического, гидрогеологического строения, ландшафтной и климатической обстановок, а также неоднородность развития криогенного процесса в голоцене обусловливают особенности распространения в ее пределах многолетнемерзлых и талых горных пород.

Распространение с поверхности мерзлых и талых пород подчинено геокриологической широтной зональности и высотной поясности теплообмена горных пород с атмосферой и их изменению в голоцене вплоть до современности.

Прерывистость распространения многолетнемерзлых пород в плане связана в основном с развитием радиационно-тепловых и подводно-тепловых таликов, по Н. Н. Романовскому [75], водно-тепловых гидрогенного класса, по С. М. Фотиеву [85]. Эти талики, сформировавшиеся в климатический оптимум голоцена под влиянием солнечного тепла и тепла инфильтрующихся дождевых вод, были распространены на всей южной половине Средней Сибири примерно до границы современных южной и северной геокриологических зон. При этом именно здесь в соответствии с широтным поступлением солнечной радиации, влиянием секториальности и континентальности климата протаивание мерзлых пород с поверхности в эпоху термического максимума голоцена было наибольшим в связи с наименьшей здесь для Средней Сибири мощностью толщи мерзлых пород, их сравнительно высокими отрицательными температурами, меньшей влажностью (льдистостью) вследствие неоднократного оттаивания и, следовательно, меньшими запасами холода в толще. В соответствии с широтной зональностью поступления солнечной радиации распространение радиационно-тепловых таликов уменьшалось от южных границ Средней Сибири к северу, а севернее современной границы южной и северной зон их распространение было весьма ограниченным и связывалось с особо благоприятными условиями для их формирования (опесчаненный состав, малая влажность отложений,

большое количество инфильтрующихся осадков, большая мощность снежного покрова и др.).

В позднеголоценовую эпоху в результате похолодания условия существования радиационно-тепловых (водно-тепловых, по С. М. Фотиеву) таликов ухудшились, и началось промерзание оттаявших ранее пород и сокращение площади таликов. При этом в соответствии с широтной зональностью теплообмена промерзание было наибольшим по площади и глубине в зоне современной границы южной и северной зон и уменьшалось к югу вплоть до полного исчезновения.

Севернее современной границы южной и северной зон в эпоху термического максимума голоцена в ленском секторе платформы сквозные талики не формировались вследствие большой мощности криолитозоны, а оттаивание мерзлых пород с поверхности происходило в особо благоприятных условиях и на небольшую глубину, например на правобережье р. Вилюй в трещиноватых породах ордовика и в песчаных массивах низовьев р. Вилюй, видимо, не превышающую нескольких десятков метров, под термокарстовыми озерами, регионально сформировавшимися в этот период; талики в мерзлой толще достигали 60—80 м и более. В позднеголоценовое время в большинстве случаев произошло смыкание вновь подмерзших толщ с плейстоценовыми, а на остальных участках — сокращение слоя сезонного оттаивания.

В настоящее время условия формирования сквозных таликов севернее границы северной зоны крайне неблагоприятны вследствие низких среднегодовых температур и очень большой мощности криолитозоны. В такой устойчивой геокриологической обстановке сквозные подрусловые талики развиты весьма локально, как, например, под руслами Лены и Енисея, на отдельных участках русел в низовьях рек Вилюй, Алдан и низовьях рек плато Путорана, а также сквозной подозерный талик под таким крупным озером, как Ессей площадью 238 км². На остальной территории северной зоны развиты в основном несквозные подозерные и подрусловые талики и в особых условиях (на песчаных грядах — тукуланах в низовьях р. Вилюй) — несквозные радиационно-инфильтрационные. Мощность несквозных подрусловых таликов определяется водностью реки, соотношением глубины реки и толщины льда, характером подруслового стока в зимний период.

Южнее северной геокриологической зоны возможность формирования и существования сквозных таликов резко возрастает к югу. Это связано с тем, что на огромной территории юга Средней Сибири после оттаивания плейстоценовых мерзлых толщ их промерзание в позднеголоценовое время происходило не повсеместно. В сравнительно несуровой климатической обстановке позднего голоцена от многолетнего промерзания сохранились талики: 1) инфильтрационные — на участках с оптимальными условиями для инфильтрации дождевых вод на хорошо дренируемых междуречных плато, сложенных трещиноватыми или закарстованными породами; 2) радиационные (инсоляционно-радиагенные, по С. М. Фотиеву) — на участках, где при естественной высоте снежного покрова тепла солнечной радиации достаточно для предохранения пород от многолетнего промерзания; 3) подозерные; 4) подрусловые и пойменные. Наиболее благоприятными условиями для формирования многолетнемерзлых толщ в позднем голоцене являлись заторфованные днища оврагов и долины мелких притоков, крутые затененные участки склонов с развитыми курумами, нижние затененные части склонов щебнисто-суглинистого состава, тыловые швы террас с оторфованными суглинистыми отложениями и др. На междуречьях формирование мерзлоты в позднем голоцене было возможным на участках нефильтрующих пород (глинисто-суглинистые отложения на мергелях), на участках затененных заторфованных отложений и на участках выше потолка инверсии температуры воздуха.

Таким образом, на территории Средней Сибири по распространению многолетнемерзлых пород четко выделяются две зоны: северная зона

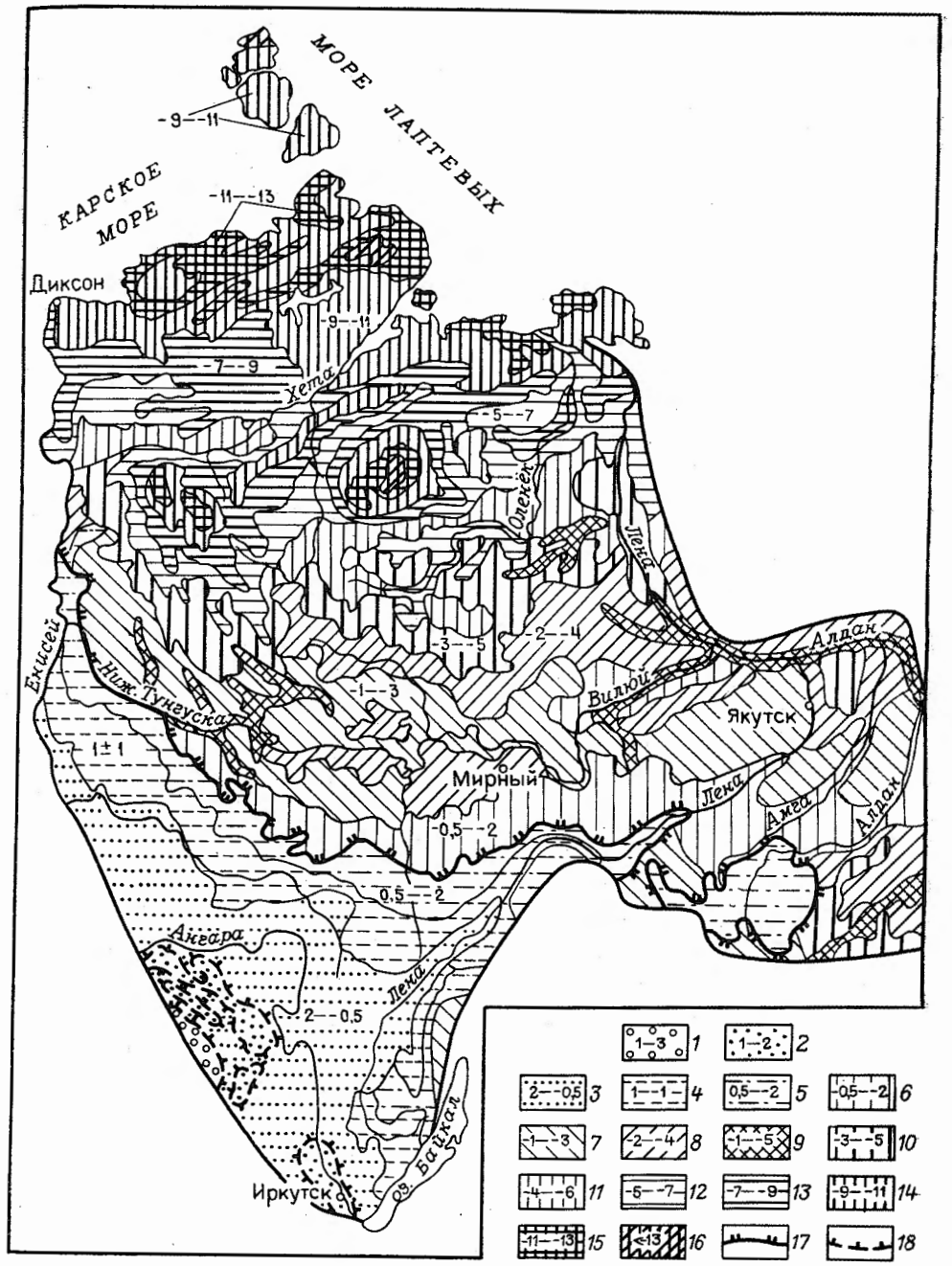


Рис. 18. Карта среднегодовых температур пород и ледниковых покровов на территории Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой:
1—16 — среднегодовые температуры пород, °С; *17* — граница северной и южной геокриологических зон; *18* — южная граница распространения многолетнемерзлых пород

сплошного распространения мерзлых толщ и южная — несплошного. Последняя по соотношению площадей мерзлых и талых пород подразделяется на три подзоны: прерывистого распространения мерзлых пород, где по площади мерзлые толщи могут занимать 75—90 %; массивно-островного распространения, где они занимают от 25 до 75 % по площади зоны и островного и редкоостровного распространения, где мерзлые острова по встречаемости и занимаемой площади уменьшаются к югу от 25 % до полного отсутствия (см. табл. 5). На юге Средней

Сибири на междуречьях Приангарского плато и в низовьях Ангары развиты талые породы с сезонномерзлым слоем (рис. 18). Из табл. 5 видно, что каждая зона и подзона многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород характеризуется своим диапазоном преобладающих среднегодовых температур, которые характерны по крайней мере для 50 % территории зоны и подзоны. В целом для южной зоны свойственна тесная связь формирования и распространения мерзлых пород с их температурным режимом. Каждой подзоне этой зоны присуща своя динамичность существования мерзлых и талых пород, определяемая устойчивостью типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания и возможностью перехода среднегодовых температур пород через 0 °С как в результате естественной эволюции среды, так и под влиянием техногенных изменений при освоении территории.

Пространственная изменчивость среднегодовых температур пород

Значительное потепление с поверхности в климатическом оптимуме голоцена на территории Средней Сибири наблюдалось до южных границ Анабарского плоскогорья и в южной зоне привело почти к полному оттаиванию плейстоценовых мерзлых толщ, а в северной зоне, в ее южной части — к локальному формированию несквозных таликов, еще севернее, за пределами долины р. Вилюй — к повышению низких среднегодовых температур пород на 10 °С [5] в пределах их отрицательных значений.

В результате позднеголоценового похолодания на территории Средней Сибири сформировалась современная геокриологическая обстановка, резко различная в южной и северной геокриологических зонах. Так, в северной зоне она характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород с низкими среднегодовыми температурами (от минус 2—3 до минус 13—15 °С) с устойчивыми типами мелкого, на юге зоны — среднего по глубине сезонного оттаивания. В южной зоне многолетнемерзлые породы по распространению возрастают от отдельных островов к массивам мерзлых пород различных размеров, среднегодовые температуры которых понижаются соответственно от 0 до минус 1—2 °С. Массивы талых пород, наоборот, к северной зоне уменьшаются по площади и по встречаемости, среднегодовые температуры их соответственно понижаются от 3—2 до 0 °С. Южная зона характеризуется неустойчивыми переходными и полупереходными средними и глубокими типами сезонного промерзания и сезонного оттаивания. В целом для Средней Сибири характерен большой и преимущественно отрицательный диапазон среднегодовых температур пород от +3 до —15 °С, возможно, и ниже (см. рис. 18), характеризующий степень устойчивости процесса теплообмена на поверхности, при преобладании мерзлых пород над талыми.

Изменчивость среднегодовых температур пород в пределах одного участка достаточно велика, так как даже непродолжительное по времени (один—три года) изменение одного из факторов природного комплекса может влиять на $t_{ср}$ пород как в сторону повышения, так и понижения на величину до 1 °С. Данные полевых исследований показывают, что суммарное влияние на $t_{ср}$ пород изменений местных факторов в пределах участков с однородными природными условиями редко выходит за пределы 2 °С. Поэтому на каждом крупном элементе рельефа $t_{ср}$ в соответствии с природной изменчивостью характеризуются интервалом значений, изменяющихся через 1, 1,5 и через 2 °С в зависимости от степени однородности условий формирования $t_{ср}$.

В соответствии с современной широтной зональностью и высотной поясностью поступления солнечной радиации и с региональными ландшафтно-климатическими и грунтово-влажностными условиями на территории Средней Сибири выделяются область распространения многолетнемерзлых пород — многолетняя криолитозона (с выделением в ее

пределах южной и северной геокриологических зон) и область распространения сезонномерзлых (талых) пород (см. табл. 5).

Область талых пород на территории региона представлена небольшими участками между юго-западной границей региона и долиной р. Оны. В ее пределах формируются наиболее высокие для Средней Сибири среднегодовые температуры пород — от 1 до 3 °С, местами до 4 °С и выше. В формировании положительных температур пород наблюдается следующая закономерность: температуры от 4 °С и выше формируются на сухих пологовыпуклых водоразделах, поросших сосновым, сосново-лиственничным и сосново-березовым лесами с разнотравным наземным покровом на хрящеватых среднетаежных почвах. Снежный покров составляет 30—35 см, летние осадки легко фильтруются в почву, не создавая заболоченности. Многие участки распаханы и в летнее время хорошо прогреваются, что приводит к повышению среднегодовых температур на 1—2 °С по сравнению с залесенными участками. На юге Средней Сибири инверсия температур воздуха, развитая в долинах, в пределах области распространения талых пород не приводит к формированию отрицательных $t_{ср}$.

Талые породы существуют и на водоразделах севернее долины р. Оны, в южной геокриологической зоне до границы с северной геокриологической зоной. В соответствии с изменением к северу ландшафтных условий (понижение $t_{ср}$ воздуха до —3, —5 °С, увеличение влажности пород и заболоченности поверхности, выполаживание рельефа, увеличение доли лиственницы в составе леса и др.) температура пород на водоразделах понижается. Сначала это проявляется на участках небольших понижений и седловин, где рыхлые отложения заиливаются, а к разнотравью начинают примешиваться мхи, затем и на ровных междуречных пространствах, где древесная растительность становится гуще за счет подлеска и кустарника, где затененность и замшелость почвы возрастают, а снежный покров под древесным ярусом уменьшается. В результате среднегодовые температуры пород на водоразделах к границе южной и северной зон понижаются: талых почти до 0 °С, мерзлых до —1 °С и ниже. Однако в благоприятных условиях высокотемпературные талые породы (до 2—4 °С) небольшими массивами (до 1—3 км²) встречаются даже на широте г. Братска, где элювиально-делювиальные супесчаные отложения на породах ордовика характеризуются небольшой влажностью (15—20 %), леса в основном высокоствольные сосновые, на поверхности развита сухая хвойная подстилка с редким брусничником и разнотравьем.

На юге южной геокриологической зоны мерзлота начинает появляться в днищах мелких ручьев на заторфованных участках и затененных замшелых логов с суглинистыми отложениями, а также на участках крутых наветренных склонов северных экспозиций. Среднегодовые температуры пород становятся отрицательными и редко бывают ниже —1 °С при мощности многолетнемерзлых пород до 10—15 м. Территории, где мерзлые породы слагают существенно меньшую часть их площади (примерно 25 % или менее), относятся к подзоне редкоостровного распространения мерзлых пород (см. табл. 5, рис. 18). По долине Енисея эта подзона протягивается далеко на север, почти до устья р. Нижняя Тунгуска, а на востоке она опускается на юг до впадения р. Киренги в Лену.

Подзона островного распространения мерзлых пород с преобладающими $t_{ср}$ от +1 до —1 °С в силу неустойчивости формирования температурного режима не является однородной по территории в связи с наличием локальных участков с суровыми природными условиями и низкими $t_{ср}$ пород (до —2 °С на выположенных, заболоченных и заторфованных междуречных пространствах с суглинистым рыхлым покровом) и с мягкими природными условиями, в которых $t_{ср}$ талых пород близки к 2 °С (на сухих песчано-супесчаных участках с произрастанием сосновых лесов). Закономерным в этой подзоне является воз-

растание инверсионности климата и геокриологических условий в глубоковрезанных долинах рек.

В расположенной севернее подзоне массивно-островного распространения мерзлых пород природные условия более благоприятны для формирования отрицательных температур пород, чем для положительных. Поэтому и положительные и отрицательные $t_{ср}$ пород понижаются и в основном укладываются в интервал значений от +0,5 до —2 °С. Для этой геотемпературной подзоны геокриологические условия сходны и в долинах и на водоразделах, так как последние, по существу, являются плоскими междуречными пространствами, которые плавно без резких границ переходят в верховья долин ручьев и рек. Среднегодовые температуры до 1 °С и редко выше формируются здесь на юго-западных склонах хорошо дренированных холмов и гряд с сосново-лиственничным лесом, в долинах мерзлота становится сплошной, а температуры понижаются до —2 °С и ниже. Подзона прерывистого распространения многолетнемерзлых пород характеризуется увеличением их площади и значительным уменьшением площади талых пород, которые могут существовать здесь в исключительно благоприятных для этого условиях (молодые голоценовые песчаные террасы рек, промытые трещиноватые зоны и массивы пород, инфильтрующие дождевые воды, русла непромерзающих водотоков) с $t_{ср}$ не выше 0,5, редко до 1 °С. В глубоких долинах с инверсионным распределением температур воздуха многолетнемерзлые породы на участках крупноглыбовых курумов с гольцовым льдом могут быть более низкотемпературными (—3 °С и ниже).

Для всех трех подзон южной зоны отмечается существенное нарушение широтной зональности в формировании температурного режима пород. Усилившийся в климатический оптимум голоцена перенос воздушных масс с запада привел к более глубокому на севере оттаиванию пород в пределах Приенисейской части Средней Сибири по сравнению с Приленской частью. Позднеголоценовое промерзание сохранило эту закономерность, в результате чего граница южной и северной геокриологических зон на Енисее достигает 66° с. ш., а в долине р. Нижняя Тунгуска у пос. Непа опускается к югу почти до 60° с. ш. Поэтому границы всех трех подзон южной геокриологической зоны протягиваются с северо-запада на юго-восток, среднегодовые температуры пород в которых понижаются по направлению к зоне сплошного распространения мерзлых толщ. Также аномальна по температурному режиму и широтная часть долины Лены, по которой среднегодовые положительные температуры пород прослеживаются далеко на восток, вплоть до впадения в нее р. Киренги, где они составляют 0—1,6 °С. Мерзлые породы в зоне влияния реки характеризуются среднегодовыми температурами от 0 до —1 °С, по мере удаления от нее, повышения элементов рельефа, увеличения заболоченности и заторфованности поверхности отрицательные среднегодовые температуры пород понижаются, а положительные остаются только под руслами рек и под непромерзающими озерами.

В северной геокриологической зоне по преобладающему температурному режиму выделяются 11 геотемпературных подзон с интервалом изменения температур 1—2 °С (см. рис. 18), которые к северу от южной зоны быстро сменяют одна другую в горных районах, а на больших пространствах плоскогорных выровненных частей Средней Сибири изменяются менее резко. Для северной зоны характерно как закономерное, т. е. соответствующее современным условиям, так и аномальное, не соответствующее современным условиям, формирование температурного режима пород, которое отражает влияние исторического фактора на геокриологическую обстановку. В целом закономерное понижение среднегодовых температур пород на север прослеживается в последовательной смене подзон северной зоны от —0,5 до —13 °С и ниже.

В Приенисейской части Средней Сибири на высоком плато Путорана, севернее долины р. Нижняя Тунгуска формирование геотемпературного режима происходит под влиянием высотной поясности теплообмена на фоне проявления широтной зональности. При этом до высот 1000 м изменение температурного режима подчиняется также и влиянию инверсионного распределения температур воздуха. Резкая граница понижения среднегодовых температур пород проходит по долине р. Нижняя Тунгуска, так как на междуречьях по ее правому берегу бурением вскрыты толщи моренных суглинков мощностью до 20 м и более, температуры в которых на 1—2 °С ниже, чем на левом берегу, где широко развиты флювиогляциальные отложения. Дренированные водоразделы высотой 500—700 м вдоль рек Виви, Тембенчи, Эмбенчимэ и Кочечум характеризуются среднегодовыми температурами пород от —1 до —3 °С, на крутых склонах и более высоких водоразделах, особенно на плато Сыверма, в восточной части плато Путорана, $t_{ср}$ понижаются до минус 4—5 °С, а на широте Полярного круга до —7 °С (см. рис. 18).

В восточной части Средней Сибири в связи с сохранением здесь многолетнемерзлых пород в голоценовом оптимуме геокриологическая обстановка является более суровой. Это выражается в первую очередь в почти сплошном распространении мерзлых толщ от Станового хребта на юге до побережья моря Лаптевых на севере, а также в больших мощностях мерзлой толщи, в результате чего геотермический градиент на большей части Сибирской платформы не превышает 1—2 °С/100 м. В результате малого потока геотермического тепла, низких среднегодовых температур воздуха при антициклональном режиме погоды в сравнительно низких широтах (от 60 до 65° с. ш.) отрицательные среднегодовые температуры пород формируются в интервале от —1 до —4 °С. Эта широтная зона протягивается от восточных границ региона (подножие хребта Сетте-Дабан) до 102° в. д. на западе (устье р. Эмбенчимэ на р. Нижняя Тунгуска). В ее пределах основными факторами и условиями формирования температурного режима являются: низкие среднегодовые температуры воздуха, изменяющиеся от —7 до —11 °С; большие амплитуды температур воздуха — от 42 до 64 °С; зимняя инверсия температур в глубоких долинах; увеличение снежного покрова от 30 см на Лено-Алданском междуречье Центральноякутской равнины до 50 см к северу, западу и югу от нее; наличие пресных сухих массивов на севере и суглинистых заторфованных — на юге; широкое развитие повторно-жильных льдов и термокарстовых озер на озерно-аллювиальных равнинах, в долинах рек и длинных седловинах по всей зоне; проникновение сосновых лесов далеко на север зоны; широкое развитие коренных трещиноватых пород от архея до мезозоя включительно с маломощным чехлом элювиально-делювиальных отложений. Такое разнообразие природных мерзлотообразующих факторов и условий приводит к следующим закономерностям формирования среднегодовых температур пород: 1) наиболее высокие зональные отрицательные $t_{ср}$ (от —1 до —3 °С) формируются на Лено-Вилюйском, Лено-Алданском и Алдано-Тимптонском междуречьях, на осадочных породах мезозоя с невысокой льдистостью рыхлых отложений (до 15—20 %); 2) наиболее низкие $t_{ср}$ (до —5, местами —7 °С) формируются в пределах древних озерно-аллювиальных равнин с повторно-жильными льдами, в глубоких долинах с инверсионным распределением температур, с мощными курумными образованиями и гольцовым льдом (рис. 19) на возвышенных крутосклонных интрузивных массивах; 3) близкие к 0 °С и даже положительные (до 0,5, реже 1 °С) среднегодовые температуры формируются локально, в основном в песчаных массивах — тукуланах на террасах и водоразделах по обоим берегам р. Вилюй и под многочисленными термокарстовыми озерами и руслами рек. В пределах этой высокотемпературной мерзлой зоны, растянутой от 60 до 65—66° с. ш., нечетко проявляется широтный градиент понижения среднегодовых температур к северу и лишь вблизи 66° с. ш.

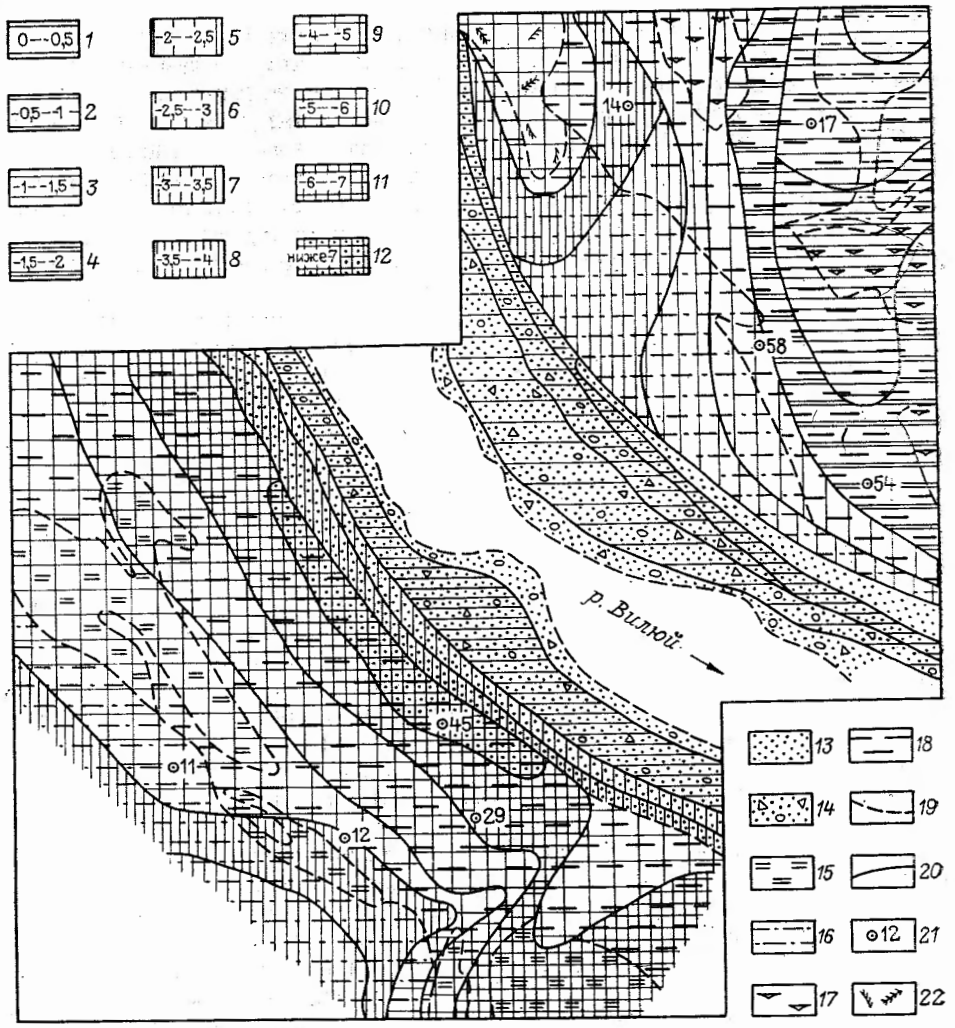


Рис. 19. Инверсионное распределение среднегодовых температур пород в долине реки. Составлена К. А. Кондратьевой.

1—12 — среднегодовые температуры пород, °С: *1* — от 0 до —0,5; *2* — от —0,5 до —1; *3* — от —1 до —1,5; *4* — от —1,5 до —2; *5* — от —2 до —2,5; *6* — от —2,5 до —3; *7* — от —3 до —3,5; *8* — от —3,5 до —4; *9* — от —4 до —5; *10* — от —5 до —6; *11* — от —6 до —7; *12* — ниже —7; *13* — пески среднезернистые; *14* — валунно-галечные отложения; *15* — суглинки легкие с дресвой, обломками диабазов и песчаника, подстилаемые песчано-глинистыми породами; *16* — супеси с обломками и дресвой диабазов, подстилаемые диабазами; *17* — суглинки легкие с обломками туфов и диабазов, подстилаемые туфами; *18* — суглинки легкие и средние с обломками и дресвой диабазов, подстилаемые диабазами; *19* — границы литологических разновидностей; *20* — границы участков с различными температурами; *21* — номера опорных скважин; *22* — скальные обрывы

среднегодовые температуры пород —5 °С и ниже начинают преобладать. Эта граница совпадает также со сменой высокоствольных лиственничных лесов редкостойными с широким развитием лесотундровых пространств, характеризующихся заболоченностью поверхности.

От 66° с. ш. до широты подножий Анабарского плоскогорья протягивается однородная температурная зона, среднегодовые температуры пород в которой практически не выходят за пределы от —3 до —6 °С; при этом понижение $t_{ср}$ от —3 до —5 °С происходит постепенно, и лишь севернее долины р. Оленёк они понижаются от —4 до —6 °С (рис. 20). Такие в целом высокие отрицательные среднегодовые температуры пород от долины Лены до долины р. Котуй формируются на территории развития карбонатных и терригенно-карбонатных пород палеозоя, где в климатическом оптимуме голоцена на поверхности избирательно проявилось глубокое оттаивание пород, в результате которого происходило также широкое оттаивание карстовых

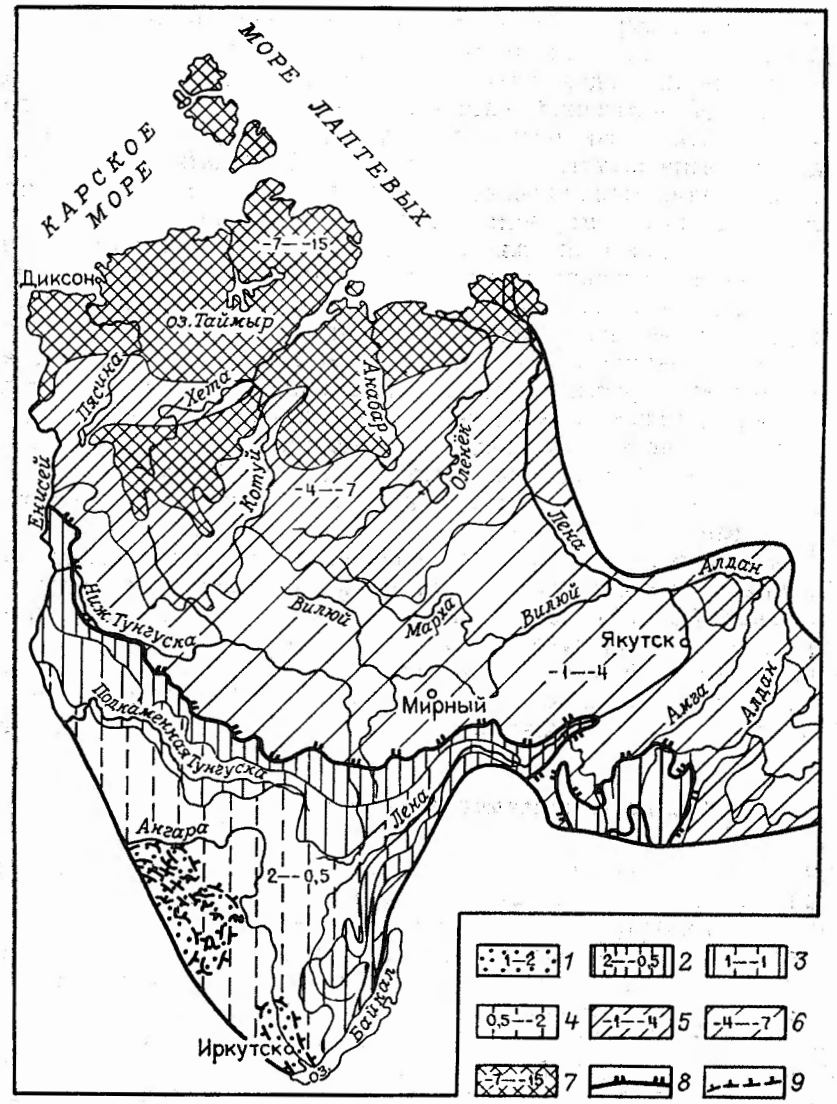


Рис. 20. Карта температурных макрозон в °С на территории Средней Сибири. По К. А. Кондратьевой:

1—7 — преобладающие среднегодовые температуры пород, °С; *8* — граница северной и южной геокриологических зон; *9* — южная граница криолитозоны

пещер. При последующем промерзании в позднем голоцене в карстовых полостях сформировались льдонасыщенные породы, обладающие большой теплоемкостью, препятствующие в настоящее время понижению среднегодовых температур пород. Севернее 68—69° с. ш., почти до 72° с. ш., среднегодовые температуры пород формируются в суровых лесотундровых условиях, достигая в долинах с инверсионным типом температурного режима значений от —7 до —9 °С, а на крутых участках склонов и ниже. На закарстованных водоразделах, как правило, $t_{ср}$ на этих широтах остаются в пределах от —5 до —7 °С, на террасах рек и террасо-увалах даже от —4 до —6 °С.

Наиболее низкие среднегодовые температуры пород от —7 до —15 °С формируются в тундровой зоне, развитой на высоких плато Путорана, на плоскогорьях Анабарского массива, в Северо-Сибирской низменности и горах Бырранга. В климатическом оптимуме голоцена на этих территориях не происходило существенного повышения средне-

годовых температур пород, хотя некоторое увеличение слоя сезонного оттаивания и вытаивание близлежащих к поверхности повторно-жильных и пластовых льдов, безусловно, имело место, особенно на Анабаро-Оленёкской низменной озерно-аллювиальной равнине. В пределах территории этих низкотемпературных подзон наиболее высокие среднегодовые температуры (от —7 до —9 °С) формируются в долинах рек и на низких междуречьях, перекрытых песчано-супесчаными флювиогляциальными и морскими отложениями; более низкие $t_{ср}$ (от —9 до —11 °С) характерны для повышенных гряд, перекрытых ледниковыми супесчано-суглинистыми отложениями. Среднегодовые температуры пород от —11 до —13 °С формируются на северном морском побережье, а также на низких не покрытых ледниками участках суши архипелага Северная Земля и других крупных островов шельфовой зоны, на высоких крутых склонах и вершинах гор Бырранга, плато Путорана и Анабарского массива. Такие температуры характерны для участков арктической пустыни, а на высотах более 1500 м (плато Путорана), 800 м (Анабарский массив) и 1000 м (горы Бырранга) среднегодовые температуры пород наиболее низкие и достигают —13, —15 °С, возможно, и ниже.

Таким образом, анализ современного пространственного распространения среднегодовых температур пород в пределах всего региона показывает, что, по существу, они группируются в четыре крупные широтные зоны: южная геокриологическая зона с $t_{ср}$ от 3 до —2 °С, южная часть северной геокриологической зоны с $t_{ср}$ от —1 до —4 °С, средняя часть северной зоны с $t_{ср}$ от —3 до —7 °С и северная часть северной зоны (горная и равнинная) с $t_{ср}$ от —7 до —15 °С (см. рис. 20).

Сезонное протаивание и промерзание пород

Огромная протяженность Средней Сибири с юга на север, близость холодных морей со сплошным ледяным покровом в течение 9—10 месяцев формируют континентальный и резко континентальный климат территории с закономерным нарастанием континентальности к востоку и юго-востоку (см. рис. 13). В этом же направлении происходит смещение геотемпературных зон (см. рис. 18) и соответственно типов сезонного оттаивания и промерзания пород, выделямых по классификации В. А. Кудрявцева. При этом среднегодовая температура пород характеризует их устойчивость, а амплитуда температурных колебаний на поверхности — их континентальность. Возрастанию континентальности температурного режима поверхности пород в восточном направлении способствует также сокращение количества осадков от 500—600 мм на западных, наиболее приподнятых окраинах региона, испытывающих циклональное влияние Атлантики, до 200—300 мм в восточных частях территории. Эти два классификационных признака определяют территориальную принадлежность типов сезонного оттаивания, так как среднегодовые температуры пород подчиняются широтной зональности и высотной поясности, а амплитуды на поверхности — континентальности и секториальности типов теплообмена. В результате их совместного влияния на территории Средней Сибири выделяются широтные зоны и меридиональные пояса, характеризующиеся своим особым набором типов сезонного оттаивания пород (см. табл. 5).

Среднегодовая температура пород, являющаяся одним из основных зональных классификационных признаков определения типа оттаивания или промерзания пород, изменяется в пределах региона от —11, —13 °С и ниже на Крайнем Севере и до 1—3 °С на юге.

Арктический тип сезонного протаивания пород, среднегодовая температура которых ниже —10 °С, развит в зоне арктических пустынь на архипелаге Северная Земля и в северной части п-ова Таймыр, в

пределах горной области Бырранга, расположенной в подзоне арктических тундр на сильно денудированных холмогорьях, а также на краевых ледниковых образованиях (напорных моренах и др.) Северо-Сибирской низменности. Арктический тип оттаивания свойствен также породам, слагающим наиболее возвышенные участки плато Путорана и Анабарского плоскогорья.

Территория распространения устойчивого типа сезонного оттаивания пород, среднегодовая температура которых понижается от —5 до —10 °С, охватывает большую часть Северо-Сибирской низменности (зона типичных и кустарничковых тундр и лесотундровая подзона с северными редколесьями), а также северную часть Средне-Сибирского плоскогорья, включающую Анабарское плоскогорье и плато Путорана (гольцовые редколесья и южная подзона редколесий). Южнее в центральной части Средней Сибири, на водораздельных пространствах плато Сыверема, Вилюйского плато, Центральноякутской равнины, на севере и северо-востоке Приленского плато, где температуры мерзлых пород изменяются в основном от —2 до —5 °С, преобладает длительно устойчивый тип сезонного оттаивания пород. В пределах долин крупных рек, температура пород которых существенно выше, распространены полупереходный, а в ряде случаев и переходный типы сезонного оттаивания. Площадь развития последних существенно нарастает в южном направлении и простирается до Полярного круга в западной части Средней Сибири и до Алдано-Тимптонского междуречья в юго-восточной части региона. В пределах рассмотренной территории сезонное промерзание пород имеет подчиненное значение и развито локально на участках радиационно-тепловых таликов, площадь которых в южной части зоны сплошного развития многолетнемерзлых пород не превышает 25 %.

В более южных районах, включая Заангарское, Приангарское и Лено-Ангарское плато, в южной геокриологической зоне, где среднегодовая температура пород изменяется от —2 до 2 °С, отмечается чрезвычайно пестрая геокриологическая обстановка. Несуровые климатические условия, сравнительно большое количество осадков в сочетании с расчлененным рельефом, закарстованностью и трещиноватостью мерзлых пород во многом определяют несплошное распространение многолетнемерзлых пород и как следствие чередование участков с развитием переходного и полупереходного типов сезонного оттаивания или сезонного промерзания пород. В целом для этой зоны неоднородность геокриологической обстановки определяется закономерным увеличением суровости природных условий в северном и северо-восточном направлениях.

Вне области развития мерзлых пород, на восточных склонах Енисейского кряжа и юго-западе Приангарского плато, где среднегодовая температура пород изменяется от 0,5 до 3 °С, реже 4 °С, развиты переходный, полупереходный и длительно устойчивый типы сезонного промерзания пород.

Амплитуды температур на поверхности пород, определяющие степень континентальности условий теплообмена на поверхности, в значительной мере обусловливают мощность слоя оттаивания или промерзания пород. Для территории Средней Сибири характерно нарастание континентальности на поверхности почвы с северо-запада, запада и юго-запада к востоку. Так, на о-вах Северной Земли, на северо-западном побережье п-ова Таймыр преобладают умеренно морской и умеренно континентальный типы сезонного оттаивания пород с амплитудами температурных колебаний на поверхности, как правило, не превышающими 13 °С*. Лишь на участках, лишенных напочвенного или снежного покровов, формируется континентальный тип

* Здесь и далее даны значения физической амплитуды колебаний температур воздуха и на поверхности грунтов, равные половине метеорологической.

оттаивания (A_0 равна 17 °С). На большей части п-ова Таймыр, на побережье моря Лаптевых, в дельте Лены, а также на юго-западе региона — на Приангарском плато и в Предбайкалье, где $A_в$ изменяются от 17 до 21 °С, а мощность снега составляет в среднем 0,3—0,5 м, преобладают умеренно континентальный и континентальный типы сезонного оттаивания (на севере) и оттаивания и промерзания (на юго-западе) при A_0 до 11—17 °С. На оголенных участках возможно формирование повышенно континентального типа сезонного оттаивания или промерзания пород.

Континентальный и повышенно континентальный (A_0 до 17—21 °С) типы сезонного протаивания пород формируются в пределах Северо-Сибирской низменности и плато Путорана. Такие же типы континентальности климата на поверхности сезоннооттаивающих и сезоннопромерзающих пород преобладают в юго-западной части Среднесибирского плоскогорья и в Южной Якутии. На заболоченных участках, подножиях склонов северных экспозиций, в днищах глубоко врезанных ручьев, на участках развития мощных моховых покровов или с повышенной снегозаносимостью формируются умеренно морские (A_0 до 7,5—11 °С), а в некоторых случаях и морские ($A_0 < 7,5$ °С) типы сезонного оттаивания или промерзания пород.

Максимальная континентальность климата характерна для центральной части Среднесибирского плоскогорья, включая Анабарское плоскогорье, плато Яктали, Сыверма и Вилюйское, а также Центральноякутскую низменность и северную часть Приленского плато. Здесь амплитуды воздуха, как правило, превышают 24 °С, достигая 30 °С на Лено-Алданском междуречье, а максимальная мощность снега не превышает 0,4 м на востоке и 0,5 м на западе. В связи с этим на оголенных от растительности и снега участках формируется особо резко континентальный тип сезонного протаивания пород. При естественном снегонакоплении в лиственничных лесах и редколесьях континентальный и повышенно континентальный типы протаивания на западе последовательно сменяются повышенно континентальным, резко континентальным и особо резко континентальным типами в восточном направлении, приобретая максимальные значения в пределах Центральноякутской низменности.

Состав и естественная влажность пород слоя сезонного оттаивания и промерзания определяют региональную изменчивость по площади глубин деятельного слоя. В целом при прочих равных условиях максимальные мощности этого слоя будут формироваться в грубодисперсных слабовлажных породах, минимальные — в органогенных грунтах и переувлажненных супесчано-суглинистых разновидностях.

Преобладающее развитие на территории Средней Сибири получили маломощные грубообломочные образования элювиального, делювиального и делювиально-солифлюкционного генезиса. Широко развиты также покровные суглинки на пологих и наклонных поверхностях плато и равнин и песчано-глинистые аллювиальные, озерно-аллювиальные и ледниковые образования. Торф и оторфованные грунты распространены локально в понижениях рельефа, долинах рек и ручьев.

На большей части северной геокриологической зоны, в области сплошного распространения мерзлоты верхние горизонты сложены влажными и сильновлажными породами, характеризуются средним и мелким типами сезонного оттаивания. Лишь на наиболее дренированных участках — в горных областях, на высоких террасах, на участках развития тукуланов — отмечается глубокое протаивание пород. В южной геокриологической зоне доминируют средний и глубокий типы сезонного оттаивания и промерзания пород. Исключение составляют заболоченные подножия склонов, сниженные плохо дренируемые уровни долин и другие депрессионные элементы рельефа.

Глубины сезонного оттаивания и промерзания пород являются результатом комплексного воздействия всего многообразия природных факторов, которые определяют и формирование различных типов сезонного оттаивания и промерзания пород.

В условиях очень сурового климата на территориях с арктическим типом протаивания, где продолжительность периода с положительными среднесуточными температурами до 2 °С составляет не более одного-двух месяцев, а безморозный период отсутствует и на протяжении лета возможны снегопады, глубина сезонного оттаивания может составлять первые сантиметры — первые десятки сантиметров. Вследствие ветрового переноса на побережьях северных морей вершины гор и холмов почти свободны от снега, в то время как долины и западины забиваются снегом, не успевающим стаивать за теплый период. Это обстоятельство усиливает проявление высотной геокриологической поясности. Так, в горных массивах Быранга выше 250 м, где развита арктическая (холодная) пустыня, в условиях континентального климата (A_0 13,5—15 °С) возможны участки, где сезонноталый слой минимален.

Южнее, в области распространения устойчивого типа оттаивания мощность сезонноталого слоя в условиях континентального и повышенно континентального типов увеличивается до 1,5 м на участках влажных песчано-глинистых отложений и до 2 м на сухих хорошо дренированных поверхностях с глубоким типом протаивания.

На территории развития длительно устойчивого типа ($t_{ср}$ от —2 до —5 °С) максимальные глубины отмечаются на участках с разреженным напочвенным покровом, где формируется резко континентальный тип климата на поверхности. Так, глубина протаивания слабовлажных песчаных грунтов (глубокий тип) в Центральноякутской низменности может достигать 3 м. В то же время влажные сильно задернованные песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения (средний тип) в пределах этой территории протаивают не более чем на 1,5—1,7 м.

Максимальные глубины сезонного протаивания формируются в условиях повышенно континентального и резко континентального климата на поверхности на участках развития переходных и полупереходных типов сезонного протаивания слабовлажных грубодисперсных пород. Глубина летнего протаивания таких грунтов может достигать 3—5 м.

ГЛАВА 4

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ И ЛЬДИСТОСТИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Общие закономерности распространения и формирования син- и эпикриогенных пород

Закономерности формирования и региональные особенности состава, криогенного строения и льдистости многолетнемерзлых пород Средней Сибири определяются комплексом природных факторов, среди которых главную роль играют геолого-геоморфологическое строение территории, ее высокоширотное положение и холодный резко континентальный климат, сохранявшийся в течение большей части четвертичного периода. Геологическое и геоморфологическое строение территории определяют преобладание в разрезе криолитозоны коренных пород архейского, протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста. Рыхлые четвертичные отложения имеют небольшую мощность, которая на междуречьях и склонах составляет первые метры, увеличиваясь локально до 10—20 м, редко до 50 м, и только в крупных котловинах и низменных равнинах мощность четвертичных отложений составляет 100 м и более. Рыхлые отложения на склонах и водоразделах характеризуются

грубым составом и слабой сортировкой, на низменных равнинах — тонким составом и слоистостью.

Сложное геологическое строение, неодинаковая неотектоническая активность структур и плоскогорный расчлененный рельеф рассматриваемой территории обусловили пеструю региональную картину выхода на поверхность различных коренных пород и рыхлых отложений, каждая разновидность которых отличается составом, криогенным строением, типом промерзания. В целом для плоскогорных районов характерно эпигенетическое промерзание, быстрое уменьшение льдистости с глубиной, основная масса льда сосредоточена в верхней 10—20-метровой зоне многолетнемерзлых пород. Криотекстуры — унаследованные, определяются трещиноватостью и выветрелостью пород. Только самые верхние рыхлые и разрушенные коренные породы имеют сложный и разнообразный набор криотекстур, обусловленных типом промерзания, и повышенное льдосодержание. Исключение представляют районы, испытывавшие в четвертичном периоде относительное опускание — Северо-Сибирская низменность и Центральноякутская равнина, Муруктинская, Попигайская и другие котловины, отличающиеся равнинным рельефом, значительной мощностью четвертичных отложений (до 100—200 м) и выдержанной повышенной льдистостью на большие глубины. В формировании криогенного строения этих пород основную роль играет сингенетический тип промерзания.

Вторым природным фактором, определившим черты криогенного строения и льдистости пород, является климат, как современный, так и палеоклимат четвертичного периода. Суровый резко континентальный климат характерен для большей части рассматриваемой территории не только в настоящее время, но и в течение большей части четвертичного периода. Суровый климат создает благоприятные условия для сингенетического промерзания рыхлых четвертичных отложений, накопления сильнольдистых горизонтов мерзлой толщи, а также и их консервации в течение длительного времени. Такая картина была типична для большей части четвертичного периода во всей северной половине рассматриваемой территории: к северу от 68° с. ш. на западе и 62 ° с. ш. на востоке. Но и в более южных районах имеются признаки (следы) длительного периода многолетнего промерзания пород в суровых геокриологических условиях в среднем и верхнем плейстоцене. Резкая континентальность и суровость климата способствовали развитию процессов морозобойного растрескивания и формирования повторно-жильных образований, создающих специфическое криогенное строение верхних горизонтов мерзлых толщ, которое на севере распространено практически повсеместно, во всех генетических типах отложений на глубину до 10—20 м, а в условиях тектонического опускания — до 60—80 м. Особое внимание на криогенное строение многолетнемерзлых пород, распространение син- и эпикриогенных толщ и их льдистость оказал климатический оптимум голоцена, во время которого произошло значительное протаивание мерзлых толщ, в том числе льдистых синкриогенных. В проявлении климатического оптимума на существующую в начале голоцена обстановку прослеживается четко выраженная зональность. Наиболее сильно это влияние сказалось на юге рассматриваемой территории, по направлению к северу оно постепенно ослабевает. При протаивании горные породы дренировались, чему способствовало расчленение водоразделов долинами, широкое распространение песчаных пород в долинах и на междуречьях (элювий или слабосцементированные песчаники мезозоя и верхнего палеозоя). При промерзании после климатического оптимума сформировались менее льдистые эпикриогенные мерзлые толщи. Таким образом, климатический оптимум привел к сокращению площадей распространения синкриогенных толщ, которые на рассматриваемой территории являются наиболее льдистыми, уменьшению их мощности, увеличению площадей распространения эпикриогенных толщ и общему уменьшению льдистости

всех типов многолетнемерзлых пород. В бассейне Ангары и верхнего течения Лены произошла коренная перестройка криогенного строения пород, и только к северу от 60—64 ° с. ш. сохранились доголоценовые мерзлые породы с присущими им криогенным строением и льдистостью; протаивание захватило здесь только самые верхние горизонты многолетнемерзлых пород на локальных участках.

В низменных районах севера рассматриваемой территории (Северо-Сибирская низменность, долины рек, впадающих в полярные моря) значительное влияние на криогенное строение мерзлых толщ оказали морские трансгрессии, имевшие место в среднем и позднем плейстоцене. Несмотря на суровый климат, здесь широко представлены эпикриогенные рыхлые четвертичные отложения; сингенез типичен только для верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков, имеются пластовые льды большой мощности. Среди других факторов природной среды, влияющих на криогенное строение пород, можно отметить заболоченность и заторфованность поверхности. Несмотря на расчлененность и глубокий врез речных долин, междуречья и террасы часто оказываются заболоченными, покрыты мерзлыми бугристыми торфяниками, аналогичными западносибирским,— все это обусловливает повышенную льдистость верхних горизонтов мерзлых толщ. На юге территории заболоченность является важным фактором глубокого сезонного промерзания и позднего протаивания грунтов.

Зональные закономерности изменений льдистости и криогенного строения на рассматриваемой территории, в отличие от Западной Сибири, в значительной степени корректируются региональными и потому выявляются лишь для геокриологических зон и реже подзон. Северная геокриологическая зона отличается широким распространением сингенетических, сильнольдистых с поверхности мерзлых пород, систем повторно-жильных льдов и наличием пластовых льдов. В южной геокриологической зоне льдистость мерзлых пород значительно сокращается, господствуют эпикриогенные мерзлые породы; ледяные жилы и линзы льда имеют локальное распространение.

Закономерности формирования эпигенетических многолетнемерзлых пород и их криогенного строения

Преобладание на всей рассматриваемой территории дочетвертичных коренных пород вулканогенных, магматических, метаморфических и осадочных формаций предопределило господство мерзлых толщ эпигенетического типа. Криогенное строение и льдистость мерзлых коренных пород, сформировавшихся еще до промерзания, определяются степенью трещиноватости и выветрелости этих пород, а криогенные текстуры — морфологией трещин. В самом общем виде льдистость коренных пород можно связывать с изменением трещиноватости (чем выше степень трещиноватости, тем больше льдистость) и литолого-петрографическим типом породы, определяющим их устойчивость к выветриванию. Трещиноватость пород резко уменьшается по мере удаления от поверхности. Многочисленные наблюдения показывают, что на глубине 50—100 м трещинная пустотность снижается в 5—10 раз и более по сравнению с поверхностью. В зависимости от типа породы (осадочные или интрузивные) и интенсивности выветривания по направлению от поверхности в глубь массива уменьшается ширина трещин, а размеры блоков пород, ограниченных взаимопересекающимися системами трещин, в этом же направлении увеличиваются. Отсюда следует, что ниже некоторого уровня породы при прочих равных условиях не содержат льда. Тектоническая трещиноватость связана с тектонической историей региона и поэтому относительно легко поддается анализу. В горных породах стабильных и малоподвижных структур эта трещиноватость относительно мала, поэтому незначитель-

на и обусловленная ею льдистость. Массивно-кристаллические породы в пределах новейших поднятий, испытавших в плейстоцене оледенение, обычно с поверхности слабо выветрелы и обладают незначительной (1—3 %) льдистостью, а с глубины 70—150 м являются типичной морозной породой (Анабарский массив, плато Путорана, плато Сыверма и др.). Подземный лед в этих породах — жильного типа и частично или полностью заполняет разноориентированные трещины.

Криогенное строение пород траппового комплекса также характеризуется унаследованными трещинными криотекстурами. Однако жильные льды различны для траппов и осадочных пород, образующих ксенолиты. До промерзания основная масса долеритов представляла собой относительный водоупор по сравнению с песчано-карбонатными породами ксенолитов и окружающими их ореолами сильно трещиноватых афанитовых долеритов, которые были главными коллекторами грунтовых вод. Поэтому основной массив долеритов является практически морозной породой, и лед в их трещинах обычно отсутствует. Трещины в осадочных породах ксенолитов и афанитовых долеритах льдонасыщены. Мощность льдонасыщенных трещин варьирует от 1—2 мм до 2—5 см, достигая в отдельных случаях 10—15 см. В приповерхностной части массива долеритов, где трещины расширены, мощность жилок льда изменяется от 1 до 7 см.

Наибольшей трещиноватостью и льдистостью отличаются карбонатные палеозойские породы, широко развитые по всей территории Средней Сибири. Объемная их льдистость в верхнем 15—25-метровом слое может достигать 20—30 %. Основной фон трещиноватости в них определяется трещинами напластования. В карстующихся разновидностях пород пустотность массива определяется не только трещиноватостью, но и наличием полостей выщелачивания разнообразных размеров и форм с карстово-трещинным и карстово-пещерным льдом водного или сублимационного генезиса. В среднем течении Лены П. И. Мельниковым и другими трещинно-карстовый лед отмечался до глубин 100—200 м, на междуречье Амги и Алдана его присутствие возможно на еще больших глубинах. Трещинно-жильный лед распространен до глубин 250—300 м, что было зафиксировано, например, в бассейне р. Анабар. Ледяные включения субгоризонтального простирания мощностью от 0,5 до 5 см группируются по отдельным пачкам трещиноватых и выщелоченных доломитов мощностью от 1 до 3 м, заключенных между горизонтами глинистых или окремненных доломитов, а также других слабопроницаемых пород. В 500-метровом разрезе число таких пачек может достигать 5—8. Химический состав воды, полученной из подобного льда, поднятого с глубины около 200 м, гидрокарбонатно-натриевый с минерализацией менее 1 г/л. Если мощность прожилков льда на глубинах свыше 100—150 м остается близкой по отдельным пачкам, то в приповерхностном слое пород (>50 м) она может достигать 10 см, а в отдельных случаях — 20—40 см. Лед крупнокристаллический, чистый, белый. В нем встречаются отдельные обломки пород, иногда со следами окатности, погруженные в массу льда.

Песчаники мезозоя характеризуются малой льдистостью. Им присущи в основном массивные текстуры с редкими включениями льда по трещинам. В Вилюйской синеклизе лед по трещинам развит в основном до глубины 20—200 м, ниже до 250 м отмечаются редкие жилки льда толщиной до 1—2 мм. Несколько повышена льдистость аргиллитов, алевролитов и углей. Ледяные включения в углях образуют беспорядочно ориентированные линзы, жилки и прослои мощностью 1—2 см. По трещинам отдельности лед встречается в виде тонких корок, редких гнезд и кристаллов.

Общая льдонасыщенность скальных пород при прочих равных условиях наименьшая для интрузивных пород и наибольшая для осадочных пород типа алевролитов. Максимальная льдистость характер-

на для приповерхностной части скальных массивов. Очень часто общая льдонасыщенность скальных пород зависит не столько от литологии и петрографии, сколько от структурно-геологических и тектонических особенностей территории и истории ее палеогеографического развития. Наиболее отчетливо зависимость криогенного строения от структурно-тектонической обстановки проявляется в общей льдонасыщенности пород. Поскольку наиболее трещиноватые из них приурочены к зонам тектонического дробления, льдистость скальных пород здесь наибольшая. Например, льдистые глинистые сланцы в зонах дробления часто представляют собой своеобразный криогенный конгломерат, состоящий из отдельных крупных блоков слаботрещиноватых и слабольдистых пород, связанных жильным льдом, который образовался в тектонических трещинах. Повышенная льдистость отмечается по зонам контактов кимберлитовых трубок с вмещающими породами. Поскольку к трещинным зонам обычно приурочены подвижные подземные воды, то льдистость зон тектонических разломов находится в зависимости от температуры пород. При среднегодовых температурах пород ниже —3, —5 °С в зонах повышенной трещиноватости можно ожидать повышение льдистости мерзлых пород, при более высоких температурах могут существовать талики.

Помимо литологической и тектонической трещиноватости, определяющих возможность образования трещинного льда, в Средней Сибири широко развиты процессы образования трещин бортового и донного отпора, являющиеся следствием изменения напряженного состояния скального массива при развитии долин. Мощность зоны разгрузки по контуру долин может достигать 40—60 м и различаться в их днищах и на склонах. В ее пределах происходит раскрытие тех трещин, которые направлены субпараллельно поверхности разгрузки. На склонах это обычно крутопадающие и вертикальные трещины, в днищах долин — горизонтальные и пологонаклонные. Вертикальная протяженность таких трещин 30—40 м при ширине в верхней части 2—3 м. Эти трещины часто заполнены льдонасыщенными рыхлыми породами разного генезиса. Накапливающийся зимой в трещинах снег закрепляется, кристаллизуется, пропитывается надмерзлотными водами, стекающими по трещинам, и обычно перекрывается продуктами выветривания, сносимыми в эти трещины. Мощность погребенного снежного льда достигает нескольких метров. Например, по берегам Вилюйского водохранилища и на р. Оленёк встречаются залежи мощностью до 5—7 м.

Криогенная трещиноватость коренных пород связана с процессами промерзания — протаивания и колебаниями температур горных пород. По всей толще многолетнемерзлых пород наибольшее развитие она должна получить южнее 60—64° с. ш., где горные породы испытывали неоднократные температурные колебания. Именно криогенной трещиноватостью, появившейся в результате неоднократного промерзания — протаивания в четвертичном периоде, можно объяснить разрушенность коренных пород, отмеченную многими исследователями на юге Сибирской платформы. До глубины 10—20 м она связана с сезонными колебаниями температур и развита практически повсеместно, но имеет значительную региональную изменчивость в зависимости от состава пород, температур и т. д.

Не меньшее значение, чем трещиноватость, в криогенном строении коренных пород играет роль разрушенность (выветрелость) этих пород. Необходимо отметить, что для рассматриваемой территории характерна в целом значительная выветрелость коренных пород с поверхности и широкое развитие кор выветривания мезозойского и палеозойского возраста, залегающих до глубин в несколько десятков метров.

Большое значение при выветривании в регионе имеет рельеф, в зависимости от которого в коренных породах сходного состава формируются различные рыхлые образования по степени выветрелости и химико-минеральному составу. В пределах возвышенных плато и плоско-

горий на самом севере северной геокриологической зоны, характеризующейся малой (до 1—1,5 м) мощностью слоя сезонного оттаивания, в горизонте активного криолитогенеза образуется зачаточный криогенный элювий, на поверхности представленный развалами коренных пород и каменными россыпями. Блоки и обломки пород здесь не участвуют в горизонтальных перемещениях, а имеют тенденцию к колебательным движениям под воздействием температурных деформаций и режеляции в вертикальной плоскости. Крупность глыб определяется изначальной трещиноватостью и петрографическим составом пород, которые могут быть представлены в виде ряда: кварциты, диабазы, долериты, амфиболиты, гранитизированные сланцы и гнейсы, граниты. Особенностью разреза эпикриогенных пород с маломощным криогенным элювием является наличие под этим слоем горизонта трещиноватой породы, где отмечается разрушение неустойчивых минералов (пироксен, эпидот и др.). Здесь отмечается густая сеть макро-, мезо- и микротрещин, заполненных льдом.

Криогенный элювий на сниженных плато и плоскогорьях, характеризующихся умеренными темпами денудации, имеет уже дифференцированные горизонты: верхний горизонт — глыбовый с пустотами между глыбами, нижележащий — дресвяно-щебнистый, льдонасыщенный инфильтрационным льдом. Криогенный элювий плато и плоскогорий с ослабленными процессами денудации отличается увеличением количества мелкозема.

В подавляющем большинстве случаев мелкодисперсные образования элювия в условиях преобладания кислых пород, расчлененного рельефа и полярного гумидного климата характеризуются легким механическим составом мелкозема (фракция <1 мм) и значительной примесью крупных фракций. Обычно это хрящевато-щебнистые пески, супеси и легкие суглинки. Эти осадки имеют кислый состав. Отношение $SiO_2 : R_2O_3$ уменьшается по мере утяжеления наносов, что объясняется более узким диапазоном $SiO_2 : R_2O_3$ в глинистых силикатах по сравнению с исходными магматическими породами. Кислотность легких пород растет по мере увеличения дальности их транспортировки за счет обогащения осадка наиболее устойчивыми и в то же время легкими минералами — кварцами, кислыми полевыми шпатами.

Элювиальные отложения в области основных пород отличаются относительно более тяжелым составом: средние и тяжелые суглинки, реже — глины. И. А. Соколовым [77] отмечалось, что маломощные ортоэлювиальные почвы (охристые подбуры) в области трапповых пород характеризуются заметным оглиниванием. Содержание ила в верхних горизонтах этих почв может достигать 20 %. Такую относительно повышенную оглиненность отложений можно объяснить совокупностью ряда причин. Среди них на одно из первых мест следует, по-видимому, поставить обогащенность траппов легко выветривающимися минералами и их исходную пропилитизацию, тонкозернистый характер траппов, отсутствие «крупных» инертных минералов. Песчаные отложения по химико-минеральному составу практически аналогичны исходным магматическим породам. Это объясняется тем, что в продуктах физического разрушения траппов только тонкопесчаная фракция представлена мономинеральными зернами. Более крупные фракции (средний и крупный песок, хрящ, щебень) представлены обломками пород. В процессе транспортировки и седиментогенеза практически не происходит химико-минерального фракционирования материала: рыхлые отложения легкого состава по своему химическому и минеральному составу оказываются идентичными магматическим материнским породам.

По мере утяжеления механического состава рыхлых образований содержание в них SiO_2 не только не снижается, как это характерно для территорий с преобладанием кислых пород, но и повышается. Эта закономерность обусловлена большим увеличением в минеральном составе тяжелых по механическому составу пород по сравнению с относительно легкими минералами и тонкодисперсными глинистыми силикатами.

Основную массу пород карбонатной формации составляют доломитовые породы, характеризующиеся сравнительно малым (0,1—0,4) количеством пелитового материала и преимущественно доломитовым составом (94—99,8 % доломита от веса карбонатной части, 1—6 % кальцита и менее 1 % общего веса R_2O_3 без FeO). Химическое выветривание карбонатных пород идет путем выщелачивания щелочноземельных оснований, главным образом за счет выноса кальцита, которые идут в водный раствор с оставлением на месте нерастворимого остатка (пелитового материала) из алюмосиликатов (песок, глина). Больше всего пелитового материала содержат отложения, формирующиеся в пределах развития мергелей и глинистых доломитов, в которых содержание фракции пыли (0,05—0,001 мм) колеблется в пределах 45—47 %, а глины (фракция $>0{,}001$ мм) — 10—23 %. В соответствии с химико-минеральным преобразованием карбонатные породы, развитые во многих районах (на п-ове Таймыр, северо-востоке Сибирской платформы, в верховьях Лены, на Алданском плоскогорье), сформировали кору выветривания с суглинистым заполнителем, способствующим региональному увеличению льдистости в районах их распространения.

Терригенные верхнепалеозойские и мезозойские, а также изверженные породы образуют кору выветривания песчаного состава, отличающуюся незначительным содержанием льда, что приводит к региональному уменьшению льдистости эпикриогенных мерзлых пород в районах их распространения. Широкое развитие таких пород на юге территории, особенно на 62—65° с. ш., является важной причиной пониженной льдистости коренных мерзлых толщ междуречий южной половины рассматриваемой территории.

Наиболее существенным фактором, влияющим на льдонасыщенность скальных пород, является их обводненность до промерзания, которая определялась гидрогеологической обстановкой, существовавшей перед формированием мерзлой толщи. В зависимости от палеогидрогеологических условий многолетнее промерзание пород могло происходить в зоне насыщения трещины водой или в зоне «сухих» трещин. В водонасыщенных зонах формировались льдонасыщенные толщи со льдом цементного и цементно-инъекционного типов. «Сухие» трещины после промерзания массива пород могли быть заполнены вторичным льдом: инфильтрационным или сублимационным. В связи с тем что уровень подземных вод часто совпадает с меженным урезом реки, в днищах долин породы находятся в водонасыщенном состоянии. Поэтому наиболее льдонасыщенные породы в настоящее время прослеживаются в днищах речных долин, под террасами, где до промерзания существовали водоносные зоны. Так как трещины под руслами рек закольматированы мелкоземистым материалом, при их промерзании формируется лед цементного и сегрегационного типов.

Современная зона аэрации в северной части рассматриваемой территории (севернее 60—64° с. ш.) составляет всего первые метры; ниже — все пустоты и поры в горных породах заполнены льдом. Однако пересеченный рельеф и глубокий врез долин определили существование региональных придолинных зон аэрации с пониженной льдистостью коренных пород даже в районах сплошного распространения мерзлых толщ. Так, зависимость льдистости коренных пород от уровня залегания подземных вод прослежена на правобережье Лены в трещиноватых мезозойских породах Сангарской возвышенности (64° с. ш.), где залегающие выше уровня грунтовых вод мерзлые породы не содержат в трещинах льда, в то время как в понижениях рельефа, ниже уровня грунтовых вод, все трещины в коренных породах заполнены льдом.

Увеличение зоны аэрации южнее 64—60° с. ш. до 50—100 м обусловливает закономерное уменьшение льдистости мерзлых пород за

счет оттока воды по трещинам в условиях расчлененного рельефа. Однако циркулирующий в трещинах воздух (бассейн р. Алдан, верховья Лены и др.) благодаря перепадам температуры и влажности может способствовать сублимации льда в трещинах.

В целом особенностью криогенного строения коренных эпикриогенных пород Средней Сибири является то, что основная масса льда в них расположена в верхних 10—20 м и зависит от их выветрелости и трещиноватости. Криогенные текстуры в основном проявляются как унаследованные трещинно-жильные, трещинно-карстовые, трещинно-пластовые и т. д. Образование льда происходило не только за счет подземных вод, но и путем конденсации паров из воздуха, находящегося в трещинах породы. Максимальная величина льдистости, установленная для карбонатных пород в карстовых полостях, составляет 10—30 %.

Помимо эпикриогенных толщ монолитных (скальных и полускальных) пород в Средней Сибири распространены и эпикриогенные толщи рыхлых пород. Льдистые галечники и пески различного генезиса (аллювиальные, флювиогляциальные, озерные и др.) характеризуются преобладанием льда-цемента, составляющего небольшую часть (0,1—0,2) объема породы. Таковы известные «водораздельные галечники» на левобережье Лены, 20-метровые толщи озерных песков в древних долинах плато Путорана [63]. Вместе с тем в толщах рыхлых льдистых пород встречаются горизонты галечников и песков, служивших до промерзания водонасыщенными зонами. В таких условиях в них формировалась базальная криогенная текстура. В тех случаях, когда водоносные горизонты были ограничены водонепроницаемыми породами, это увеличивало их водопроводимость, сформировались маломощные (1—2) пластовые интрузии льда. Такие ледяные интрузии характерны для аллювия высоких (20—25 м) надпойменных террас долины р. Молодо и, судя по сходству геологического строения и истории развития, для левых притоков Лены — рек Муна, Сюнгюда, Усмунка и др. Напротив, глины и суглинки, промерзавшие эпигенетически, характеризуются высокой льдистостью. В частности, глинистый заполнитель карстовых полостей на Оленек-Анабарском междуречье имеет льдистость 40—50 %. Эта льдистость создается за счет разреживающейся с глубиной слоистой криогенной текстуры.

Закономерности зонального изменения криогенного строения и льдистости эпигенетических мерзлых пород исследованы слабо. Несмотря на основное влияние региональных факторов, наблюдается общее зональное уменьшение льдистости с севера на юг. Наиболее четко оно прослеживается в рыхлых отложениях, но, очевидно, имеет место и в коренных породах.

Закономерности формирования сингенетических многолетнемерзлых пород и их криогенного строения

Вследствие сурового континентального климата и отрицательной температуры грунта на обширных пространствах рассматриваемого региона рыхлые четвертичные отложения промерзали и промерзают сингенетически. Для сингенетических многолетнемерзлых пород типичны повышенная льдистость (>0,3—0,4), горизонтально-и вогнутослоистые (рис. 21), базальные, сетчатые, линзовидные криотекстуры, повторно-жильные и пластовые льды, а для песчаного аллювия — грунтовые жилы. Мощность синкриогенных мерзлых толщ невелика и составляет первые метры (до 10—20 м) и только в особых условиях увеличивается до 60—80 м и более. В криогенном строении сингенетических мерзлых пород, в отличие от эпигенетических, прослеживается зональная изменчивость. С севера на юг уменьшаются площади их распространения, сокращается количество фаций, промерзавших сингенетически, уменьшается их льдистость.

Рис. 21. Сингенетические мерзлые отложения 60-метровой террасы р. Вилюй в 8 км выше устья р. Чыыбыда (зарисовка по фотографии):

1 — покровный суглинок; *2* — мерзлые супеси и суглинки с вогнутослоистыми криогенными текстурами; *3* — оторфованные суглинки; *4* — повторно-жильные льды; *5* — осыпь

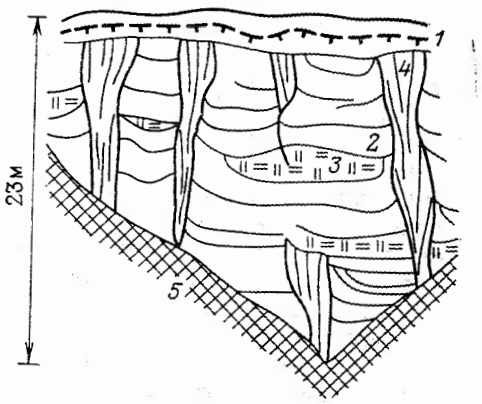
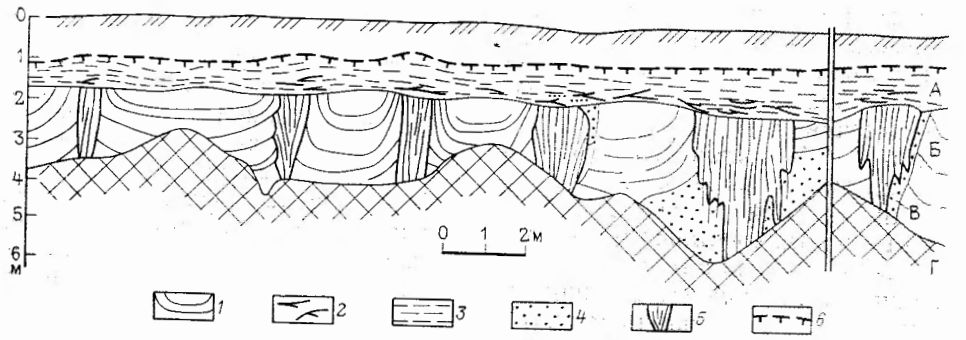


Рис. 22. Обнажение II (18-метровой) террасы р. Вилюй в 10 км ниже пос. Верхневилюйск (зарисовка):

А — покровный суглинок; Б — заиленный пылеватый суглинок; В — песок; Г — осыпь. Криогенные текстуры: *1* — вогнутослоистая; *2* — слоисто-сетчатая; *3* — слоистая; *4* — массивная; *5* — повторно-жильный лед; *6* — кровля многолетнемерзлой толщи



При формировании сингенетического горизонта особое значение приобретает исторический фактор — условия промерзания и их динамика за весь период формирования этого горизонта и мерзлотно-климатические условия его сохранения и консервации после завершения формирования вплоть до настоящего времени. В климатический оптимум голоцена, как и в другие периоды потепления, имевшие место в плейстоцене, в южной половине рассматриваемой территории происходило протаивание мерзлых толщ, в том числе синкриогенных, что существенно изменило первоначальную картину распространения сингенетических мерзлых пород. На юге все плейстоценовые синкриогенные мерзлые породы полностью протаяли. В настоящее время сохранились только следы их существования в разрезе II, III, IV и частично V надпойменных террас Ангары, Лены (в верхнем течении) и их притоков. В пределах 62—65° с. ш. сократились площади распространения синкриогенных многолетнемерзлых пород, которые заместились эпикриогенными. На севере произошло протаивание верхнего горизонта плейстоценовых синкриогенных мерзлых пород, на их месте сформировался менее мощный и часто менее льдистый синкриогенный горизонт голоценового возраста и слой сезонного оттаивания. Протаивание в климатический оптимум голоцена определило положение южной границы консервации древних синкриогенных пород. Южнее этой границы имеются только позднеголоценовые синкриогенные горизонты, которые отличаются небольшим распространением по площади и весьма незначительной мощностью (1—3 м), что объясняется их молодостью и неустойчивыми условиями консервации.

Синкриогенные породы представлены более коротким, чем эпикриогенные, генетическим рядом отложений, среди которых наиболее широко распространены аллювиальные, озерно-болотные, склоновые и реже ледниковые и эоловые.

Аллювиальные отложения. По составу и криогенному строению этого типа отложений выделяются долины крупных рек с комплексом

надпойменных террас и дифференцированным на фации аллювием и долины мелких рек, имеющие слабовыраженные террасоувалы, где аллювий комплексируется с отложениями склонового ряда.

Синкриогенные мерзлые породы крупных долин и равнин представлены двумя горизонтами, каждый из которых имеет специфическое криогенное строение и льдистость. Верхний горизонт слагается суглинками, алевролитами, супесями, реже тонкозернистыми песками, торфом и характеризуется повышенной льдистостью (до 60—80 %), наличием мощных сингенетических повторно-жильных льдов и сложными вогнутослоистыми криогеннымн текстурами (рис. 22), внутри которых чередуются сетчатые, линзовидные, реже массивные текстуры. По обилию подземного льда этот горизонт в Центральной Якутии П. А. Соловьевым был назван ледовым комплексом. Из-за сложного рисунка криогенного строения и наличия различных фаций, которые могут быть выделены в разрезе, этот горизонт и его генезис являются предметом острой дискуссии, длящейся несколько десятилетий. Этот горизонт рассматривается как: 1) преимущественно аллювиальный (комплекс фаций высокой поймы), по А. И. Попову; 2) высокой поймы и лайд, по Н. Н. Романовскому; 3) озерно-аллювиальный, полигенетический, по В. Н. Конищеву; 4) половодно-ледниковый, по Е. М. Катасонову; 5) склоновый, по Г. Ф. Гравису и другим геологам-четвертичникам; 6) эоловый, по С. В. Томирдиаро и др. Для крупных речных долин и равнин Средней Сибири предпочтение, очевидно, следует отдавать аллювиальному генезису. Несмотря на различия в составе отложений и льдистости, этот горизонт довольно однотипен для многих долин рассматриваемой территории, отмечается на террасах разной высоты от VI до I надпойменной и поймы и отличается постоянством криогеннсго строения практически по всей северной зоне, что позволяет говорить о сходстве мерзлотно-климатических и фациальных условий его накопления. Мощность этого горизонта на большей части территории составляет 10, реже 20 м, но в условиях распучивания пород вследствие роста мощных ледяных жил и на участках тектонических опусканий увеличивается, возможно, до 60—80 м и более [33].

Зональные различия в криогенном строении и льдистости этого горизонта в пределах северной зоны рассматриваемой территорри невелики. Так, в аллювии высоких пойм и I надпойменных террас прослеживается некоторая изменчивость криогенного строения с севера на юг северной зоны: уменьшается общая льдистость, сужается гамма криогенных текстур, уменьшается ширина ледяных жил, увеличивается в целом размер полигональной решетки. Расстояние между осями ледяных жил, например в бассейнах рек Анабар и Молодо, не превышает 7—10 м, а в бассейне р. Вилюй оно близко к 14—20 м. Если в первом случае ширина жил по верху достигает 1 м, то во втором —0,3—0,6 м. Пойменные отложения рек примерно до широтного отрезка р. Оленек имеют ярко выраженные слоистые криогенные текстуры, а южнее — массивные и реже — линзовидные.

В современных геокриологических условиях рост повторно-жильного льда, происходящий параллельно с промерзанием наилка, характерен только для высокой поймы. В пределах низкой поймы хотя и происходит промерзание наилка, роста повторно-жильного льда не наблюдается, так как температуры пород здесь обычно выше, чем на высокой пойме, и близки к значениям от —1 до —3 °С по всему региону. Образование повторно-жильных льдов на низкой пойме возможно только при значительных размерах этого уровня осадконакопления (>200 м), существенно суглинистом составе осадков и пониженных их температурах (от —5 до —7 °С). Такие условия имеются в долине Лены, в низовьях рек Оленек, Анабар, Котуй и др.

Второй горизонт представлен в основном песками, он или перекрыт первым горизонтом, или выходит на дневную поверхность. Горизонт формировался в фациальной обстановке прирусловых отмелей,

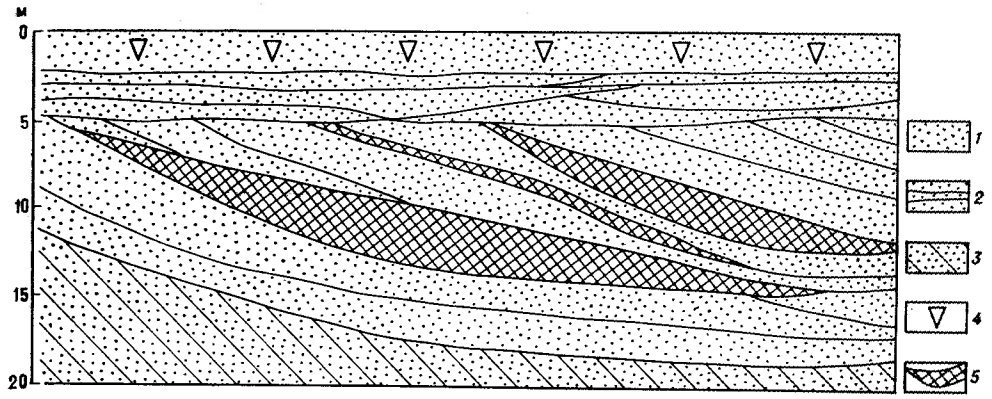


Рис. 23. Подземные льды в аллювии бестяхской террасы р. Лены. По Г. Ф. Гравису и М. С. Иванову:
1 — песок пылеватый, эоловый; *2—3* — песок мелкo- и среднезернистый, аллювиальный горизонтально-слоистый (*2*) и косослоистый (*3*); *4* — песчаные жилы; *5* — лед

отличается незначительным содержанием текстурообразующего льда и массивным криогенным строением. В последние годы в долине Лены в этом горизонте обнаружены пластовые льды (рис. 23). Очевидно, аналогичные льды могут быть встречены и в других долинах рек северной зоны. Кроме того, в этом горизонте описаны псевдоморфозы по ледяным жилам и первично-грунтовые жилы; в верхнюю часть этого горизонта проникают корни повторно-жильных льдов из «ледового комплекса».

Аллювий малых рек состоит из суглинистого плохо отсортированного материала, сходного с отложениями склонового ряда. Малые уклоны поверхности и зарегулированный сток в таежной зоне обусловливают широкое развитие «травяных русел» и постоянное их блуждание вследствие зарастания. Отложения в этих условиях состоят из заиленных и оторфованных суглинков и супесей, глин и торфа. Льдистость их повышенная (до 0,6) и образуется за счет крупной линзовидно-плетенчатой текстуры. Повторно-жильные льды здесь обычно маломощные (1—2 м), расстояние между осями жил редко меньше 12—15 м. В настоящее время их рост отмечается севернее Полярного круга (в бассейнах рек Котуй и Анабар — практически повсеместно), южнее эти льды находятся в «законсервированном» состоянии.

Озерно-болотные отложения. Они характерны для крупных котловин и заозерных депрессий пологосклоновых междуречий в области распространения пород траппового комплекса. Реже встречаются они на I надпойменной террасе и высокой пойме речных долин. В депрессиях отложения представлены заиленными и оторфованными супесями, суглинками и торфом. Мощность их обычно не превышает 6—8 м. Возраст отложений по радиоуглеродным датировкам охватывает большую часть голоцена. Разрез отложений характеризуется сложным криогенным строением. В его основании (1—2,5 м) обычно залегают суглинки серого цвета, имеющие разреживающуюся с глубиной слоистую криогенную текстуру и вмещающие эпигенетические повторно-жильные льды. Расстояние между осями жил 7—10 м. Эти суглинки, отвечающие эпикриогенному этапу развития озерно-болотных массивов, перекрываются толщей переслаивающихся супесей, песков и торфа мощностью 2—4 м. Супесчаная толща отложений характеризуется развитием систем сингенетических повторно-жильных льдов, развивающихся по иной, более крупной, чем эпигенетическая, решетке. Криогенные текстуры блоков пород между ледяными жилами слоистые, линзовидно-слоистые. Венчает разрез отложений горизонт супесей и торфа мощностью 0,5—1 м преимущественно с массивной криогенной текстурой.

Разрезы озерно-болотных отложений на поймах и террасах имеют более простое криогенное строение, так как здесь нижний, эпигенетически промерзший горизонт осадков, имеющий стратиграфическое значение, чаще всего отсутствует. Приведенная характеристика относится к отложениям, формирование которых связано с заболачиванием водоемов. Между тем наиболее широким развитием в регионе пользуются отложения, связанные с заболачиванием минеральных грунтов. Оно вызывается постоянным переувлажнением поверхности атмосферными осадками и надмерзлотными водами, чему способствуют сфагновые мхи, развивающиеся на грубом торфянистом материале. Для криогенного строения болотных отложений характерны линзовидные текстуры. Льдистость отложений очень высокая —0,6—0,8, незначительно изменяющаяся по разрезу.

Отложения пологих склонов. К синкриогенным отложениям на большей части региона, за исключением территории бассейна Ангары, относятся делювиальные, дефлюкционные, солифлюкционные и др. Для них характерны малая мощность (1—3 м), в основании склонов увеличивающаяся до 5 м и более, и чередование по площади с коренными породами и их элювием (на плоских участках междуречий и на крутых склонах), промерзавшими эпигенетически.

Состав их охватывает весь спектр гранулометрических фракций, соотношение которых меняется в зависимости от подстилающих пород, расчлененности рельефа, геокриологических и гидрогеологических условий, темпов денудации и т. д.

Склоновые сингенетические отложения имеют слабую сортировку материала, включения обломков коренных пород. В расчлененных горных районах площади распространения и мощности синкриогенных склоновых мерзлых пород сокращаются (плато Путорана, горы Бырранга и др.), на сниженных пологосклонных плато и плоскогорьях — увеличиваются. Наиболее льдистыми являются склоновые отложения суглинистого состава, формирующиеся на карбонатных породах палеозоя. Песчаные породы мезозоя и верхнего палеозоя, а также изверженные дают более грубый состав склоновых отложений и соответственно имеют меньшую льдистость. В криогенном строении этих отложений прослеживаются широтно-зональные изменения, связанные с изменениями условий теплообмена на поверхности.

К северу от 70° с. ш., где суглинистые отложения к осеннему промерзанию сильно увлажнены ($W_{об}$=50—60 %), они подвергаются интенсивному охлаждению как сверху, так и снизу. Им свойственны преимущественно базально-призматические криогенные текстуры. Угловатые призмовидные блоки, имеющие размеры 5—6 см по длине и до 1—1,5 см по высоте, как бы плавают во льду. В этих условиях в настоящее время отмечаются растущие сингенетические повторно-жильные льды, часто искривленные и неровные. Элементарные ледяные жилки (единичные или серии) часто закладываются не по центру жил, а по боковым контактам или чуть в стороне. Полигональные системы здесь слабо выражены вследствие подвижности отложений в слое сезонного оттаивания. Здесь в северо-восточной части Сибирской платформы, например, установлена зависимость криогенного строения, льдистости и количества слоев льда в склоновых отложениях от сохранности растительного покрова, влияющего на глубину сезонного протаивания в многолетнем цикле.

Южнее, примерно до 68° с. ш., в отложениях преобладают линзовидные и сетчатые криогенные текстуры. Помимо повышения температуры отложений здесь изменяется режим увлажнения деятельного слоя (уменьшается влажность), увеличивается период сезонного промерзания. Количество сингенетических повторно-жильных льдов здесь уменьшается, их рост замедляется, ширина жил уменьшается.

К югу от 68° с. ш. склоновые тонкодисперсные отложения характеризуются общим уменьшением льдистости. Криогенное строение их

характеризуется тонкошлировыми линзовидными текстурами, часто массивными. Повторно-жильные льды здесь редки, часто они встречаются в «законсервированном» состоянии.

Эоловые отложения. Эти отложения представлены бугристыми песками и относительно широко распространены в бассейне Лены. Они характеризуются малой влажностью —1—3 % на буграх и 3—5 % в понижениях между ними, неполной цементацией льдом и контактовой криогенной текстурой. Большая часть горизонтов эоловых песков, оттаявших в голоценовый оптимум, промерзала эпигенетически, но среди них имеются участки, промерзавшие сингенетически, что установлено Е. Г. Катасоновой по сингенетическим песчаным жилам.

Засоленность многолетнемерзлых пород

Значительная часть региона занята засоленными мерзлыми породами, изученными крайне слабо. Поровые растворы в породах по химическому составу и концентрации солей неоднородны в разных районах. Однако эти различия для крупных территорий вполне устойчивы: они связаны с условиями формирования многолетнего промерзания осадочных пород и предопределили распространение двух типов природного засоления — морского и континентального.

Морской тип засоления пород. Такое засоление наблюдается в мерзлых породах самых северных окраин территории в пределах Северо-Сибирской низменности и п-ова Таймыр. Распространение мерзлых пород с морским типом засоления определяется двумя основными факторами: 1) развитием на северных приморских низменностях плейстоценовых и голоценовой трансгрессий полярного бассейна, которые сопровождались накоплением песчано-глинистых осадков с иловыми солеными растворами разной концентрации, 2) физико-химическими диагенетическими изменениями и рассолением верхнего горизонта морских пород при их локальном или региональном оттаивании в эпохи климатических потеплений. Процессы промерзания и оттаивания морских четвертичных пород сопровождались дифференциацией солей между жидкой и твердой фазами и в соответствии с этим изменением концентрации поровых растворов как при кристаллизации воды, так и при таянии льда. При замерзании поровой воды часть растворенных солей захватывалась ледяными кристаллами, часть выпадала в осадок и часть отжималась в подстилающие слои пород, тем самым увеличивая минерализацию остаточного раствора. Оттаивание мерзлых массивов сопровождалось изменением состава поровых вод и рассолением пород фильтрующимися поверхностными и грунтовыми водами, а также неполным растворением солей, выпадавших в осадок при промерзании массива.

Мерзлые породы с морским типом засоления характеризуются значительным содержанием легкорастворимых солей и устойчивым по площади и в разрезе, в основном хлоридно-натриевым, хлоридно-сульфатно-натриевым и сульфатно-натриевым составом поровых растворов, обусловленным первичной седиментационной соленостью морских иловых вод. Засоленные мерзлые грунты слагают морские террасы позднеплейстоцен-голоценового возраста, протягивающиеся полосой вдоль морского побережья шириной 2—20 км, по долинам рек в глубь территории на 30—60 км. Здесь засоленные грунты залегают, как правило, не с поверхности, а погребены под незасоленными породами континентального генезиса на глубины от первых метров до 30—40 м от поверхности.

В бассейнах рек Большая Балахня, Логата, Новая, Шренк горизонты засоленных морских отложений казанцевского и каргинского возраста представлены песками, супесями, суглинками и глинами с морской фауной. Преобладают супеси и суглинки; их засоленность составляет от 0,2 до 1,6 %. Характер распределения солей в разрезах

Таблица 6

Гипотетический солевой состав верхнечетвертичных отложений бассейна р. Большая Балахня (Северо-Сибирская низменность), %

Местоположение	Глубина, м	Состав грунта	Сухой остаток, %	$NaNO_3$+ $+Mg(NO_3)_2$	NaCl	Na_2SO_4	$NaHCO_3$	$MgCl_2$	$MgSO_4$	$Mg(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$Ca(HCO_3)_2$
Обн. 7029,	12	Суглинок	1,63	0,7	—	65	—	18,7	1,9	—	12,7	1
р. Большая	13	„	1,05	1,8	41,4	45,1	—	8,7	—	—	1	2
Балахня, в	20	Супесь	0,48	6	80	7,3	2,4	—	—	1,7	—	2,6
200 км выше	21	„	0,62	5,5	76,7	11	3,1	—	—	1,5	—	2,2
по течению от устья												
Обн. 7079,	3	„	0,11	1,3	—	20,5	—	4,1	13,6	—	22,4	38,1
р. Большая	6	„	0,52	2	51,1	17,9	—	15,4	—	—	7,8	5,8
Балахня, в	7	Суглинок	0,65	3,4	—	52,9	—	9,5	13,4	—	6,2	14,7
90 км выше по течению от устья												
Обн. 7079,	12	Супесь	0,29	10,1	—	60,1	—	11,8	—	3,9	—	14,1
р. Большая	14	„	0,33	1,4	49,8	31,8	9,8	—	—	3,6	—	3,6
Балахня, в	26	„	0,23	1,8	55	25,7	11	—	—	3,3	—	3,3
90 км выше по течению от устья	31	Суглинок	0,36	3,4	30,1	27,5	22,9	—	—	8,5	—	7,6

Таблица 7

Гипотетический солевой состав средне-верхнечетвертичных отложений бассейна р. Логата (Северо-Сибирская низменность), %

Местоположение	Глубина, м	Состав грунта	Сухой остаток, %	$NaNO_3$+ $+Mg(NO_3)_2$	NaCl	Na_2SO_4	$MgCl_2$	$MgSO_4$	$CaCl_2$	$CaSO_4$	$Ca(HCO_3)_2$
Обн. 7020,	12	Глина	0,24	32	—	—	6,7	—	4,7	21,3	35,6
р. Логата, в	13	„	0,15	24,4	—	33,3	8,5	1,3	—	6,8	25,7
46 км ниже	14	„	0,35	1	—	0,7	7,6	19,2	—	28,5	43
устья р. Малая Логата	15	„	0,24	23,8	—	—	—	23,5	5	30,3	17,4
Обн. 7021,	6	„	0,19	3,1	24,1	—	18,7	—	—	30	21,1
р. Логата, в 52 км ниже устья р. Малая Логата											

зависит от состава морских отложений, фациальных условий их накопления и криогенной дифференциации солей при промерзании. В первую очередь содержание солей в них определяется количеством глинистых частиц, способных в наибольшей степени сохранять седиментационную засоленность. Наиболее засолены глины и суглинки; сверху они перекрыты незасоленными гравийными песками и моренными суглинками, содержащими 0,03—0,15 % солей при их гидрокарбонатно-сульфатно-натриевом составе. Гипотетический солевой состав из засоленных отложений бассейна р. Большая Балахня характеризуется господством типично морских солей: NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$ (табл. 6). В бассейне р. Логата, расположенной дальше от побережья во внутренних частях низменности, состав солей несколько иной. Здесь преобладают соли: Na_2SO_4, $CaSO_4$ и $Ca(HCO_3)_2$ и лишь в одном обнажении — NaCl (табл. 7). Подобный состав солей характеризует прибрежно-морские

условия осадконакопления. Повышенное содержание сульфатов в отдельных пробах связано, на наш взгляд, с отбором образцов пород из обнажений, которые могут дать искаженный результат. Видимо, образцы пород в отдельных частях обнажения отбирались из слоя, подвергавшегося процессам сезонного промерзания — оттаивания. На это указывает большое содержание в отдельных пробах нитратов, которые обычно характерны для поверхностных проб. Механизм образования слоя вторичного обогащения солями вблизи стенки обнажения связан с подтягиванием к ней солей из порового пространства пород как при испарении воды в летнее время, так и путем вымораживания поровых растворов. В результате в слое обогащения концентрируются в основном сульфаты натрия и кальция, а наиболее растворимые хлориды и карбонаты, представленные в поровых растворах двууглекислыми солями, выносятся из стенок обнажения в первую очередь. Сказанное подтверждают результаты определения химического состава выцветов солей на морских породах в северных районах европейской части СССР и Западной Сибири. Независимо от химического состава поровых растворов в породе в выцветах всегда абсолютно преобладают сульфаты.

Восточнее устья р. Хатанга в бассейне р. Попигай отмечено повышенное содержание солей в верхнем горизонте прибрежно-морских казанцевских и каргинских отложений. Так, на левобережье р. Блудная засоленность супесчано-суглинистых пород составляет 0,13—0,17 %, а в отдельных горизонтах увеличивается до 0,4 %. На левобережье р. Половинная вблизи устья р. Малая Половинная каргинские алевриты имеют засоленность 0,22—0,26 %. На правобережье р. Попигай все горизонты верхнеплейстоценовых отложений характеризуются резкими колебаниями засоленности от 0,02 до 0,9 %, что связано со сменой условий осадконакопления от прибрежно-морских на пресноводные.

Континентальный тип засоления пород. Мерзлые породы с таким типом засоления распространены в Центральной Якутии и на локальных участках Прибайкалья. Области континентального засоления ассоциируют с засушливым климатом. Географически они связаны с внутриконтинентальными низменными равнинами, отличающимися недостаточным естественным дренажом и большей частью отрицательным балансом влаги. На протяжении почти всего года в Центральной Якутии сохраняется дефицит влажности, особенно он велик летом, когда благодаря высокой температуре воздуха величина испаряемости в 1,5—2 раза превышает сумму осадков. Континентальный климат и летний дефицит влаги в сочетании со слабой расчлененностью рельефа и замедленным надмерзлотным стоком способствуют засолению почв и подстилающих пород. По расчетам Л. Г. Еловской, испарение паводковых вод в долине Лены, содержащих в среднем 80—100 мг/г растворенных веществ, за 200—250 циклов может обеспечить засоленность супесчано-суглинистых грунтов сезонноталого слоя до 1,5 % и концентрацию порового раствора до 200 г/л. Ш. Ш. Гасанов предложил схему синхронного с осадконакоплением засоления пойменного аллювия в процессе ежегодного выпаривания паводковых вод в замкнутых полигональных микропонижениях рельефа при соответствующей структуре климата. В связи с вогнутой формой кровли многолетнемерзлых пород под полигональными ваннами на пойме горизонтальный и вертикальный вынос солей надмерзлотными водами исключен. В процессе многократных циклов промерзания — оттаивания грунтов сезонноталого слоя происходит перераспределение солей, обусловленное миграцией влаги по глубине и простиранию. Минерализованные нижние слои переходят в многолетнемерзлое состояние при наращивании мерзлой толщи вверх по сингенетическому типу. С переходом высокой поймы в условия надпойменной террасы перераспределение солевого состава фильтрующимися надмерзлотными водами приводит к обеднению пород хорошо растворимыми солями (хлоридами и сульфатами) на более повышен-

ных, лучше дренированных участках и накоплению их в понижениях. Возникшая на пойменной стадии осадконакопления неравномерность в засолении пород усиливается с переходом поймы в режим надпойменной террасы. В результате создаются условия для соседства участков с незасоленными грунтами, участков рассоления с преобладающим гидрокарбонатным составом солей и участков с преобладающим сульфатным или хлоридным засолением. Смена режимов обводненности поймы по годам при наличии мерзлых пород вызывает смещение границ этих участков и поэтому в Центральной Якутии можно наблюдать своеобразное хлоридно-гидрокарбонатное засоление, не укладывающееся в известные представления о смене в пространстве типов засоления.

В Центральной Якутии на протяжении всего позднеплейстоценового и голоценового времени гидротермические условия сохраняли сходную с современной структуру, что обеспечивало отрицательный баланс влаги в летние месяцы. Поэтому здесь супесчано-суглинистые отложения верхнего горизонта, пронизанные повторно-жильными льдами, на всех геоморфологических уровнях характеризуются повышенной, хотя и неодинаковой засоленностью. Условия для сохранения легкорастворимых солей на высоких уровнях были менее благоприятными, чем на средних и низких. Поэтому в отложениях высоких террас проявляется гидрокарбонатное засоление, а в отложениях средних и низких уровней в замкнутых понижениях преобладает сульфатное и хлоридное засоление. Во вложенных в террасовый комплекс аласных отложениях засоленность может быть различной: при высыхании бессточных аласных озер идет процесс дальнейшего засоления пород, а при наличии стока из озер — происходит рассоление осадков.

Эпигенетически промерзшие пески русловой фации аллювия содержат незначительное количество легкорастворимых солей и относятся к незасоленным. Содержание солей, по Н. П. Анисимовой, в русловом аллювии II надпойменной террасы Лены в районе г. Якутска на глубинах 2—22,5 м мало меняется по разрезу и составляет 0,01—0,02 %: в химическом составе доминируют ионы HCO'_3, Ca:: и Na:. В этом же разрезе перекрывающие их пойменные супеси содержат 0,3—0,5 % солей при хлоридно-сульфатно-натриевом типе засоления. Ультрапресные атмосферные осадки с минерализацией от 3—5 до 10—16 мг/л не могут обеспечить засоленность отложений даже при подходящей структуре климата и сингенетическом их промерзании. Поэтому отложения, накапливавшиеся за пределами речных долин, например склоновые, по Ш. Ш. Гасанову, не засолены.

Таковы основные закономерности формирования химического состава и засоленности мерзлых пород Центральной Якутии, которые подтверждаются фактическими наблюдениями. На пойме Лены, в 130 км севернее г. Якутска, верхний суглинистый горизонт мощностью 1,5 м в замкнутых микропонижениях рельефа характеризуется содержанием солей от 0,15 до 1 % с преобладанием среди них хлоридов и сульфатов. В отложениях молодых участков поймы, пойменных грив и открытых межгривных понижений содержание солей составляет в песках 0,02—0,03 %, в суглинках —0,06—0,1 % при гидрокарбонатно-кальциево-натриевом составе, что обусловлено хорошей дренированностью этих участков.

Наибольшим засолением в долине Лены характеризуются супесчано-суглинистые породы с повторно-жильными льдами в верхних частях позднеплейстоценовых террас. Среднее значение засоленности в них, по наблюдениям Д. С. Дроздова и О. Е. Пономаревой, составляет 0,27 % при максимальных величинах до 3,2 %. На пониженных тыловых участках V надпойменной террасы, в мерзлых отложениях пойменной фации засоленность достигает 0,3—0,5 % с преобладанием в составе солей хлоридов натрия, тогда как в аналогичных отложениях на повышенных участках террасы она изменяется от 0,04 до 0,08 % и в

солевом составе основная доля приходится на гидрокарбонаты натрия и магния. В северной части Лено-Амгинского междуречья в озерно-аллювиальных отложениях тюнгюлюнской террасы засоленность мерзлых пород составляет 0,5—0,7 %. Максимальное засоление до 5—8 % при средних 0,4—0,8 % зафиксировано А. А. Карпуниной в суглинках низких надпойменных террас Лены.

На левобережье р. Алдан в обнажении Мамонтовой Горы континентальное засоление отмечено в позднеплейстоценовых отложениях 50-метровой террасы. Содержание легкорастворимых солей в верхней лёссовидной толще мощностью 7—11 м не выдержано по простиранию и в разрезе и колеблется от 0,07 до 0,39 %; состав солей и гидрокарбонатно-кальциево-натриевый. В голоценовых песчано-суглинистых отложениях 9-метровой террасы содержание солей при аналогичном составе составляет 0,07—0,18 %.

В районе Сунтарской излучины р. Вилюй М. Ф. Петченко отмечает засоление в аласных и аллювиальных отложениях I—IV надпойменных террас на глубину до 5 м и больше. Максимальное засоление до 1,5 % характерно для суглинистых грунтов; преобладающий состав солей сульфатно-хлоридный и гидрокарбонатный.

Большой фактический материал по засоленности мерзлых пород на территории г. Якутска проанализировали С. Б. Петров и Л. Н. Безрук. Ими установлена высокая степень изменчивости засоленности и состава солей в породах, слагающих высокую пойму, первую и вторую надпойменные террасы р. Лены. Приподнятые участки этих уровней сложены незасоленными мерзлыми песками. Гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный состав солей отмечен локально на плоских сухих участках террас и поймы, сложенных пылеватыми песками и супесями засоленными. Содержание солей в них до глубины 3 м составляет 0,1—1,26 %; ниже оно меняется в пределах 0,1—0,9 %. Гидрокарбонатно-хлоридные соли имеют подчиненное значение и концентрируются в песчаных отложениях сниженных присклоновых частей террас. Для этих условий характерно увеличение засоленности мерзлых пород с глубиной: в сезонноталом слое она составляет 0,2—0,5 %, ниже 3 м она увеличивается в пылеватых песках от 0,14 до 1,1 %, в мелких песках от 0,24 до 0,74 %. Сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные соли являются доминирующими для мерзлых пород в районе г. Якутска, распространенных в понижениях на поверхности террас. Песчано-суглинистые породы засолены здесь до глубины 3—5 м, редко до 15 м; содержание солей колеблется от 0,2 до 1,6 %, реже до 2,7 %. Хлоридный тип солей развит на отдельных участках в основном в породах сезонноталого слоя и верхней части мерзлой толщи, редко — до глубины 10 м. Количество солей в них 0,2—0,6 %.

Генетически с засоленными песчаными отложениями в районе г. Якутска связаны линзы отрицательно-температурных рассолов с минерализацией до 36 г/л и сульфатно-хлоридным составом, залегающих на глубине 5—6,5 м.

Засоленные мерзлые породы отмечаются также в некоторых районах Прибайкалья, где они приурочены к отдельным участкам речных долин (Ангара, Манзурка, Унга). В зависимости от состава мерзлых пород и глубины залегания их засоленность меняется от 0,1—0,2 % в песках до 0,2—1,4 % в суглинках.

Криолитологическое районирование Средней Сибири

Изучение состава и льдистости четвертичных и неоген-четвертичных пород, признаков сингенетического их промерзания и дальнейшего преобразования в ходе эволюции многолетнемерзлых толщ позволили провести криолитологическое районирование территории Средней Сибири. На карте (рис. 24) выделены территории, соответствующие двум группам генетических комплексов рыхлых четвертичных отложений.

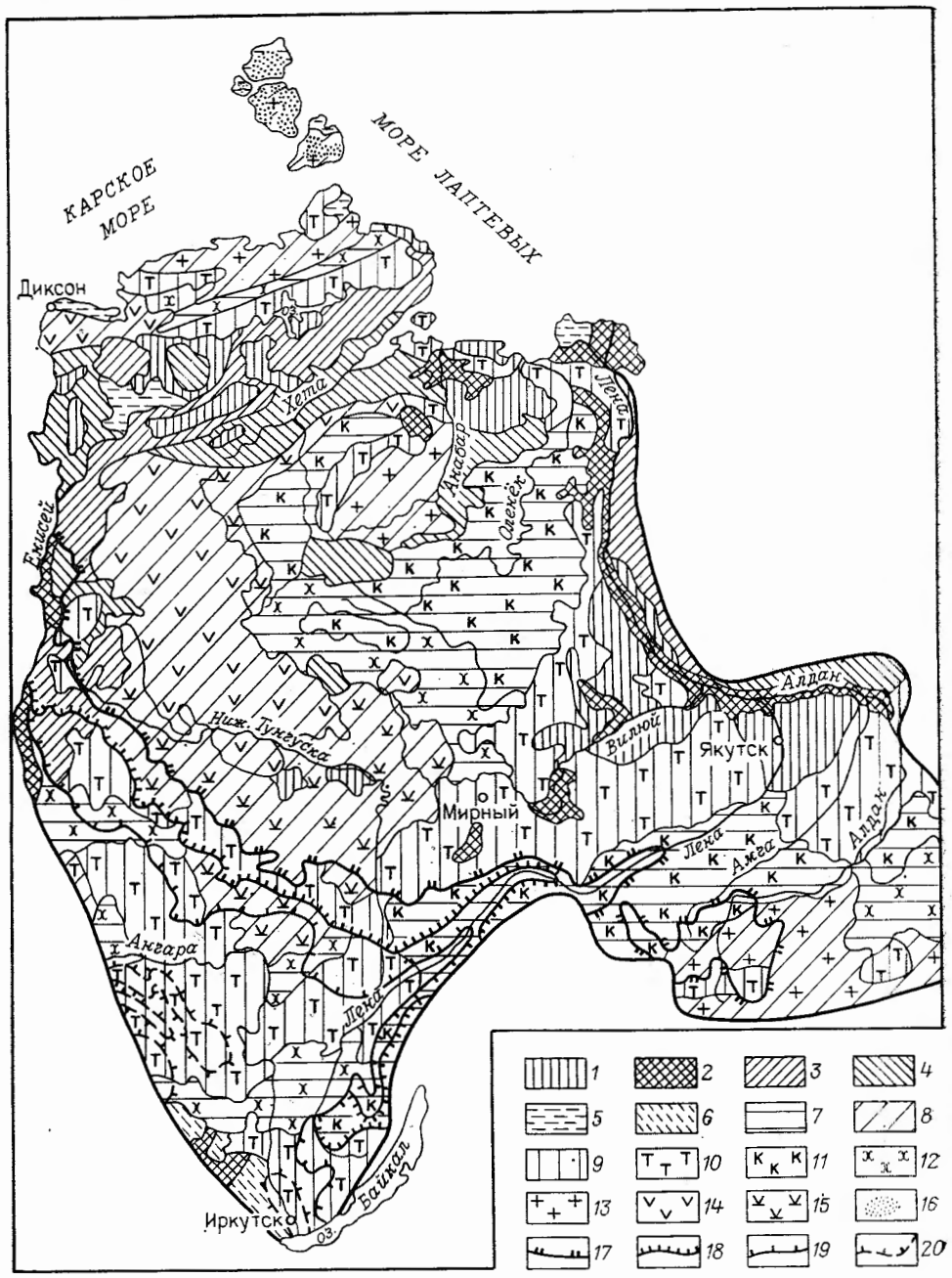


Рис. 24. Криолитологическая карта Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой:
1—9 — комплексы четвертичных отложений; *10—15* — формации дочетвертичных пород (описание типа промерзания, состава, криогенного строения, макровключений льда и объемной льдистости дано в тексте); *16* — ледники; *17* — граница между северной и южной геокриологическими зонами; *18* — граница между подзонами прерывистого и массивно-островного распространения мерзлых пород; *19* — граница между подзоной массивно-островного и редкоостровного распространения мерзлых пород; *20* — южная граница криолитозоны

I группа объединяет генетические комплексы, мощность отложений которых составляет 10—20 м и более — это аллювиальные, озерно-аллювиальные, ледниковые, водно-ледниковые, морские и лёссовые отложения. II группа объединяет комплексы отложений мощностью 3—5 м, редко более, развитые на большей части площади Средней Сибири на неглубоко залегающих коренных породах — элювиальные, делювиальные, солифлюкционные, гравитационные и другие генетические комплек-

сы отложений склонового ряда. В каждой группе генетические комплексы в зависимости от их расположения в северной или (и) в южной геокриологической зоне охарактеризованы по типу промерзания (син- или эпигенетическому), составу отложений, преобладающим криогенным текстурам и льдистости и макровключениям льда. В пределах генетических комплексов элювиального и склонового ряда показаны также формации и комплексы формаций дочетвертичных пород в связи с определяющей ролью их состава, трещиноватости и степени выветрелости.

Таким образом, на криолитологической карте (см. рис. 24) отражены:

1) синкриогенные отложения полигенетических равнин (ледовый комплекс): супеси и пески пылеватые, оторфованные, торф; криотекстура слоистая, линзовидная, сетчатая, поясковая; системы повторно-жильных льдов мощностью 20—40 м и более; $i_{об}$ 0,6—0,8; эпи- и синкриогенные термокарстово-озерные отложения (аласный комплекс): пески, супеси, суглинки пылеватые, торф; криотекстура поясковая, слоистая, сетчатая, линзовидная; системы повторно-жильных льдов мощностью 3—6 м; $i_{об}$ 0,4—0,7;

2) синкриогенные (в северной зоне), син- и эпикриогенные (в южной), талые (в южной и вне криолитозоны) аллювиальные отложения в долинах рек: пески, супеси пылеватые, суглинки оторфованные, валунно-галечные отложения; криотекстура массивная, линзовидная, слоистая, корковая; системы мелких повторно-жильных льдов, пластовые льды; $i_{об}$ 0,2—0,6;

3) синкриогенные (в северной зоне) и эпикриогенные (в южной) ледниковые отложения: суглинки, супеси, пески валунные; криотекстура массивная, базальная, линзовидная, корковая; пластовые льды и льдогрунтовые жилы; $i_{об}$ 0,3—0,6;

4) эпи- и синкриогенные (в северной зоне) и эпикриогенные (в южной) водно-ледниковые и ледниковые отложения: пески, супеси, гравийно-галечные отложения; криотекстура массивная, линзовидная, корковая; редко пластовые льды и льдогрунтовые жилы; $i_{об}$ 0,1—0,3;

5) эпикриогенные морские, син- и эпикриогенные аллювиально-морские отложения: пески, супеси, суглинки; криотекстура массивная, линзовидная, сетчатая; $i_{об}$ 0,2—0,6;

6) эпикриогенные лёссовые отложения: пылеватые супеси и пески; криотекстура массивная, линзовидная; $i_{об}$ 0,1—0,3;

7) синкриогенные (в северной зоне), эпикриогенные и талые (в южной) элювиальные, склоновые и карстовые образования: суглинки, супеси, пески с дресвой, щебнем и глыбами; глыбовые развалы; криотекстура слоистая, линзовидная, сетчатая, корковая, массивная; пещерные и пластовые льды, гольцовый лед; $i_{об}$ 0,2—0,5;

8) синкриогенные (в северной зоне), син- и эпикриогенные и талые (в южной) элювиальные и склоновые образования: суглинки и супеси с дресвой, щебнем и глыбами; криотекстура линзовидная, сетчатая, базальная; гольцовый лед; $i_{об}$ 0,2—0,6;

9) синкриогенные (в северной зоне), эпикриогенные (в южной) элювиальные и склоновые образования: супеси, пески, суглинки со щебнем; криотекстура линзовидная, массивная, корковая, базальная; $i_{об}$ 0,1—0,5;

10) эпикриогенные породы терригенных и интрузивных формаций: пески, песчаники, алевриты, глины, аргиллиты, известняки, доломиты, мергели, траппы; криотекстуры унаследованные расширенные, пластово-трещинные и трещинные, $i_{об}$ 0,02—0,15, в зонах трещиноватости 0,05—0,2;

11) эпикриогенные породы карбонатных формаций: известняки, доломиты, мергели, криотекстуры унаследованные, расширенные, трещинно-карстовые и пластово-трещинные, $i_{об}$ 0,03—0,3, в зонах трещиноватости и в карстовых полостях 0,05—0,3;

12) эпикриогенные породы карбонатно-терригенных и интрузивных формаций: известняки, доломиты, мергели, траппы, гипс, каменная соль, криотекстуры унаследованные, расширенные, пластово-трещинные и трещинные, $i_{об}$ 0,03—0,2, в зонах трещиноватости $i_{об}$ 0,05—0,3;

13) эпикриогенные породы метаморфических и интрузивных формаций: гнейсы, граниты, кварциты, кристаллические сланцы, траппы, криотекстуры унаследованные, расширенные, трещинные и трещинно-жильные, гольцовый лед, $i_{об}$ 0,02—0,15, в зонах трещиноватости $i_{об}$ 0,05—0,3;

14) эпикриогенные породы эффузивных формаций: базальты, туфы, туффиты, криотекстуры унаследованные, расширенные, трещинные, $i_{об}$ 0,02—0,15;

15) эпикриогенные породы эффузивных, терригенных и интрузивных формаций: базальты, туфы, туффиты, песчаники, алевриты, аргиллиты, траппы, криотекстуры унаследованные расширенные, трещинные, пластово-трещинные, $i_{об}$ 0,02—0,2.

Анализ распространения по территории криолитологических комплексов и формаций пород показывает, что наиболее льдистые отложения приурочены к северной геокриологической зоне. Это объясняется преобладанием в ее пределах синкриогенного промерзания пород с поверхности, широким развитием низменных равнин, сложенных рыхлыми отложениями, и низких плато и плоскогорий, сложенных карбонатными и песчаными коренными породами. Малольдистые породы в северной геокриологической зоне приурочены к высокогорным расчлененным районам (плато Путорана и горы Бырранга), выходам на поверхность плотных кристаллических пород (на севере п-ова Таймыр, в Анабарском массиве и др.) или песчаных пород мезозоя (кряж Чекановского, эоловые массивы в Центральноякутской равнине) и др. В южной геокриологической зоне сильнольдистые мерзлые пород развиты на заторфованных низинах плоских междуречий и в некоторых заторфованных долинах. В целом для южной зоны типичны менее льдистые эпикриогенные мерзлые породы, на самом юге они приурочены исключительно к днищам долин.

ГЛАВА 5

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ

Факторы, определяющие формирование мощности криолитозоны

Мощность криолитозоны (криогенной толщи), как известно, определяется совокупным действием зональных, региональных и местных (локальных) факторов и условий и их изменение в четвертичном периоде, особенно в голоцене и современных условиях, которые по силе воздействия на природную среду являются весьма существенными. Зональный фактор отчетливо проявляется как в результате большой протяженности территории с юга на север, от 52 до 82° с. ш., так и небольших колебаний высот рельефа Среднесибирского плоскогорья. При этом главнейшим условием развития криолитозоны является похолодание северного полушария Земли, начавшееся в конце миоцена и с небольшими отклонениями продолжающееся до настоящего времени [58 и др.].

В. А. Кудрявцев показал [49, 60], что общее похолодание климата сопровождается многолетними колебаниями условий теплообмена на поверхности земли с относительно короткими периодами потепления и длинными преобладающими холодными периодами. Влияние деятельности периода промерзания T на глубину многолетнего промерзания $\zeta_{мн}$ из уравнения Стефана устанавливается как $\zeta_{мн}=\alpha\sqrt{T}$. Так, если

считать, что промерзание в Средней Сибири началось в неогене, а с начала четвертичного периода практически не прерывалось, то за 2 млн. лет должно было промерзнуть не менее 1400 м. Поскольку в районе верховьев р. Марха установлена отрицательная температура на глубине ~1500 м, то период промерзания соответственно надо считать еще большим.

Средняя за период промерзания температура пород и амплитуда ее колебаний существенно и прямо пропорционально отражаются на скорости и глубине многолетнего промерзания: чем ниже температура и больше амплитуда колебания температур за этот же период, тем глубина нулевой изотермы больше. Большие мощности мерзлых толщ в Средней Сибири свидетельствуют о постоянно низких (вероятно, более низких по сравнению с соответствующими широтами смежных территорий) средних температурах периодов промерзания.

Анализ палеогеокриологической обстановки на протяжении плейстоцена и голоцена позволяет выявить основные факторы, определяющие различия в динамике формирования мощности криолитозоны в северной и южной геокриологических зонах.

На территории южной зоны условия теплообмена горных пород с внешней средой неоднократно и существенно изменялись. Так же существенно изменялись во времени и по площади температура и мощность многолетнемерзлых толщ. В холодные эпохи (самаровское, санчуговское, зырянское, сартанское время) температуры пород понижались, и мощность мерзлоты увеличивалась, возрастая с юга на север, подчиняясь закону широтной зональности. Судя по широкому развитию крупных повторно-жильных льдов, большой продолжительности холодных периодов в условиях незначительного (особенно в самаровское время) расчленения рельефа, мощность мерзлых пород даже в самых южных районах Сибирской платформы могла достигать 150—200 м.

В теплые эпохи (мессовско-ширтинское, казанцевское и каргинское время и средний голоцен) мощность мерзлоты существенно сокращалась, а в южных районах она полностью деградировала.

В пределах Ангаро-Ленского плато мощность мерзлых толщ в плейстоцене и голоцене существенно изменялась не менее 3—4 раз. Далее к северу, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски в связи с увеличением суровости климата полная деградация мерзлоты в эпохи потепления могла происходить лишь на участках ее малой мощности, обусловленной составом пород и инфильтрацией осадков. На других участках с суглинистым составом пород последующее промерзание сверху могло начинаться раньше, нежели протаивала не сформировавшаяся к этому времени мерзлая толща. В связи с этим промерзание в последующую холодную эпоху могло достигать поверхности оттаивания и обе толщи могли смыкаться. Суммарная мощность мерзлоты при этом скачкообразно увеличивалась. В эпоху климатического оптимума голоцена произошло наиболее значительное сокращение мощности мерзлых толщ плейстоценового возраста. На территории к югу от долины р. Подкаменная Тунгуска мерзлота деградировала полностью; на междуречье Подкаменной и Нижней Тунгуски мерзлые толщи плейстоценового возраста деградировали сверху и снизу, но большая часть их сохранилась до настоящего времени; лишь на участках, благоприятных для оттаивания (озера, реки), мерзлота исчезла полностью.

На территории северной зоны к северу от долины р. Нижняя Тунгуска на протяжении всего четвертичного периода существовали благоприятные условия для устойчивого сурового резко континентального климата, обусловливающего увеличение и постоянное нарастание мощности мерзлых толщ. В эпохи потеплений, амплитуда и продолжительность которых здесь были меньшими, чем в южной зоне, деградация мерзлоты с сокращением мощности криолитозоны происходила в основном за счет ее оттаивания снизу; оттаивание мерзлых пород с поверх-

ности происходило глубже на участках малольдистых коренных пород или на территориях морских трангрессий (западная часть Северо-Сибирской низменности), а также на участках распространения водноледниковых отложений. В настоящее время существование на территории Сибирской платформы мощных покровов льда, достигающих 500 м и более, является весьма проблематичным в связи с отсутствием следов его влияния при таких масштабах развития на уменьшение мощности криолитозоны, которое должно бы быть весьма существенным и иметь четкие отличия от участков, где ледниковые покровы отсутствовали. Поэтому можно ожидать, что поскольку следы оледенений в виде моренных валов, эрратических валунов и других обнаружены в различных регионах южной части платформы, то скорее всего оледенения были полупокровными и только в горных массивах, а на плоскогорье спускались по долинам рек и низким элементам рельефа, распространяясь избирательно, что не могло существенно повлиять на мощность криолитозоны. Однако в последующие холодные периоды вследствие крайне суровых климатических условий протаявшие горные породы вновь промерзали (охлаждались). В период климатического оптимума, например вдоль южной границы северной зоны, протаивание на участках развития коренных пород, в пределах трещиноватых зон, не заполненных льдом, произошло до глубины 100—150 м, на участках рыхлых льдистых пород — до 60—80 м. В позднем голоцене протаявшие породы повсеместно промерзали, кроме отложений под крупными непромерзающими озерами на высоких речных террасах Лены и Вилюя и по трещиноватым обводненным зонам. Кровля мерзлых пород в несквозных таликах залегает на глубине до 100 м, реже более.

Среди региональных факторов огромное значение на формирование мощности криолитозоны оказывает внутриземной поток тепла, геологическое строение территории и ее развитие в новейшее время. В. А. Кудрявцевым показано [48, 49], что при малом теплопотоке из недр Земли, характерном для древних кристаллических щитов и малоподвижных платформенных структур, глубина многолетнего промерзания существенно больше, чем за тот же период в горно-складчатых областях; при этом разница в мощности мерзлой толщи может быть в 1,5—2 раза. Однако до последнего времени конкретные сведения о величине теплового потока, особенно в пределах Сибирской платформы, были весьма скудными. Уникальные сведения, полученные в последние годы, позволили В. Т. Балобаеву [81] выявить и отобразить на карте (рис. 25) общие закономерности регионального распределения теплового потока, связанные с основными геоструктурами.

Огромная территория центральной части Сибирской платформы (Анабарская антеклиза, ее южный склон, Ботуобинская седловина и Непский свод), по В. Т. Балобаеву, характеризуются наиболее низкой (13—25 мВт/м^2) плотностью теплового потока и высокой теплопроводностью толщи, представленной палеозойскими соленосными карбонатными отложениями, и вследствие такого сочетания условий отличается уникально холодной верхней частью земной коры. Именно в этой области отмечается наиболее мощная криолитозона, достигающая максимальных значений (1500 м), и наименее значительная деградация ее снизу в теплые эпохи. Значительные (600—800 м) мощности криогенных толщ, обнаруженные на Лено-Амгинском междуречье (бассейн р. Улу), по-видимому, свидетельствуют о низком тепловом потоке и на северном склоне Алданской антеклизы.

На остальной части Сибирской платформы, выполненной древними соленосными палеозойскими отложениями, значения плотности теплового потока изменяются от 20 до 40 мВт/м^2, а в мезозойских депрессиях (Ангаро-Ленский прогиб, Лено-Анабарский и Приверхоянский краевые прогибы, Вилюйская синеклиза и Алдано-Майская перикратонного опускания) увеличиваются до 40—60 мВт/м^2. В. Т. Балобаев отмечает, что повышение теплового потока в названных депрессиях в

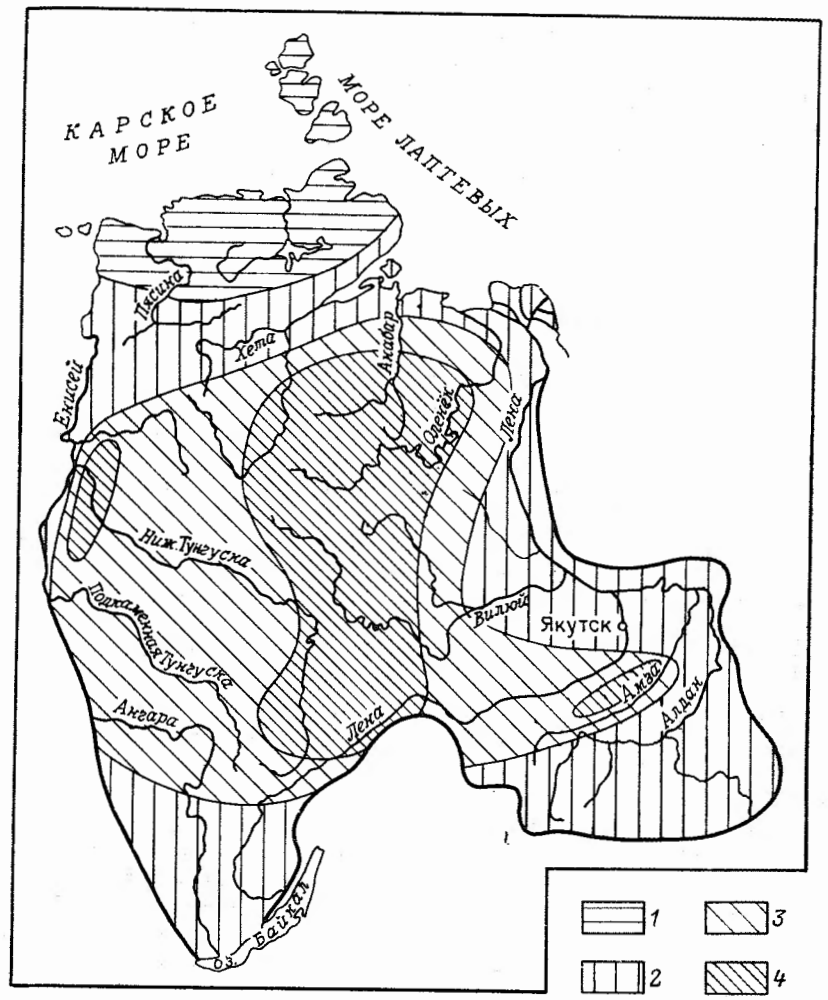


Рис. 25. Районирование Средней Сибири по величине теплового потока (мВт/м^2). По В. Т. Балобаеву [81]:
1 — 60—80; *2* — 40—60; *3* — 20—40; *4* — <20

сочетании со слабой теплопроводностью мезозойских осадков вызывает разогрев пород до температуры 50—75 °С на глубине 3000 м, что обусловливает существенное сокращение мощности криолитозоны плейстоценового возраста за счет протаивания мерзлых толщ снизу.

В центральной части Алданской антеклизы в пределах наложенной Чульманской впадины, по В. Т. Балобаеву [81], плотность теплового потока изменяется от 47 до 56 мВт/м^2, т. е. в 2—4 раза выше по сравнению с Анабарским массивом (см. рис. 25), что, несомненно, является результатом новейшей активизации тектонических процессов в пределах древней структуры. Наиболее высокая плотность теплового потока (60—85 мВт/м^2) отмечается в пределах Таймырского антиклинория.

Влияние литологического состава и льдистости пород на глубину их многолетнего промерзания выражается через теплопроводность пород (λ), теплоемкость (C) и через теплоту фазовых переходов воды ($Q_ф$). По В. А. Кудрявцеву [60], мощности многолетнемерзлых толщ можно принимать пропорциональными $\sqrt{\lambda}$, искажение полученных значений при этом не выходит за пределы 10—15 %, обусловленных различием теплопотоков снизу. В скальных породах многолетнее промерзание мерзлых толщ за один и тот же период может быть в 1,4—1,6

раз больше, чем в рыхлых, коэффициент теплопроводности которых в 2 раза меньше. По В. А. Кудрявцеву, следует, что менее мощные, но более льдистые мерзлые толщи могут быть древнее, чем более мощные, но слабовлажные.

На формирование мощностей мерзлых толщ большое влияние оказывает различие теплофизических свойств пород в мерзлом и талом состояниях. При этом чем больше $\lambda_м$ будет превышать $\lambda_т$, тем больше будут мощности мерзлых толщ, что существенно проявляется в рыхлых влажных отложениях за длительный период промерзания. В коренных слабовлажных и морозных породах мощность мерзлоты будет в основном определяться геотермическим градиентом (теплопотоком из недр Земли).

Среди региональных факторов, оказывающих большое влияние на глубину промерзания (охлаждения) пород, особое место занимают высотно-поясовые условия теплообмена. На большей части Средней Сибири в условиях устойчивого зимнего антициклона широко развита инверсия температуры воздуха, обусловливающая формирование минимальной температуры пород и максимальной мощности мерзлых толщ в днищах долин и особенно у подножия склонов северной экспозиции при наличии курумов с гольцовым льдом. Увеличение мощности мерзлых толщ в днищах долин по сравнению с водоразделами наиболее отчетливо прослеживается в пределах южной зоны, а с высотой — на участках горного рельефа, абсолютные отметки которых превышают потолок инверсии температуры воздуха. В северной зоне увеличение мощности мерзлых толщ с высотой характерно для гор Бырранга, высокой части плато Путорана и Анабарского массива; в южной зоне оно отмечается в гольцах Алданского пластового плато и на вершинах Верхнеленского плато.

Поверхностные воды активно препятствовали охлаждению и промерзанию пород на протяжении всей эпохи охлаждения. Однако отепляющее влияние речных и озерных вод строго ограничено по площади и обычно не выходит за пределы акватории. Именно к этим участкам и приурочены сквозные и несквозные талики гидрогенного типа. Масштаб отепляющего воздействия поверхностных вод определяется соотношением глубины реки или озера с максимальной толщиной ледяного покрова и суровостью геокриологической обстановки. В результате миграции русла по дну долины происходит деградация мерзлоты с поверхности. На осушенных площадях их промерзание с поверхности начинается с формирования мерзлого козырька и лишь затем произойдет смыкание промерзающей со всех сторон мерзлой толщи (при преобладании промерзания с поверхности).

Подземные воды оказывают значительное влияние как на глубину промерзания и охлаждения пород, так и на величину деградации мерзлых толщ снизу. Тепловое воздействие подземных вод на температурное поле пород определяется, как известно, удельным теплосодержанием нисходящего потока в области питания и восходящего потока в области разгрузки. Удельное теплосодержание потока, в свою очередь, зависит от температуры и объема воды, а также скорости ее фильтрации.

По величине удельного тепловлагопереноса целесообразно различать фильтрационные области питания и разгрузки порово-пластовых, трещинно-пластовых и грунтово-трещинных вод в породах с весьма низкой, низкой и средней проницаемостью и инфлюационные области питания и разгрузки карстово-пластовых, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод в породах с высокой проницаемостью. Фильтрационные области питания и разгрузки характеризуются, по Е. Е. Керкесу [44], небольшими (от 0,007 до 7 м/сут) коэффициентами фильтрации, малым удельным объемом нисходящего или восходящего потока и более или менее равномерной фильтрацией на значительной площади. Флюационные области питания и разгрузки

характеризуются значительным (от 7 до 1000 м/сут) коэффициентом фильтрации, большим удельным объемом нисходящего или восходящего потока, но распространены на небольших по площади участках. Отсюда вывод — фильтрационные области питания и разгрузки мало устойчивы в тепловом отношении, но могут быть велики по площади, а флюационные области питания и разгрузки, обладая значительной тепловой устойчивостью, локальны по площади [85].

Не менее важным условием, определяющим устойчивость в тепловом отношении областей питания и разгрузки в конкретной геокриологической обстановке, являются особенности теплообмена пород с атмосферой. В этом отношении целесообразно различать субаквальные и субаэральные области питания и разгрузки подземных вод.

Тепловые условия развития или стабильного существования субаэральных областей питания и разгрузки определяются исключительно теплосодержанием нисходящего или восходящего потока. В этих областях питания нисходящий поток существует только летом, а зимой породы либо охлаждаются до глубины 5—10 м, либо промерзают до глубины 2—5 м. Вследствие этого значительная часть тепла нисходящего потока в начале лета расходуется на прогревание пород или на фазовые переходы при протаивании сезонномерзлых пород. В результате во многих районах криолитозоны период инфильтрации дождевых или поверхностных вод сокращается до 30—70 суток. Именно поэтому субаэральные области питания, расположенные в пределах междуречий, предельно неустойчивы в тепловом отношении.

Условия развития или стабильного существования субаквальных областей питания и разгрузки совсем иные вследствие огромного отепляющего воздействия на горные породы непромерзающих рек и озер. Основная часть тепла нисходящего или восходящего потока расходуется на поддержание пород в талом (немерзлом) состоянии ниже зоны отепляющего воздействия поверхностных вод. Поэтому инфильтрация или инфлюация поверхностных вод в недра структуры в субаквальных условиях может происходить на протяжении всего года. В этих условиях субаквальные инфлюационные области питания и разгрузки карстово-пластовых, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод предельно устойчивы в тепловом отношении и могут существовать даже в самой суровой геокриологической обстановке.

Анализ тепловой устойчивости областей питания и разгрузки подземных вод позволяет оценить характер теплового воздействия природных вод на глубину промерзания водоносных пород от областей питания к областям разгрузки подземных вод. В холодные эпохи подземные воды активно препятствуют промерзанию пород как сверху (в областях питания и разгрузки), так и снизу (в области транзита). В теплые эпохи подземные воды являются активным агентом деградации мерзлой толщи как сверху, так и снизу.

Типы вертикального строения криолитозоны (криогенной толщи пород)

Строение криолитозоны в разрезе отражает специфику криогенного преобразования толщи пород на протяжении плейстоцена и голоцена в зависимости от степени их охлаждения в пределах отрицательных температур, наличия воды в порах и трещинах пород, а также их состава, сложения и степени минерализации. В результате в строении криолитозоны отражается соотношение в вертикальном разрезе различных ярусов криогенных пород [85], литологические, физические, теплофизические и гидрогеологические свойства которых весьма различны.

В зависимости от наличия воды в порах и трещинах пород, ее состава и степени минерализации к моменту промерзания в пределах Сибирской платформы и п-ова Таймыр можно различать три яруса

пород, участвующих в строении криолитозоны. Первый ярус слагают преимущественно мерзлые породы, трещины и поры в которых полностью или частично заполнены пресным льдом. Этот ярус может включать отдельные блоки морозных пород. Второй ярус слагают преимущественно морозные породы при подчиненном положении мерзлых, приуроченных к трещиноватым зонам разломов. Третий ярус слагают охлажденные ниже 0 °С породы, содержащие соленые воды и рассолы. Под типом строения криолитозоны понимается толща пород, сложенная одним, двумя или тремя ярусами толщ пород различного криогенного возраста, криогенное преобразование которых происходило на протяжении плейстоцена и голоцена.

Анализ мощности мерзлых толщ (со льдом и морозных) и палеогидрогеологических условий в разных структурах Сибирской платформы и п-ова Таймыр свидетельствует о том, что на значительной части регионов криогенному периоду предшествовал значительный по продолжительности инфильтрационный этап развития гидрогеологических структур. На протяжении этого этапа в верхних горизонтах практически всех структур сформировалась зона пресных вод [85]. Видимо, этим и следует объяснять то, что с поверхности на большей части территории региона залегает ярус, представленный льдистыми мерзлыми породами.

Криогенная толща, сложенная только мерзлыми породами, развита преимущественно в южной геокриологической зоне. Это объясняется незначительной (от 5 до 100—150 м) мощностью толщи многолетнемерзлых пород позднеголоценового возраста и сравнительно глубоким (150—300 м) залеганием от поверхности соленых вод и рассолов. В структурах северной геокриологической зоны, где мощность криогенных толщ плейстоценового возраста достигает 300—1500 м, а условия водообмена затруднены в связи с ограниченным развитием сквозных водопоглощающих и водовыводящих таликов, условия для формирования мерзлых толщ менее благоприятны. Только в Якутском бассейне, где мощность зоны пресных и солоноватых вод превышает 1000 м, толща многолетнемерзлых пород достигает 600 м и подстилается талыми породами с пресными и солоноватыми водами.

Криогенная толща, сложенная ярусами мерзлых и охлажденных пород с солеными водами и рассолами, преимущественно развита в гидрогеологических структурах северной зоны. Толщи такого типа характерны для Тунгусского, Оленёкского, Котуйского и Хатангского артезианских бассейнов, а также для Таймырской горно-складчатой области, где мощности зоны пресных вод при промерзании были значительно меньше глубины охлаждения. Между ярусом мерзлых и морозных и ярусом охлажденных пород обычно существует промежуточный ярус, где в мерзлых породах заключены пласты и линзы меж- и внутримерзлотных криопэгов.

Криогенная толща, в разрезе которой с поверхности залегает ярус морозных пород, не содержащих воду и лед, на больших площадях обычно не развита. Но все же наиболее часто толщи морозных, а также морозных и мерзлых пород формируются в пределах высокогорного, сильно расчлененного рельефа, где подземные воды были полностью сдренированы до значительной глубины еще до начала криогенного периода. Такое строение криолитозоны характерно для высоких плато Путорана, гор Бырранга и Анабарского массива. В долинах этих морфоструктур криолитозона представлена преимущественно ярусом мерзлых пород.

Криогенная толща, сложенная охлажденными породами с отрицательно-температурными водами, распространена преимущественно во впадинах Арктического бассейна, отсутствуя в области влияния ветвей Северо-Атлантического течения. На шельфе Карского моря и моря Лаптевых, на участках глубже изобаты 200 м криолитозона также представлена одним ярусом охлажденных пород с криопэгами. На участках

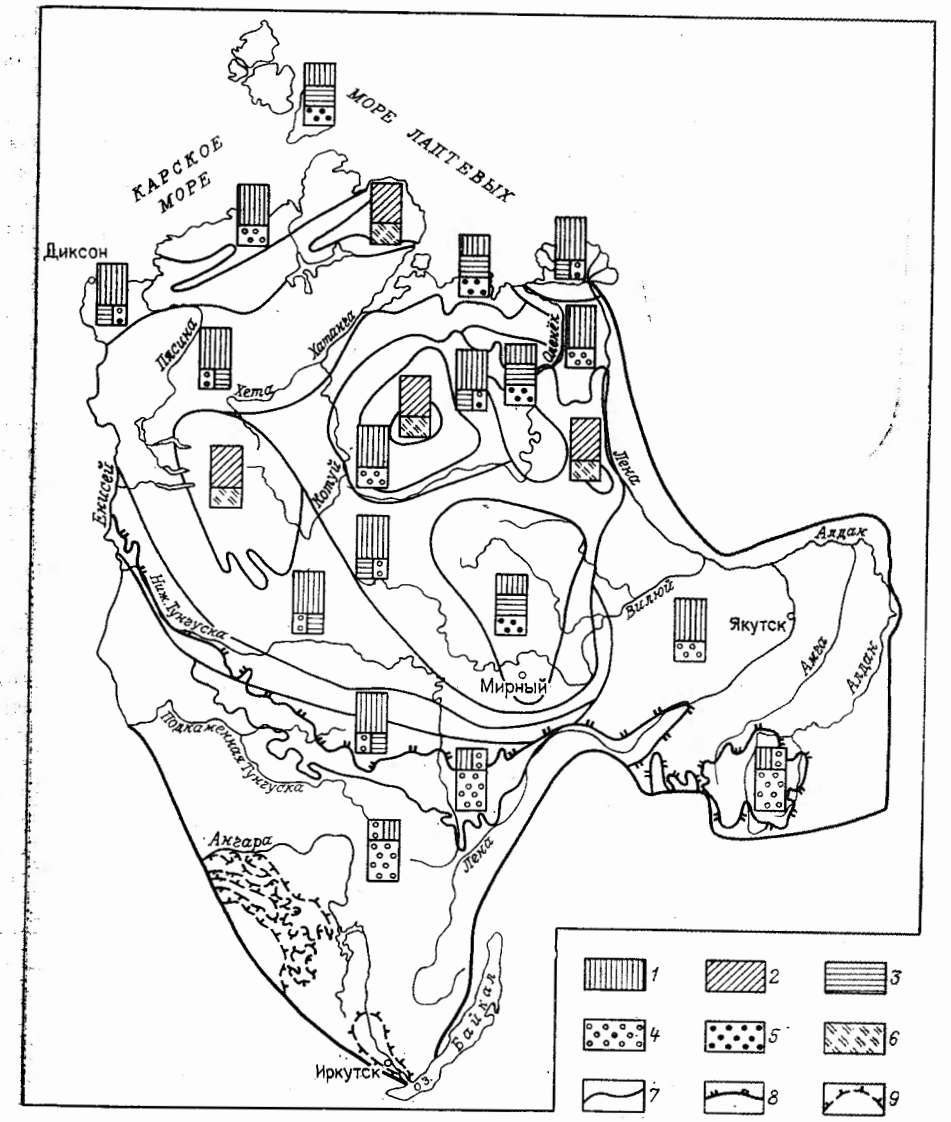


Рис. 26. Районирование Средней Сибири по типам строения криолитозоны. Составлена К. А. Кондратьевой, С. М. Фотиевым:

1 — ярус мерзлых и морозных пород; *2* — ярус морозных и мерзлых пород; *3* — ярус охлажденных ниже 0 °С пород с солеными водами и рассолами; *4* — породы, содержащие пресные и солоноватые воды; *5* — породы, содержащие соленые воды и рассолы; *6* — породы, практически безводные; *7* — граница районов с различным типом строения криолитозоны; *8* — граница северной и южной геокриологических зон; *9* — южная граница современного распространения криолитозоны

шельфа до изобаты 200 м преобладает толща мерзлых и охлажденных пород.

Описанные выше типы строения криолитозоны, сформировавшиеся в разнотипных гидрогеологических структурах в зависимости от структурного, геологического и геокриологического факторов, показаны на карте (рис. 26) по методу С. М. Фотиева [85, 86]. На карте выделены структурно-геокриологические районы, характеризующиеся единством типа строения криолитозоны. Система условных обозначений позволила путем комбинации знаков показать особенности распространения по территории верхнего яруса и криогенных и талых пород, когда в левой половине столбика дается преобладающий тип, а в правой — менее распространенный. В нижнем ярусе (при двуслойном строении) в левой половине столбика также показан преобладающий тип пород,

содержащий или криопэги, или пресные и солоноватые воды. Переходный ярус от яруса мерзлых пород к ярусу охлажденных пород с криопэгами на схеме не отражен. Следует иметь в виду, что строение криолитозоны оставалось неизменным на протяжении плейстоцена и голоцена только в тех структурах, в которых зона пресных вод превышала возможную мощность многолетнего промерзания. На большей же части территории строение криолитозоны по вертикали за это время изменялось. Эти изменения были неоднозначными и объяснялись разными причинами.

В Тунгусском, Хатангском, Котуйском, Оленекском бассейнах в начале промерзания, пока мощность яруса мерзлых пород была меньше яруса пород с пресными водами, существовала одноярусная мерзлая толща криолитозоны. Дальнейшее увеличение ее мощности привело к полному промерзанию пород с пресными водами и формированию двухъярусной толщи, когда мерзлые породы подстилаются охлажденными. Такое строение криолитозоны в центральной части Сибирской платформы сохранилось до настоящего времени.

В южной геокриологической зоне, где на протяжении плейстоцена и голоцена неоднократно и существенно изменялась мощность криолитозоны, характер криогенной толщи также менялся. Наиболее показательна в этом отношении территория Ангаро-Ленского бассейна, в пределах которого при незначительной мощности зоны пресных вод (50—300 м) мощность криогенной толщи изменялась в тех же пределах. Здесь в суровые климатические эпохи породы с пресными водами полностью промерзали, а залегающие ниже с трещинно-пластовыми и жильными скоплениями соленых вод и рассолов охлаждались до отрицательной температуры. В такие периоды на территории этого бассейна существовала двухъярусная криогенная толща мощностью 100—300 м и более. В эпохи потепления криогенные толщи полностью или частично протаивали, сокращалась их мощность, изменялось строение по вертикали. В результате этого в настоящее время здесь развита криолитозона мощностью 10—50 м, сложенная преимущественно мерзлыми породами. Изменение строения криолитозоны без изменения ее мощности менее характерно. В этом отношении наиболее типично преобразование строения криогенной толщи, сформировавшейся в субаэральных условиях, по мере погружения под уровень моря.

Характеристика мощности и строения криолитозоны на основе геофизических данных

Определение мощности мерзлых толщ методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) имеет большое значение особенно на малоизученных территориях. Оно основано на различии электропроводности талых и мерзлых горных пород, а в случае рыхлых отложений — и скорости распространения упругих колебаний. Изменение удельного электрического сопротивления происходит на границе, разделяющей горные породы с различным фазовым состоянием содержащейся в ней свободной воды и визуально устанавливаемой по исчезновению включений льда. Это изменение незначительно или отсутствует, когда горная порода практически не содержит свободную воду.

Определение мощности мерзлых толщ возможно при следующих условиях: 1) нижней границе мерзлой толщи соответствует электрическая граница раздела; 2) мерзлая толща, по крайней мере ее нижний, достаточно мощный горизонт, представляет собой литологически однородную толщу, и природа определяемой границы не вызывает сомнений; 3) экранирующее влияние мерзлых рыхлых отложений или их верхнего горизонта достаточно мало, чтобы не вуалировать нижнюю границу мерзлой толщи. Эти условия при достаточно большой мощности мерзлоты наиболее легко выполняются и контролируются в скальных мерзлых породах, особенно в плоскогорных областях. Интерпретация

кривых ВЭЗ проводится с помощью палетки $\rho_1 > \rho_2$ и затруднений не вызывает.

В районах с небольшой мощностью мерзлой толщи условия определения положения ее нижней границы наиболее благоприятны, если она располагается в рыхлых отложениях. Интерпретация кривых ВЭЗ связана со значительными техническими трудностями, но возможна без привлечения дополнительных данных в случае разреза K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) или AK ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$) при достаточно высоком удельном сопротивлении второго или третьего горизонта.

Ниже рассматриваются данные, полученные с помощью метода ВЭЗ на водораздельных пространствах и склонах с незначительной мощностью элювиально-делювиальных образований. Результаты анализа серий определений мощности мерзлых пород для отдельных морфоструктур (или морфотектонических районов) показывают, что для каждой морфоструктуры мощность толщи мерзлых пород подчиняется определенной закономерности. Это связано с тем, что каждая морфоструктура принадлежит к конкретной тектонической структуре, следовательно, можно ожидать, что тепловой поток в ее пределах постоянен. В силу общности геологического строения и развития она сложена породами одной формации, вследствие чего теплопроводность горных пород в ее пределах (исключение составляют интрузии и т. д.) в определенной степени одинакова. Каждой морфоструктуре присущи свои геоморфологические особенности, которые во многом, прямо или косвенно, определяют теплообмен на дневной поверхности и таким образом среднегодовую температуру горных пород.

Анабарский кристаллический массив расположен в северной части Сибирской платформы и образует ядро Анабарской антеклизы. Массив сложен преимущественно гнейсами архейского возраста, собранными в крутые складки северо-западного простирания, и окаймлен полосой пологозалегающих протерозойских и на периферии кембрийских отложений. Между мощностью мерзлой толщи в Анабарском массиве и высотой точки наблюдения существует линейная корреляционная связь, в основе которой лежит зависимость мощности от высоты рельефа, на которой формируется среднегодовая температура пород. В пределах массива существуют три типа участков с заметно отличной (при одинаковых высотах над уровнем моря) среднегодовой температурой. Для оценки средних значений мощности мерзлой толщи в Анабарском массиве можно воспользоваться уравнением регрессии: $H = 1{,}38\ h + 180$; $200\ \text{м} \leqslant h \leqslant 600$ м.

Среднее значение мощности мерзлой толщи в Анабарском массиве — 730 м (средняя высота местности 400—450 м), оценка стандартного отклонения среднего значения ~ 30 м, границы интервала, заключающего 84 % всей совокупности значений, равны 400 и 1200 м. Наибольшее и наименьшее измеренные значения равны соответственно 1160 и 360 м. Угловые коэффициенты регрессий значимо больше единицы, и мощность мерзлой толщи от долины к возвышенности растет так быстро, что нижняя граница мерзлой толщи наклонена в сторону возвышенности; в целом мерзлая толща Анабарского массива по форме напоминает двояковыпуклую линзу с расчлененной поверхностью. Различие удельных сопротивлений горных пород, слагающих Анабарский массив, в мерзлом и талом состояниях, что и сделало возможным определение мощности мерзлой толщи методом ВЭЗ, говорит о том, что мерзлые горные породы содержат лед, т. е. они не являются морозными. Отмечены и отдельные исключения. Анализ мощности мерзлой толщи и оценки отношения $\rho_м/\rho_т$ показывает, что подмерзлотные воды на Анабарском массиве пресные или минерализованы незначительно, причем в последнем случае минерализация вод всюду примерно одинакова. Мерзлая толща в Анабарском массиве является одноярусной, она содержит морозные и мерзлые породы и не содержит зоны криопэгов.

Спустя несколько лет после получения данных о мощности мерзлой толщи методом ВЭЗ в северо-восточной части Анабарского массива на участке Ыраас были пробурены скважины, по которым путем экстраполяции температурных наблюдений (по первой скважине с 700 м и по второй — с 200 м) глубина расположения нулевой изотермы оценена в 1100—1200 и 890 м [81]. По данным ВЭЗ, нижняя граница мерзлой толщи на этих участках находится соответственно на глубине 970—1050 и 880 м (по уравнению регрессии).

Кряж Чекановского представляет собой структурно-денудационную равнину, образованную системой плосковершинных гряд с абсолютными отметками от 50 до 500 м. Он относится к Предверхоянскому прогибу Сибирской платформы, на большей своей части сложенному нижнемеловыми отложениями, преимущественно песчаниками. Среднее значение мощности мерзлых пород 480 м, оценка стандартного отклонения среднего значения — 15 м. Из-за повышенной минерализации (до 10 г/л) подмерзлотных вод мощность криолитозоны несколько больше — на 20—30 м. Таким образом, строение криолитозоны кряжа Чекановского — двухъярусное. Мощность мерзлых горных пород линейно возрастает с высотой точки наблюдения над уровнем моря в соответствии с уравнением регрессии: $H=0{,}64h+320$; 50 м$\leqslant h\leqslant$450 м.

Угловой коэффициент уравнения регрессии меньше единицы; увеличению высоты на 100 м соответствует возрастание средней мощности мерзлых пород на 64 м: их нижняя граница повторяет, отставая, изгибы рельефа дневной поверхности.

Прианабарский район исследован в южной и юго-восточной частях Анабарской антеклизы. В геологическом строении описываемой территории участвуют архейские породы, образующие кристаллический фундамент и породы осадочного чехла, представленные горизонтально залегающими протерозойскими (песчаники, доломиты) и кембрийскими (преимущественно известняки) отложениями. Глубина залегания кристаллического фундамента оценивается в 1,5—3 км.

Мощность мерзлых пород здесь испытывает резкие колебания с амплитудой до нескольких сотен метров [94], как это видно из приводимых в качестве примера данных по двум из группы региональных профилей ВЭЗ (рис. 27, 28). Главная причина колебаний мощности мерзлой толщи заключается в изменении от места к месту минерализации подмерзлотных вод. Резкое сокращение мощности мерзлых пород наблюдается также в зонах крупных разломов (см. рис. 28), что, может быть, в частности, связано с локальным увеличением плотности теплового потока из-за восходящих потоков подземных вод и (или) уменьшением теплопроводности нарушенных горных пород. Анализ экспериментальных данных позволил получить ряд оценок температурного режима и оценку минерализации подмерзлотных вод по максимальным для конкретной минерализации подмерзлотных вод значениям мощности мерзлой толщи на исследованной территории [94]:

1) мощность мерзлых толщ соответствует современным условиям теплообмена на дневной поверхности, т. е. она находится в стационарном режиме; 2) минимальная среднегодовая температура пород равна —8,5 °С; 3) геотермический градиент — 0,55 °С/100 м (геотермическая ступень — 183 м); 4) мощность криолитозоны, т. е. глубина залегания нулевой изотермы на исследованной территории составляет 1550 м, что совпадает с результатами измерений температуры в Мархинской опорной скважине; 5) максимальная минерализация подмерзлотных вод у подошвы толщи мерзлых горных пород описывается уравнениями: $C=-0{,}086\ H+133$, при 670 м$\leqslant H\leqslant$1550 м $C=-0{,}068\ H+121$, при $H\leqslant$670 м; 6) всюду, где минерализация подмерзлотных вод достаточно велика, гидрохимический разрез криолитозоны относится к типу МБ; мощность зоны криопэгов равна (1550—H).

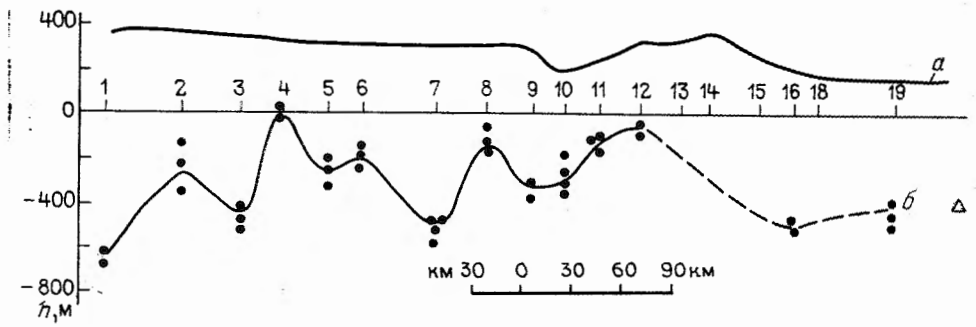


Рис. 27. Рельеф (*а*) и положение нижней границы криолитозоны (*б*) по профилю Оленёк — Жиганск (по осредненным данным ВЭЗ):

1—19 — номера участков; точками показаны результаты отдельных определений положения нижней границы мерзлых горных пород методом ВЭЗ; треугольником — то же, по геотермическим наблюдениям в скважине (пос. Жиганск)

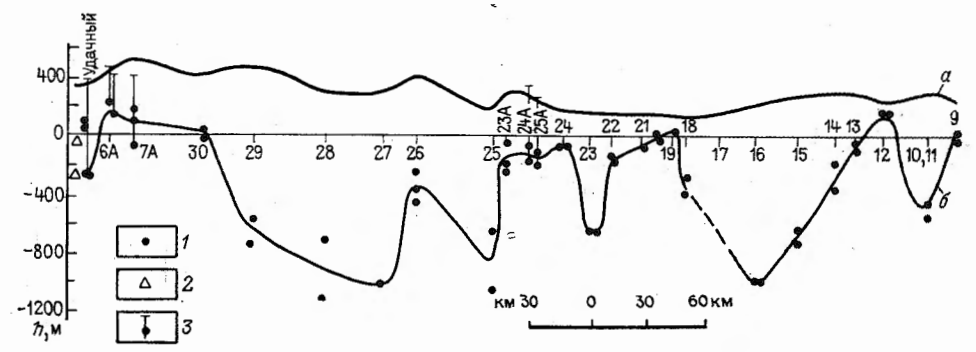


Рис. 28. Рельеф (*а*) и положение нижней границы криолитозоны (*б*) по профилю пос. Удачный — р. Молодо (по осредненным данным ВЭЗ):

1 — отдельные определения положения нижней границы мерзлой толщи методом ВЭЗ; *2* — то же, по двум скважинам в пос. Удачный; *3* — то же, в проекции на плоскость разреза. Участки 6А, 27, 23А, 25А, 24, 22, 21, 20, 19, 14 и 9 находятся в зонах разломов или вблизи их

Таким образом, в рассматриваемом районе криолитозона имеет двухъярусное строение: нижняя ее часть представляет зону криопэгов. На отдельных участках, преимущественно над Айхальским и Мархинским поднятиями кристаллического фундамента, горные породы, по крайней мере в нижней части мерзлой толщи, являются морозными: удельное электрическое сопротивление пород с отрицательной и положительной температурами одинаково, что свидетельствует о незначительном содержании в них свободной воды.

Пространственная изменчивость мощности криолитозоны

Мощность криолитозоны Средней Сибири меняется в широком диапазоне: от нескольких метров вблизи южной границы многолетнего промерзания пород до 1000 м и более в пределах южных склонов Анабарской антеклизы, являвшихся территориальным ядром (верховья бассейнов рек Оленёк, Анабар, Марха и их притоков) глубокого охлаждения литосферы, в неоген-четвертичное время.

По глубине залегания подошвы криолитозоны Сибирская платформа подразделяется на два сектора: Енисейский и Ленский (рис. 29). Подошва криолитозоны ступенчато снижается от Енисейского сектора к Ленскому. В Енисейском секторе она расположена преимущественно выше уровня моря на 200—500 м, в горных массивах на 500—700 м, в Ленском секторе — преимущественно ниже уровня моря на 50—1000 м. Линия раздела западной и восточной частей платформы по нулевым (от 0 до+100, от 0 до —100 м) отметкам проходит на се-

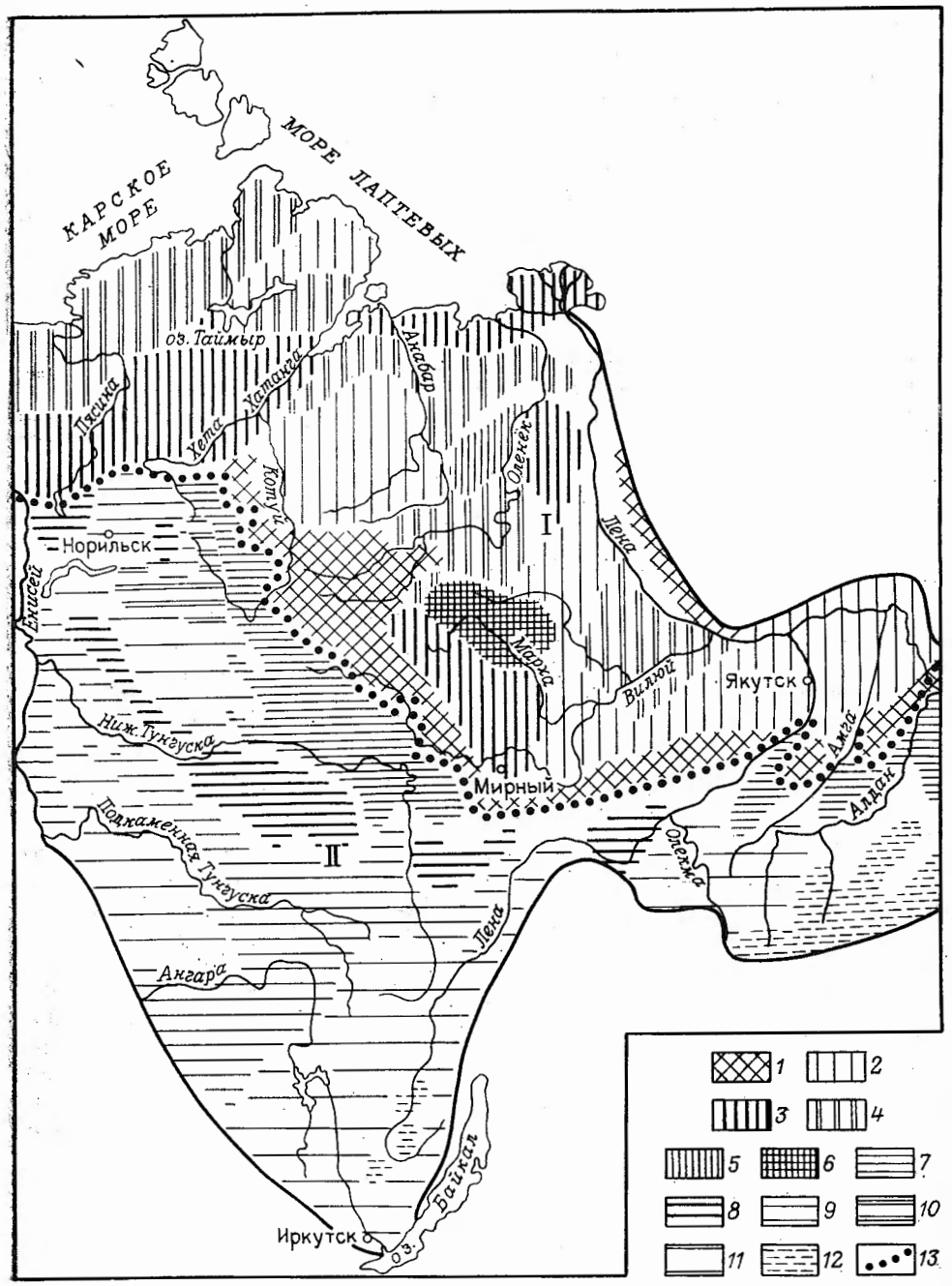


Рис. 29. Схематическая карта глубин залегания подошвы криолитозоны. Составлена К. А. Кондратьевой, С. Ф. Хруцким:

I — Ленский сектор Сибирской платформы: *1—6* — залегание подошвы криолитозоны на абс. глубинах ниже уровня моря (в м): *1* — от 0 до —100; реже до —200; *2* — от —100 до —300; *3* — от —200 до —400; *4* — от —300 до —500; *5* — от —500 до —700; *6* — от —500 до —1000. II — Енисейский сектор Сибирской платформы: *7—12* — залегание подошвы криолитозоны на абс. отметках выше уровня моря, м: *7* — от 0 до 200, реже до 400; *8* — 300—400; *9* — 300—600; *10* — 500—700; *11* — 500—900; *12* — более 1000; *13* — граница Енисейского и Ленского секторов Сибирской платформы

вере по границе Тунгусской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба, затем по восточной границе Тунгусской синеклизы доходит до Ботуобинской седловины и поворачивает на восток почти по 61° с. ш. до г. Якутска, на междуречье Лена — Амга — Алдан опускается до 60° с. ш. и затем окаймляет границу платформы узкой полосой вдоль восточной окраины Приверхоянского прогиба.

Такое различие в глубине залегания подошвы криолитозоны в западной и восточной частях Сибирской платформы совпадает с областью распространения мощной толщи кембрийских осадков, представленных всеми тремя отделами и выведенных на поверхность в пределах Ленского сектора Сибирской платформы. Эта линия раздела также четко разграничивает восточную малоподвижную часть платформы, практически не активизированную (от +100 до —100 м) в новейшее время, от западной, амплитуда дифференцированных поднятий которой в кайнозое достигает 500—1000 м. Интересно отметить, что если бы западная часть платформы не была приподнята в кайнозое в виде отдельных хребтов и глыбовых поднятий на 1000 м и более, то мощность толщи многолетнемерзлых пород в пределах синеклизы не превышала бы 300—400 м.

В настоящее время мощность криолитозоны, как показывают бурение и данные ВЭЗ, различается от участка к участку как вследствие различия в геологическом строении и тектоническом развитии, так и в связи с историей развития условий теплообмена на протяжении четвертичного периода. Как было показано ранее, суммарная мощность криолитозоны Сибирской платформы включает мощность толщи многолетнемерзлых пород (со льдом и морозных) и мощность охлажденных ниже 0 °С пород с криопэгами.

В соответствии с историей геокриологического развития Средней Сибири мощность мерзлых пород в южной геокриологической зоне изменяется от 7—10 до 100—150 м (рис. 30). Неоднократно оттаивающие в плейстоцене толщи пород после климатического оптимума характеризуются нарастанием сплошности мерзлоты (рис. 31) с юга на север. Так, на самом юге Сибирской платформы Канско-Чунские водораздельные поверхности талые, также талыми в большинстве являются и долины рек, четко врезаемые в воздымающуюся в кайнозое наклонную пластовую предгорную равнину у подножий Восточного Саяна. Отдельные острова маломощных (7—10 м) мерзлых пород начинают появляться в верховьях мелких рек и ручьев, на заторфованных участках с плохо дренируемыми суглинистыми почвами. Затем к северу и северо-востоку Приангарья острова мерзлых пород в долинах встречаются чаще, достигая мощности 15—25 м, а к подзоне массивно-островного распространения увеличиваются по площади и достигают мощности 50 м и более. Редкие острова мерзлых пород на замшелых пониженных участках Ангарских водоразделов мощностью до 10, реже 15 м, имеющие практически спорадическое распространение, к северу встречаются чаще и мощность их увеличивается до 25—30 м. В подзоне массивно-островного распространения площади мерзлых пород на водоразделах увеличиваются на неблагоприятных для инфильтрации дождевых вод участках, замшелых и затененных с поверхности, достигая мощности 25—50 м, редко более. В долинах, на участках глубоких врезов с крупными бортами мерзлота формируется на северных склонах, а в распластанных замшелых залесенных долинах может достигать 70—80 м и более, выклиниваясь в руслах постоянных водотоков и под старичными и термокарстово-старичными озерами. В подзоне прерывистого распространения многолетнемерзлых пород большая часть водоразделов и практически все днища и склоны долин заняты мерзлотой, мощность которой на всех элементах рельефа может достигать 80—100 м. Талики в этой подзоне развиты под руслами рек, под озерами и на водораздельных участках с супесчано-песчаными отложениями, благоприятными для инфильтрации дождевых вод. В целом эта подзона на большей по площади восточной части территории характеризуется исключительно сглаженными формами рельефа, когда плоские широкие долины плавно, с уклонами 3—5°, переходят в плоские широкие водоразделы. Поверхностные условия всей подзоны весьма однородны и характеризуются заболоченностью, заторфованностью, мелкокочковатым микрорельефом и резким пере-

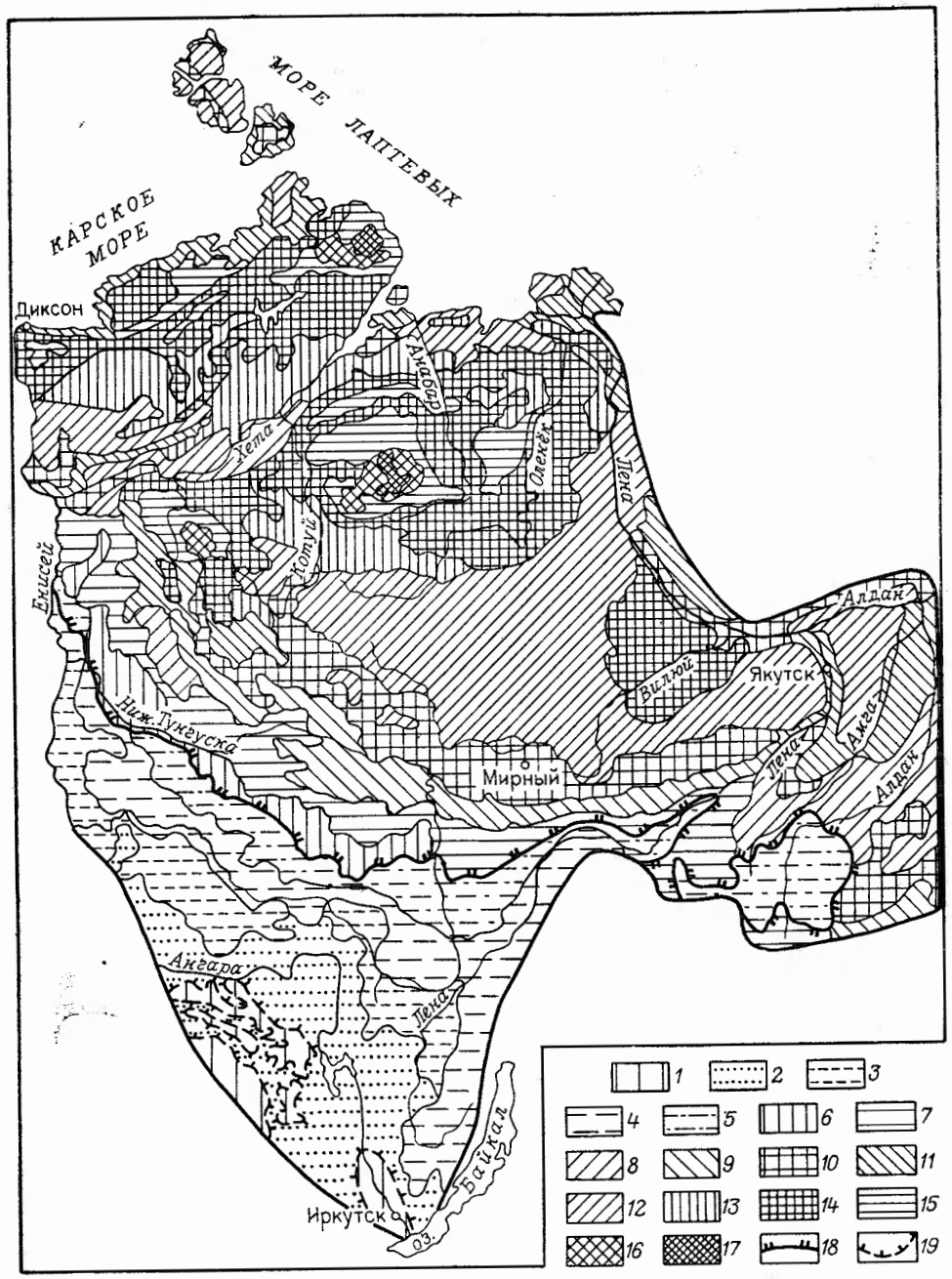


Рис. 30. Карта распространения и мощности (в м) верхнего яруса криолитозоны Средней Сибири, представленного многолетнемерзлыми породами. Составлена К. А. Кондратьевой:

1 — талые породы; *2—5* — многолетнемерзлые породы южной геокриологической зоны несплошного распространения мощностью (соответственно на водоразделах и в долинах): *2* — до 15 и 25; *3* — до 25 и 50; *4* — до 50 и 100; *5* — до 100 на водоразделах и в долинах; *6—17* — многолетнемерзлые породы северной геокриологической зоны сплошного распространения мощностью: *6* — 50—150 в долинах и на водоразделах; *7* — 100—200 и 50—150; *8* — 100—300 и 100—200; *9* — 200—300 и 100—200; *10* — 300—400 и 100—200; *11* — 300—500 и 100—300; *12* — 400—500 и 100—300; *13* — 400—600 и 200—300; *14* — 500—700 и 200—300; *15* — 700—900 и 300—500; *16* — 900—1100 на водоразделах; *17* — более 1100 на водоразделах; *18* — граница северной и южной геокриологических зон; *19* — южная граница распространения многолетнемерзлых пород

ходом от смешанных сосново-лиственничных лесов к лиственнично-ерниковым. Повышение абсолютных высот от 450—550 до 750—830 м наблюдается только в западной Приенисейской части подзоны, на междуречье Подкаменной и Нижней Тунгуски. Однако повышение поверх-

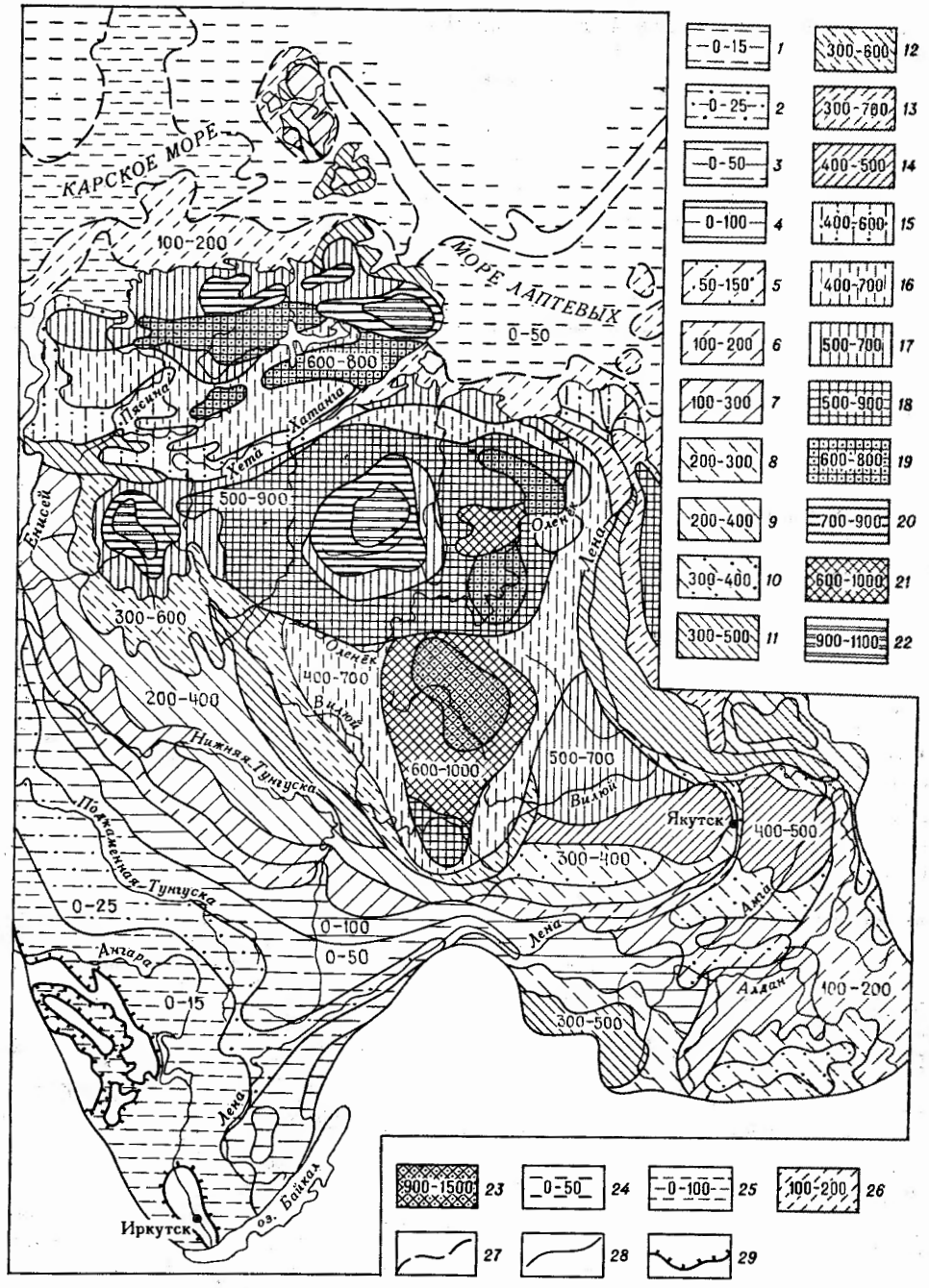


Рис. 31. Карта обобщенной мощности криолитозоны (в м) Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой:

1—4 — в южной геокриологической зоне; *5—23* — в северной геокриологической зоне; *24—26* — в зоне шельфа; *27—28* — границы субмаринной (*27*) и субаэральной (*28*) криолитозоны; *29* — южная граница распространения многолетнемерзлых пород

ности на 200 м компенсируется увеличением мощности снега от 45 до 75 см (см. рис. 14), приносимого западными ветрами, и не ведет к понижению температур и нарастанию мощности мерзлоты. В северной геокриологической зоне мощность криогенных толщ резко увеличивается по сравнению с южной зоной за счет широкого развития яруса охлажденных пород с криопэгами.

В Ленской, восточной половине Сибирской платформы вследствие длительного и практически постоянного охлаждения с поверхности и

отсутствия тектонической деятельности в новейшее время сформировались уникальные по мощности толщи криолитозоны, достигающие 1000—1500 м, возможно более (см. рис. 31). Их формирование связано с постоянным и длительным понижением температуры, когда после промерзания верхней зоны пресных вод, контролируемой региональными врезами рек, происходило понижение температуры нижележащих пород, трещины и поры которых заполнены солеными водами и рассолами. Отсутствие затрат тепла на фазовые переходы, малый теплопоток из земных недр (см. рис. 25) и формирование газогидратов на разной глубине в толще пород привели к тому, что нижняя граница криолитозоны в бассейне р. Мархи достигает абсолютных отметок 500—1000 м ниже уровня моря (см. рис. 27). В настоящее время это наиболее глубокая часть охлажденного бассейна соленых и рассольных вод, достигающая мощности 500—1000 м, по периферии которого мощность охлажденной толщи уменьшается до 200—500 м. На карте (рис. 32) схематично показаны зоны развития охлажденных пород с криопэгами, мощность которых резко уменьшается в сторону Лено-Вилюйского артезианского бассейна пресных вод, на юге северной зоны — в пределах Ботуобинской седловины, на западе — к границе Тунгусской синеклизы, встречаясь в виде отдельных скоплений в синклиналях. На севере бассейна глубокого охлаждения подземных вод расположен Анабарский щит, сложенный кристаллическими породами архея и протерозоя, которые являются региональным водоупором и содержат ограниченные по распространению пресные и слабосоленые воды, промороженные на большую глубину при трещинно-жильном типе водопроводимости. Отсутствие толщи охлажденных пород предполагается также в пределах высокой части плато Путорана, в той части артезианского бассейна, где абсолютные отметки подошвы морозных и многолетнемерзлых пород составляют 300—700 м над уровнем моря; в пределах Мунского и Уджинского поднятий фундамента и Оленёкского свода с развитием протерозойских пород, промороженных в зоне пресных вод.

В северо-восточной части платформы, в пределах Суханской впадины, сформировавшейся в кайнозое, мощность зоны охлажденных пород, перекрытых мерзлой толщей, предположительно составляет 100—300 м, а подошвы этой толщи достигает 300—700 м ниже уровня моря (см. рис. 29). О возможных перепадах мощности криолитозоны на пространственно близких участках свидетельствуют данные ВЭЗ. В пределах севера Сибирской платформы, Енисей-Хатангского прогиба и горной части п-ова Таймыр предположительно ожидается дискретное распространение (в основном в синклиналях) охлажденных горных пород с криопэгами, подошва которых залегает на глубине 0—200 м ниже уровня моря. В антиклиналях под мерзлой толщей, как правило, вскрываются газовые (положительно-температурные) и газогидратные (отрицательно-температурные) залежи, залегающие на абсолютных отметках 200—400 м ниже уровня моря. В пределах Таймыро-Североземельского щита зона пресных вод промерзла, а ниже, в связи с преобладанием жильной водопроводимости, породы содержат соленые воды по региональным разломам.

Верхний ярус криолитозоны в северной геокриологической зоне представлен мерзлыми толщами пород с включением блоков нетрещиноватых морозных пород. В пределах горной системы Бырранга, плато Путорана и Анабарского плоскогорья одноярусная толща криолитозоны представлена морозными и мерзлыми породами (см. рис. 26). Пространственная закономерность изменения мощности криогенной толщи верхнего яруса в целом подчиняется широтной зональности и высотной поясности теплообмена атмосферы с литосферой. На карте видно (см. рис. 30), что мощность мерзлых и морозных толщ увеличивается от 100—200 м на границе северной и южной зон до 400 и 700 м на северных равнинах Средней Сибири и п-ова Таймыр. На-

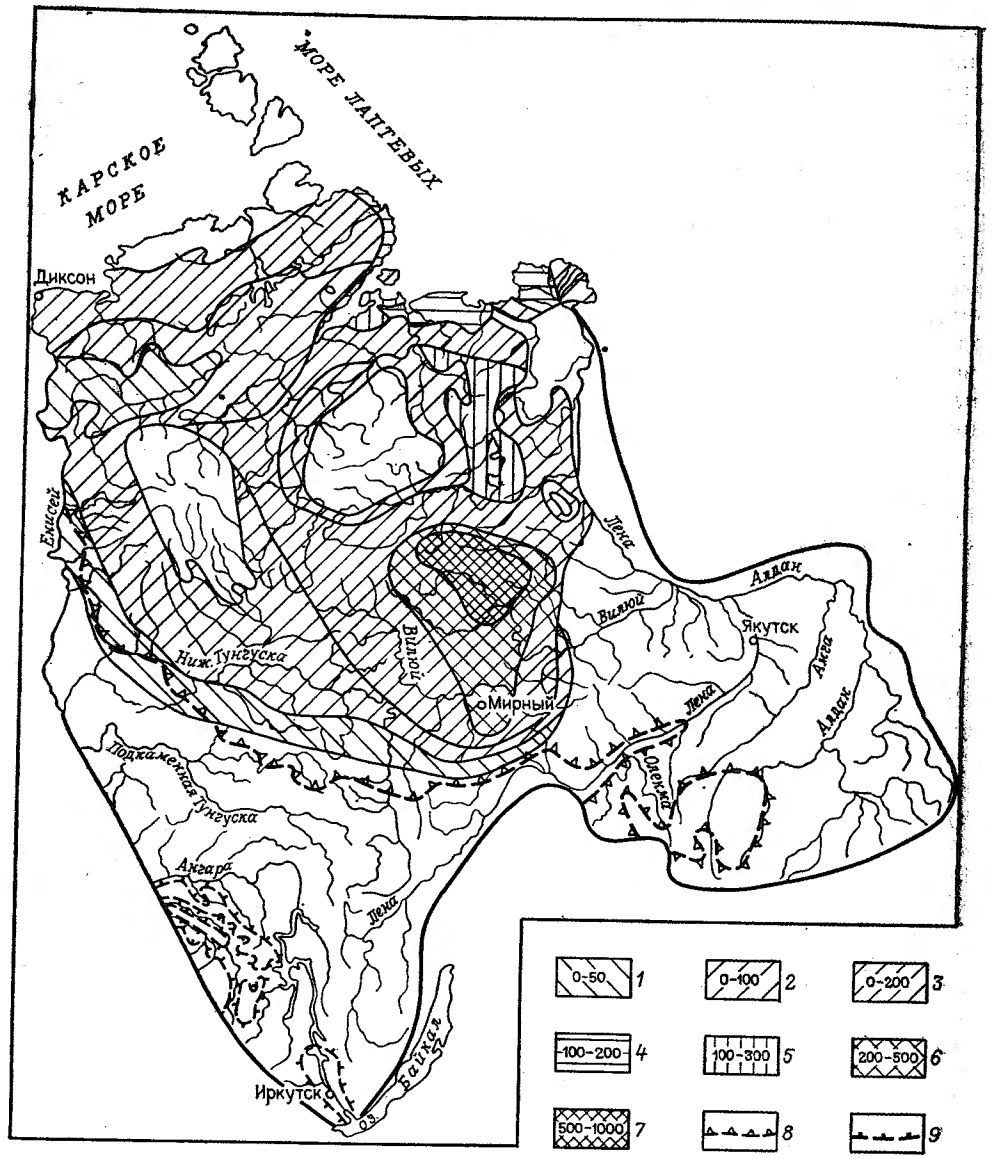


Рис. 32. Карта распространения и мощности (в м) охлажденных ниже 0 °С пород с криопэгами, залегающих под многолетнемерзлой толщей. Составлена К. А. Кондратьевой, С. Ф. Хруцким:

1—7 — мощность, м; *8* — граница северной и южной геокриологических зон; *9* — южная граница распространения многолетнемерзлых пород

растание мощности верхнего криогенного яруса к северу идет неравномерно. Так, от границы северной и южной зон мощность мерзлоты нарастает узкими ступенями, увеличиваясь на 100 м через каждые 100—200 км по широте. Зона преобладающей мощности мерзлых пород в 300—700 м вдвое более растянута по широте, чем предыдущие, а в 400—500 м, по существу, является современной гиперзоной, которая протягивается на север до широтного отрезка долины р. Оленёк и не соответствует современному уровню теплообмена, имеющему с поверхности деградационный характер. Лишь в Лено-Вилюйском артезианском бассейне пресных вод мощность мерзлых толщ увеличивается до 600—700 м, в отдельных синклинальных структурах, возможно, более. Вокруг Анабарского массива, являющегося центром охлаждения Сибирской платформы с конца неогена, в Ленском секторе мощность толщ мерзлых и морозных пород достигает 500—900 м. Та-

кие же мощности мерзлых и морозных толщ характерны для горной части п-ова Таймыр. Наибольшие мощности одноярусной криогенной толщи сформировались на высоких плато Путорана, в горах Бырранга и Анабарском плоскогорье (см. рис. 26), где они достигают 900—1100 м. На отдельных высоких вершинах мощность преимущественно морозных пород может превышать 1100 м. Такие большие мощности толщ мерзлых и морозных пород в горных массивах и на междуречьях между Анабарским массивом и долиной Лены формировались практически без оттаивания с поверхности в период потеплений. По-видимому, существенного повышения температур пород в теплые периоды могло не происходить, так как северное положение этих территорий способствовало тому, что колебания уровня теплообмена были здесь весьма незначительны. Видимо, именно Ленский сектор Сибирской платформы был той территорией, которая является наиболее древним центром ее охлаждения и промерзания в кайнозое.

ГЛАВА 6

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ОБРАЗОВАНИЙ

Условия развития и распространение криогенных образований

Возникновение и развитие криогенных образований (явлений), как известно, связано с различными физическими, механическими, физико-химическими и теплофизическими процессами, возникающими при сезонном или многолетнем промерзании и протаивании различных по составу, строению, мощности и свойствам коренных пород и рыхлых отложений. Все криогенные образования имеют общую природу, так как развиваются под воздействием одного или нескольких специфических криогенных процессов: морозного растрескивания, пучения, наледообразования, солифлюкции, курумообразования, термокарста и др. Развитие того или иного процесса определяется конкретным сочетанием ландшафтно-климатических, теплофизических, геолого-геоморфологических и гидрогеокриологических условий. Именно поэтому закономерности формирования криогенных образований в полной мере подчинены закону широтной зональности и высотной поясности и во многом зависят от региональных и местных природных факторов и условий.

Условия формирования криогенных образований на протяжении плейстоцена и голоцена неоднократно и существенно изменялись. В холодные эпохи в условиях сурового засушливого резко континентального климата с малоснежной зимой, когда температура верхних горизонтов мерзлой толщи существенно понижалась, активизировались процессы морозобойного растрескивания, многолетнего пучения, наледообразования и др. В теплые эпохи в результате увеличения теплоувлагообеспеченности климата активность перечисленных процессов ослабевала, иногда до полного затухания, а термокарстовый процесс, процесс солифлюкции и сезонного пучения, наоборот, активизировались.

Пространственная и временна́я смена условий развития криогенных процессов на территории Средней Сибири, так же как и на территории всего Советского Союза, наиболее отчетливо проявилась в эпоху сартанского похолодания позднего плейстоцена, в эпоху потепления среднего голоцена и в эпоху похолодания позднего голоцена. Криогенные образования, сформировавшиеся в эти эпохи, в значительной мере сохранились до наших дней. Изучение их форм, размеров, положения в рельефе, степени сохранности и т. д. позволяют делать палеогеографические и палеогеокриологические реконструкции.

По условиям развития криогенных образований на протяжении трех названных эпох на территории Средней Сибири выделяются две геокриологические зоны — северная и южная. Граница между зонами, как уже было отмечено выше, ориентировочно проходит южнее линии г. Игарка — пос. Тура — г. Олёкминск. Криогенные образования, сформировавшиеся на территории северной зоны, свидетельствуют об устойчивости суровых низкотемпературных геокриологических условий на протяжении десятков и даже сотен тысяч лет и о кратковременных эпохах потепления. При этом на протяжении теплых эпох полного и повсеместного протаивания мерзлых толщ, вмещающих криогенные образования, не происходило. Криогенные образования, сформировавшиеся на территории южной зоны, наоборот, свидетельствуют о неустойчивости геокриологических обстановок во времени, о многократных эпохах похолодания и потепления. Многоярусное расположение псевдоморфоз по повторно-жильным льдам в четвертичных отложениях долины Ангары (см. рис. 7) свидетельствует о многократном промерзании и полном протаивании пород, вмещающих криогенные образования.

В результате этого в Средней Сибири развит своеобразный комплекс криогенных процессов и образований, который значительно отличается от развитых в Западной Сибири и на Северо-Востоке СССР. Это своеобразие, наряду с историей геокриологического развития, определяется геолого-структурными условиями — сравнительно слабой и ограниченной по территории тектонической активностью в кайнозое, преобладанием на территории скальных и полускальных пород с близким к поверхности залеганием, резко пересеченным плоскогорным рельефом, а также холодным резко континентальным климатом и суровыми геокриологическими условиями (сплошное распространение мерзлых пород на большей части территории, низкие среднегодовые температуры пород, повышенная льдистость приповерхностных горизонтов мерзлой толщи). Для Средней Сибири характерно повсеместное распространение криогенных образований, многообразие их видов и важная роль криогенных процессов в формировании микро- и мезорельефа и физико-механических свойств поверхностных отложений.

Большая протяженность территории с севера на юг в сочетании с расчлененным рельефом и пестрым составом поверхностных рыхлых отложений создают большие зональные и региональные различия в особенностях развития и распространения всех видов криогенных процессов и образований и их сочетания на местности. В результате влияния исторического фактора в настоящее время на рассматриваемой территории наблюдается несоответствие многих криогенных образований современным геокриологическим условиям и современному развитию криогенных процессов. Криогенные образования в значительной своей части сформировались в предыдущие этапы истории развития криогенных толщ и в настоящее время должны рассматриваться как древние, реликтовые; таковы многие формы криогенного выветривания, морозобойного растрескивания, термокарста.

Консервации и сохранению древних криогенных образований способствуют суровые геокриологические условия территории на протяжении большей части четвертичного периода. В целом для рассматриваемой территории в настоящее время характерно ослабление активности многих криогенных процессов по сравнению со скоростями их развития в прошлом, хотя при техногенном нарушении поверхностных условий их активизация весьма высока. Связь развития определенных видов склоновых процессов с комплексом природных условий является весьма тесной, так как именно состав, льдистость, глубина сезонного оттаивания, температурный режим определяют возможность сноса, устойчивость при размыве, просадки при оттаивании и т. д.

Среди криогенных процессов на рассматриваемой территории наибольшее значение для формирования геокриологической обстановки име-

ли криогенное выветривание и морозная сортировка грунтов, морозобойное растрескивание, криогенные склоновые процессы. Термокарст, пучение и наледообразование имели меньшее значение и распространены более локально.

Криогенное выветривание и крупноглыбовые образования

Резко континентальный климат Средней Сибири способствует криогенному выветриванию и преобразованию как коренных, так и дисперсных пород. Коренные породы, выходящие на поверхность в горных районах и слагающие плоские участки и склоны гор и плоскогорий, как правило, покрыты каменными россыпями, которые рассматриваются как криогенная кора выветривания или зачаточный криоэлювий [67]. Криогенная дезинтеграция коренных пород сопровождается процессами морозобойного растрескивания и пучения, в результате которых на поверхности формируются определенные формы криогенных образований. Криогенный элювий пород плато и плоскогорий с умеренными и ослабленными процессами денудации представлен в основном каменными россыпями. Морфологически каменные россыпи подразделяются на каменные моря и каменные многоугольники. Более широко распространены каменные моря, однако в отличие от возвышенных плато и плоскогорий с зачаточным элювием крупность глыбового материала в массе здесь уменьшается, отмечается повышенное количество сильно выветрелых выпученных обломков, встречаются участки мелкозема. На сниженных плато и плоскогорьях большее распространение получили каменные многоугольники, в которых обломочный материал со следами интенсивного выпучивания сосредоточен в сравнительно узких полосах шириной 2—3 м, образуя полигоны неправильной формы. Поверхность водораздела в этом случае представляет собой закономерное сочетание пологовыпуклых блоков округлой формы диаметром 3—6 м и разбросанных почти в шахматном порядке понижений диаметром в местах сочленений полос 1—2,5 м. В разрезах блоков глыбы смешаны с мелкоземом, несут следы криогенных перемещений материала выпучиванием (обломки) и неравномерным промерзанием грунта в разжиженном состоянии (мелкозем). Разделяющие полигоны каменные бордюры-понижения сложены глыбами, размеры которых уменьшаются сверху вниз, и на глубине сезонного протаивания отличаются сглаженными гранями. В понижениях, которые обычно заполнены водой, ниже границы сезонного протаивания отмечается инфильтрационный лед.

Развитие крупноглыбовых образований идет и в современных условиях, однако их зарождение и формирование следует относить к плейстоцену, когда геокриологическая обстановка была более суровой, а криогенное выветривание протекало более активно.

Помимо крупноглыбовых образований в Средней Сибири широко развиты так называемые «покровные суглинки» — конечный продукт криогенного преобразования поверхностных отложений. На участках активной денудации и сноса мощность покровных суглинков не превышает 0,5—1 м, они целиком входят в слой сезонного оттаивания и формируются за счет криогенного разрушения коренных пород. На рыхлых четвертичных отложениях (тонкодисперсном аллювии, склоновых, озерных отложениях и пр.) мощность покровных суглинков составляет 2—3 м и более, нижняя их часть находится в многолетнемерзлом состоянии, а их формирование связывается со структурированием тонкодисперсных грунтов при промерзании — протаивании.

На территории Средней Сибири установлены некоторые черты выветривания коренных пород ниже слоя годовых колебаний температур, которые можно связывать с процессами многолетнего промерзания — протаивания, происходящими в связи с длиннопериодными колебаниями климата. Так, повышенная трещиноватость и разуплотненность пород

к югу от 60—65° с. ш. до глубины более 200—300 м может объясняться их неоднократным промерзанием — протаиванием в четвертичном периоде.

Ниже подошвы мерзлых толщ также имеется зона повышенной трещиноватости, проницаемость пород которой увеличивается, по данным Т. Н. Елисафенко [30], в десятки раз. Мощность зоны оценивается ею в долине Лены в 100—200 м, а на водоразделах до 100 м. Как процесс своеобразного криогенного выветривания можно рассматривать изменение минерализации подмерзлотных вод, выпадения кальцита на стенках трещин коренных пород ниже мерзлой толщи, низкие пьезометрические уровни подмерзлотных вод и пр., установленные, например, в Центральноякутском артезианском бассейне исследованиями А. И. Ефимова, П. И. Мельникова, А. И. Косолапова, Р. С. Кононовой и др. Глубокое криогенное выветривание коренных пород Средней Сибири остается в настоящее время весьма слабо изученным, хотя очевидно, что наиболее интенсивно криогенное выветривание шло к югу от 60—64° с. ш.

Морозобойное растрескивание и полигональные образования

Морозобойное растрескивание. Этот процесс, с разной интенсивностью проявившийся на всей территории Средней Сибири, — один из ведущих криогенных процессов, обусловливающий формирование различных видов полигональных образований. Среди них особое место занимает крупнополигональное морозобойное растрескивание, приводящее к формированию крупных полигонов с повторно-жильным льдом в трещинах. Физические условия формирования морозобойных трещин и приуроченных к ним ледяных жил впервые были рассмотрены Б. Н. Достоваловым, затем Н. Н. Романовским [74] и др. Ими было установлено, что в охлаждающемся массиве пород развиваются напряжения, которые пропорциональны градиенту температуры пород в промерзающей части сезонноталого слоя, расстоянию от свободной вертикальной поверхности трещины, модулю упругости при сдвиге и коэффициенту линейного растяжения (сжатия) пород. При этом расстояние между трещинами зависит от степени охлаждения пород, их состава и свойств.

К настоящему времени можно считать установленным ряд следующих закономерностей. Возникновение морозобойных трещин возможно только при быстром охлаждении, когда напряжения, приводящие к разрыву грунта, преобладают над релаксацией. Следовательно, для возникновения морозобойных трещин наиболее благоприятны резко континентальные низкотемпературные условия при отсутствии или незначительной высоте снежного покрова, а также при отсутствии растительности или ее разреженности.

Морозобойное растрескивание может происходить в любых монолитных породах. Скальным породам и ледникам обычно свойственно одноразовое растрескивание и формирование жильных льдов. Одно из необходимых условий возникновения повторно-жильных льдов — присутствие тонкодисперсных минеральных и органических пород (торф, оторфованные глины, суглинки, пылеватые пески, а также сильнольдистые грубообломочные породы с суглинистым заполнителем).

Многократность процесса морозобойного растрескивания в одном и том же направлении и в одном и том же месте обеспечивается постоянством ландшафтно-климатических и геологических условий. Изменение климатических условий, приводящее к увеличению или уменьшению вертикального градиента температуры пород в процессе промерзания слоя сезонного оттаивания, или изменение состава отложений, например мелкодисперсных на грубодисперсные, по Б. Н. Достовалову, неизбежно приводит к перестройке полигональной сети.

Глубина проникновения и ширина морозобойных трещин определяются климатическими и геокриологическими условиями, а также со-

ставом, строением и свойствами пород [74]. Обычная глубина проникновения морозобойных трещин за год не превышает 3—5 м, но в древних сингенетических жилах элементарные жилки льда могут проникать до глубины 12—14 м [17] при их ширине по́верху от 2 до 4 мм.

Размеры ледяных жил изменяются в больших пределах: ширина их по́верху от 1 до 7 м, вертикальная протяженность от 1—2 до 50 м, возможно более. Наиболее крупные ледяные жилы сформировались в плейстоцене сингенетически — одновременно с накоплением и промерзанием осадков.

На поверхности крупнополигональные жильные образования выражены в виде специфического рельефа: на стадии роста — полигонально-валикового, на стадии разрушения — полигонально-бугристого, после полного вытаивания ледяных жил — остаточно-полигонального. В том случае, когда рост жил прекратился раньше, чем накопление осадков, повторно-жильные льды находятся в ископаемом состоянии и не проявляются в рельефе.

Морозобойное растрескивание и созданные им криогенные образования занимают в Средней Сибири одно из первых мест как по распространенности на поверхности и влиянию на рельефообразующие процессы, так и по их роли в формировании криогенного строения и льдистости мерзлых толщ до глубины 10—20 м, а в экстремальных условиях до 70—80 м. Региональные особенности морозобойного растрескивания и повторно-жильного образования в Средней Сибири сводятся к следующему: 1) для Средней Сибири, включая ее южные районы, характерно практически повсеместное распространение тех или иных форм растрескивания или их следов; 2) современное морозобойное растрескивание протекает значительно менее активно, чем древнее, имевшее место на протяжении раннего — позднего плейстоцена. Бо́льшая часть повторно-жильных образований Средней Сибири является реликтовыми, сформировавшимися в более суровых геокриологических условиях плейстоцена и позднего голоцена; 3) Средняя Сибирь обладает значительной зональной изменчивостью процесса растрескивания, разнообразием типов, морфологии и других характеристик жильных образований, существенной неоднородностью их развития в долинах и на междуречьях.

Повторно-жильные льды. В Средней Сибири они имеют широкое распространение, свободной от них остается только юго-западная окраина территории (нижнее течение р. Подкаменная Тунгуска, бассейн Ангары). По распространению современных и древних жильных льдов в Средней Сибири выделены три зоны [86]. Наиболее крупные массы повторно-жильных льдов являются древними, приурочены они к крупным долинам и котловинам, озерно-аллювиальным равнинам и аккумулятивным плато с абсолютными отметками до 250—300 м (см. рис. 5, 6). Южная граница их распространения проходит до 68° с. ш. на Енисее и по 61° с. ш. в бассейне Лены. Наиболее хорошо такие повторно-жильные льды изучены в Центральной Якутии, но они известны и в бассейнах рек Пясина, Котуй, на низменности севернее Анабаро-Оленёкского плато, в бассейне р. Нижняя Тунгуска. Большинство систем повторно-жильных льдов приурочены к льдонасыщенным супесчано-суглинистым осадкам преимущественно водного генезиса. Мощность отложений с жильными льдами составляет в среднем 10—15 м, местами увеличивается до 20—30 м и более; в соответствии с этим увеличивается и мощность ледяных жил. Мощность и морфология жил свидетельствуют об их сингенетическом образовании. Общая льдистость отложений за счет текстурообразующего и жильного льдов (ширина жил 3—5 м, размер полигональной решетки — 10—15 м) составляет 40—60 %, на отдельных участках — до 70 %. Системы ледяных жил залегают в отложениях различных террасовых уровней (см. рис. 6), датируемых от поздне- до раннечетвертичных. Такие ледяные жилы перекрыты покровными суглинками мощностью 0,8—1,2 м на Крайнем Севере и до

2—3 м у южной границы их распространения при глубине сезонного оттаивания соответственно 0,4—0,5 и 1—1,5 м.

Кроме крупных масс повторно-жильных льдов, образующих так называемый «ледовый комплекс», в Средней Сибири широко представлены и менее крупные жилы льда, вертикальная мощность которых достигает 3—5, реже 7 м, а ширина — 1—2 м, размер полигонов 10—20 м. Такие жилы льда имеются в самых различных генетических типах отложений от пойменного аллювия, для которого они наиболее характерны, до склоновых отложений и элювия коренных пород.

Наиболее благоприятные геотемпературные и фациальные условия для роста повторно-жильных льдов имеют место на высоких поймах рек, где ширина жил достигает 3 м, а их вертикальная протяженность — 10 м. В низовьях Енисея на Иннокентьевском обнажении Б. И. Втюриным обнаружены продолжающие расти в настоящее время сингенетические повторно-жильные льды, ширина которых по́верху достигала 4—5 м, а вертикальная протяженность — 10—25 м.

Распространение жил льда в значительной степени зависит от зональных особенностей Средней Сибири. При формировании повторно-жильных льдов на поймах рек и заболоченных участках севернее 65—68° с. ш. на поверхности образуется полигонально-валиковый, а южнее — полигонально-трещинный безваликовый микрорельеф — южная разновидность процесса растрескивания. Севернее 65—68° с. ш. жилы льда имеются практически повсеместно, образуя типичный элемент ландшафта долин, котловин и низменностей. На широте 63—64° в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска полигональный микрорельеф приурочен к реликтовым бугристым торфяникам, а в бассейне р. Вилюй — к участкам заболоченной и густо залесенной поймы и некоторым аласным котловинам. Наиболее далеко на юг Средней Сибири полигональный микрорельеф или единичные морозобойные трещины с повторно-жильным льдом проникают по днищам долин 3—4 порядков. На Алданском плоскогорье в силу преобладания крупнообломочного аллювия наличие современных и древних жильных льдов ограничивается отдельными долинами с участками развития торфяников, как, например, долина р. Леглиер у пос. Канку. Жильные льды небольших размеров имеются и в Ангаро-Ленском регионе. На заболоченных массивах жилы льда начинаются под торфом и прослеживаются в заиленных супесчаных отложениях с глубины от 0,4—0,5 до 2 м. Ледяные жилы были обнаружены В. И. Паньшиным в отложениях I найпойменной террасы р. Киренга, Г. П. Скрыльником в долине р. Яра у г. Нижне-Илимск, Ф. Н. Лещиковым [53] на 11-метровой террасе Ангары у с. Кежма, в долинах рек Кудино-Ленского междуречья, р. Азей у г. Тулун и др. Следовательно, фациальная обстановка и климатические условия в северных районах Ангаро-Ленского региона на заторфованных участках благоприятны для современного роста и сохранения жильных льдов.

На междуречьях растущие повторно-жильные льды формируются только в пределах заболоченных понижений. На плоских сухих хорошо дренированных водоразделах с близким к поверхности залеганием коренных пород морозобойное растрескивание приводит к формированию каменных колец, каменных многоугольников, пятен-медальонов и других полигональных образований.

В элювии коренных пород и склоновых отложениях при морозобойном растрескивании и накоплении повторно-жильных льдов трещины и полигональный микрорельеф на поверхности не сохраняются. Наличие жил льда в этих условиях выявляется лишь при их вытаивании или в ходе горных работ, поэтому закономерности их существования изучены слабо. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что до широты Полярного круга на севере Средней Сибири на междуречьях и склонах повторно-жильные льды развиты повсеместно на участках накопления рыхлого покрова в понижениях рельефа. Залегают они неглубоко от по-

верхности; имеются современные и плейстоценовые разновидности жил. В бассейне р. Далдын, в аллювии коренных пород, при незначительном перемещении рыхлого материала на поверхности Е. М. Катасоновым описаны жилы льда с четкими признаками сингенеза. Южнее Полярного круга в склоновых отложениях и элювии повторно-жильные льды встречаются спорадически; южнее 62—64° с. ш. в аналогичных отложениях имеются лишь псевдоморфозы по ледяным жилам, свидетельствующие о морозобойном растрескивании и повторно-жильном льдообразовании в плейстоцене.

Псевдоморфозы по ледяным жилам. Эти формы древнего морозобойного растрескивания [74] распространены достаточно широко, особенно к югу от 60° с. ш. Здесь они обычно соответствуют понижениям западинно-бугристого (остаточно-полигонального) рельефа. Западинно-бугристый рельеф имеется практически на всех разновозрастных речных террасах, склонах и междуречьях в самых различных генетических типах отложений. На юге Средней Сибири отложения, включающие псевдоморфозы, как правило, находятся в талом состоянии; псевдоморфозы являются важным зональным признаком суровых геокриологических условий здесь в плейстоцене. Имеются псевдоморфозы и севернее, в области развития мерзлых пород. Так, они типичны для днищ термокарстовых котловин, имеются и в древнеаллювиальных песчаных отложениях, подстилающих ледовый комплекс.

Первично-грунтовые жилы. Изучены в Средней Сибири слабее, чем ледяные, поэтому закономерности их распространения и формирования могут быть охарактеризованы лишь в самых общих чертах. Практически все известные грунтовые жилы находятся в восточной, наиболее засушливой половине Средней Сибири, что, очевидно, соответствует действительному их распространению. Имеются они как на Крайнем Севере (дельта Лены), так и на юге территории (бассейн верховьев Ангары). Типичные грунтовые жилы сложены, как правило, песками или супесями и залегают в песчано-супесчаных отложениях с массивным криогенным строением; по генезису это аллювий, эоловые отложения, элювий песчаников и пр. Особая группа грунтовых жил формируется в слое сезонного промерзания и протаивания, такие жилы обогащены органикой и могут быть сложены суглинками. Как и ледяные, грунтовые жилы образуют на поверхности полигональную сеть с поперечником в 10—20 м; но имеются и такие жилы, которые полигональной сети не образуют; не имеют грунтовые жилы и валикового микрорельефа. По своим размерам, как и по распространению, грунтовые жилы значительно уступают ледяным. Среди грунтовых жил широко развиты сингенетические, вертикальная их мощность достигает 10 м и более, но ширина обычно не превышает 0,3—0,5 м. Наиболее крупные эпигенетические грунтовые жилы описаны Н. С. Даниловой в низовьях р. Вилюй в районе пос. Промышленного в цоколе 20-метровой террасы. Они залегают в элювии песчаников, сложены песками, ширина их 2—2,5 м, а вертикальная мощность около 5 м.

Древние грунтовые жилы описаны лишь в Центральной Якутии, где они залегают в песчаных отложениях надпойменных террас, под ледовым комплексом в аллювиальных отложениях полигенетических равнин и в элювии коренных пород. Они отличаются значительным морфологическим разнообразием и сравнительно широким распространением. Эти грунтовые жилы являются одной из древнейших форм морозобойного растрескивания в Средней Сибири.

Мелкополигональное морозобойное растрескивание. Оно характерно для Средней Сибири и развивается в результате больших градиентов температур грунта вблизи поверхности (до 1—2 °С/см, по данным В. В. Куницкого). Блоки мелкополигонального микрорельефа имеют поперечники от 0,5 до 3 м, глубина трещин может достигать 2—3 м. В зависимости от зональных и местных условий трещины формируются или только в слое сезонного оттаивания, или проникают и в мерзлую толщу; соответственно этому образуются грунтовые или ледяные жилки, гумусовые затеки и т. п. При мелкополигональном растрескивании на поверхности в сочетании с другими криогенными процессами развиваются пятна-медальоны, «структурные грунты», солифлюкция, мелкобугристый микрорельеф. Последний особенно типичен для Средней Сибири в пределах 62—70° с. ш. и возникает при частичном протаивании ледяных жилок в кровле мерзлых пород в процессе сезонной динамики трещин в сезонноталом слое.

Криогенные склоновые процессы и образования

Пенепленизированный рельеф Среднесибирского плоскогорья, выработанный в скальных и полускальных породах, при относительных превышениях до 300, реже 500 м и более, обусловливает развитие поверхностей выравнивания и существование протяженных склонов с различными крутизной и ориентировкой, что при общих для них условиях многолетнего промерзания пород создает основу для широкого развития криогенных склоновых процессов. Развитие на территории Средней Сибири скальных и полускальных пород приводит к тому, что криогенные склоновые образования по распространенности не уступают формам морозобойного растрескивания. Как и в других регионах, в Средней Сибири склоновые процессы, как правило, проявляются в сочетании с другими криогенными процессами, такими, как пучение, морозобойное растрескивание и термокарст.

Солифлюкционные и деллевые образования. Наиболее благоприятные условия для проявления криогенных склоновых процессов и образований, сложенных мелкообломочным и дисперсным материалом, — солифлюкции и деллей — имеются на севере и северо-западе Средней Сибири — п-ове Таймыр, плато Путорана, Анабарском плоскогорье. К югу от 64—68° с. ш. распространенность этих криогенных процессов сокращается в первую очередь в связи с выполаживанием рельефа, а также с увеличением глубины сезонного оттаивания, сокращением площадей распространения мерзлоты и преобладанием опесчаненных разновидностей и песков в составе поверхностных отложений. Солифлюкционные полосы, террасы, ступени являются господствующими формами склоновых образований в тундровой и лесотундровой зонах. В северной части п-ова Таймыр на протяженных склонах широко представлены вытянутые по склону полосы обнаженного грунта шириной до 0,3—0,5 м, чередующиеся с полосами, покрытыми мохово-лишайниковым покровом. В долинах рек более типичны солифлюкционные террасы. Солифлюкционный снос является на безлесных участках севера Средней Сибири основным склонообразующим процессом. По мнению многих исследователей, солифлюкционные образования оказывают значительное влияние на широтное и высотное положения северной границы леса, сдвигая ее в южном направлении. Солифлюкционные образования и в таежной зоне развиты достаточно широко; часть их, очевидно, является реликтовыми.

Делли — это образования, типичные для пологих склонов Среднесибирского плоскогорья к северу от 64—66° с. ш. Они представляют собой плоскодонные ложбины временных водотоков на склонах, вытянутые строго по уклону поверхности и придающие склонам характерную радиальную полосчатость. Возникая в верхних частях склонов, мелкие ложбины соединяются в систему более крупных. Ширина деллей колеблется от 5 до 30 м, расстояние между ними может изменяться в значительном интервале, но наиболее типично 50—60 м. Глубина деллей возрастает от 0,5 м в верхней части склона до 1,5—2 м у его подножия. Наибольшее развитие делли получают в районах развития пород, дающих при выветривании суглинистые рыхлые отложения, которые насыщены текстурообразующим льдом, причем чем больше льдистость

склоновых отложений, тем лучше развиты делли. Распространены они на склонах северной экспозиции гораздо шире, чем на южных.

Днище деллей всегда имеет более грубый состав отложений (щебень, обломки, песок) по сравнению с составом межделлевых полос. Водные потоки в деллях функционируют либо после дождей, либо в период таяния снега. Постоянный грунтовый сток наблюдается только в нижних частях деллей. Воды, стекающие по деллям, размывают оттаивающие отложения, температура которых обычно выше фоновых на 1—3 °С, и выносят тонкий материал к основанию склонов. Здесь образуются своеобразные плоские конусы выноса, сливающиеся в шлейф. Делли — образования изначально эрозионные, но связь их с криогенными процессами несомненна, и их следует рассматривать как сложные образования, в формировании которых важная роль принадлежит термокарсту и термоденудации.

В северо-западных, наиболее увлажненных районах Средней Сибири отмечаются быстрые сплывы, когда вниз по склону смещается грунт сезонноталого слоя на всю его мощность. Быстрые сплывы развиваются на относительно крутых, часто подмываемых склонах, сложенных суглинистыми отложениями. Н. Г. Бобовым они описаны, например, в нижнем течении р. Нижняя Тунгуска, где имеют длину до 100 м и ширину в несколько метров.

Курумы. Они представляют собой скопления грубообломочного материала на склонах крутизной меньше угла естественного откоса, в формировании и перемещении которых основная роль принадлежит криогенным процессам. Образование курумов определяется климатическими условиями, литологическими особенностями скальных пород и рыхлых отложений, расчлененностью рельефа и тектоническими особенностями территории [83]. К климатическим факторам, определяющим возможность курумообразования в современных условиях, относятся в первую очередь континентальность климата, выражаемая амплитудами температур на поверхности грунта, и большая влажность отложений, способствующие физическому выветриванию скальных пород, конжеляционному и сегрегационному льдообразованию в сезонноталом слое, приводящим к криогенной десерпции. Образованию курумов способствует большая глубина сезонного протаивания пород. Курумы приурочены к прочным скальным породам, трещиноватым, но устойчивым к выветриванию, и наиболее широко развиты в горных районах, испытывающих положительные неотектонические движения умеренной амплитуды. Вероятность курумообразования в пределах Средней Сибири возрастает с севера на юг в соответствии с увеличением глубины сезонного протаивания. Так, на севере территории мощность курумов невелика и практически не превышает 1 м. К югу наблюдается увеличение полной мощности курумов, т. е. грубообломочной части сезонноталого слоя, находящейся в мерзлом состоянии в виде спая с гольцовым льдом, которая например в Чульманской впадине составляет 3—5 м.

Увеличение континентальности климата с севера на юг также создает благоприятные условия для крупноглыбового криогенного дробления скальных пород одинакового состава. Этим А. И. Тюрин объясняет увеличение дисперсности обломков в курумах северного и гольцового типов на больших высотах. В континентальных областях наиболее благоприятные условия для курумообразования отмечаются в областях с повышенной влажностью. В умеренном климате интенсивное современное курумообразование происходит в пределах гольцового пояса, несколько меньше — в пределах пояса лесов, где ими иногда заняты также значительные площади.

На самом севере территории курумы небольшой мощности встречаются на верхних уровнях гор Бырранга (800—1000 м) и приурочены к выходам прочных скальных пород. В нижнем течении р. Пясина курумы сплошным чехлом покрывают невысокие (150—200 м) сложенные скальными породами возвышенности. Потоки курумов в основании

склонов образуют шлейфы. На отдельных глыбах отмечалось сохранение ледниковой штриховки. На горных склонах Путораны курумы встречаются на высотах 700—1500 м. Мощность грубообломочного чехла курумов составляет 1—3 м. Неоднородность геологического строения района, связанная с чередованием пластов диабазов и туфов, способствует формированию ступенчатого рельефа курумов. Превышение ступеней друг над другом достигает 10—20 м, ширина 10—30 м. Курумы, расположенные на более пологих склонах и в ложбинах, обычно приурочены к туфам, имеют более мелкий размер обломков (около 0,2 м). На крутых склонах размер грубообломочного материала достигает 1 м. Особенностью строения курумов является наличие в нижней части разреза слоя обводненного мелкозема, что способствует их перемещению солифлюкционным путем. Этому способствует также сравнительно большое количество осадков — до 700—800 мм/год.

В пределах Анабарского массива курумы развиты в центральной, наиболее высокой (300—450 м) части, где обширные каменные моря и потоки в сочетании с нагорными террасами и каменистыми осыпями располагаются в областях развития метаморфического комплекса, а также на архейских кварцито-песчаниках, кембрийских доломитах и траппах.

В южной части Среднесибирского плоскогорья курумы наблюдаются на траппах в нижнем течении р. Нижней Тунгуски и в Приангарье на высотах 400—500 м. Они в равной степени образуют площадные и потоковые формы. Мощность курумов изменяется от 1,5 до 6 м и связана с глубиной сезонного протаивания пород. По данным С. Л. Кушева и В. А. Войлошникова, грубообломочный чехол курумов перемещается со скоростью 3—4 см/год.

Наиболее детально курумы исследованы А. И. Тюриным [83] в Южной Якутии на территории Алдано-Тимптонского междуречья. Характер их распространения предопределен целым рядом факторов, из которых наиболее существенным является состав пород. Курумы приурочены к наиболее устойчивым к выветриванию породам: массивным окварцованным песчаникам и конгломератам раннеюрского возраста, а также к кристаллическим породам докембрия. Они образуют самые разнообразные формы: потоки, поля, структурные курумы. В отдельных районах Алданского кристаллического щита и северной части Чульманской впадины эти образования занимают свыше 40—50 % общей площади склонов [83]. Площадь, занятая курумами, возрастает по мере увеличения расчлененности территории. Наибольшее распространение курумов характерно для воздымающихся и расчленяющихся структур: Эльконского горста, Алданских гольцов и Притимптонья. В этих районах курумы занимают от 40 до 90 % площади склонов. В зависимости от состава пород и новейших движений блокового характера только в пределах Чульманской впадины выделены 7 районов по степени покрытия территории курумами. «Закурумленность» территории Чульманского плато изменяется от 5 до 60 %. Большинство курумов приурочено к склонам южной экспозиции, что связано с максимальной глубиной сезонного протаивания пород.

Все курумы Южной Якутии по условиям образования и вовлечения в них грубообломочного материала подразделены на две большие группы. Первая объединяет курумы, образование и питание которых происходят за счет наступления грубообломочного материала извне, главным образом за счет гравитационных процессов (осыпей, обвалов, лавин и т. д.). Вторая группа объединяет курумы, образовавшиеся непосредственно на месте их ложа под действием процессов криогенного выветривания, выпучивания обломков и суффозии мелкозема.

В курумах по направлению сверху вниз по склону выделены три основных гипсометрических пояса, закономерно сменяющих друг друга [83]: первый — пояс мобилизации грубообломочного материала, который в последующем вовлекается в движение; второй — пояс собственно

курумов — подвижных каменных склонов и потоков. Здесь происходит активное движение (транзит) курумного чехла; третий — пояс аккумуляции курумного материала, где его движение по склону затухает или прекращается полностью.

Строение курумов сложно и изменчиво как по падению, так и по простиранию склона. К числу характерных особенностей курумов относится наличие грубообломочного чехла без мелкодисперсного заполнителя в верхней части разреза. Нижняя часть разреза курумов представлена разборной скалой, льдогрунтовым слоем или горизонтом водонасыщенного мелкозема. В зависимости от строения курумов скорость движения грубообломочного чехла изменяется от первых миллиметров до 1—3 см в год.

Курумы оказывают существенное влияние на формирование геокриологической обстановки склонов. Грубообломочный чехол, лишенный зимой снега, мало препятствует проникновению холодного воздуха и выхолаживанию под ним массива пород. В летнее время чехол, насыщенный гольцовым льдом, также действует охлаждающе. В результате этого среднегодовая температура пород под курумами на 2—3 °С, а иногда и более, ниже по сравнению с «некурумными» участками. Курумы как движущаяся масса грубообломочного материала оказывают большое влияние на выработку профиля склонов. Происходит денудация и сглаживание поверхности склонов, с одной стороны, и углубления неровностей в скальных породах — с другой.

Термокарстовые процессы и образования

Для развития термокарста необходимо сочетание следующих условий: 1) наличие мономинеральных залежей льда (пластовых, повторно-жильных, инъекционных) или сильнольдистых отложений, содержащих сегрегационный лед; 2) глубина сезонного оттаивания должна превышать глубину залегания льда или льдистых пород. Возникновение таких условий может быть связано с увеличением глубины сезонного оттаивания пород в результате изменения условий теплообмена на поверхности. Такие изменения могут происходить в связи с пожарами, вырубкой леса, распашкой, а также с потеплениями климата, вызывающими деградацию верхних горизонтов мерзлых толщ, как, например, в климатический оптимум голоцена.

В результате активного термокарста в южной геокриологической зоне малольдистые мерзлые толщи плейстоценового возраста протаяли полностью, а на участках, сложенных сильнольдистыми отложениями с подземными льдами, сформировались термокарстовые котловины и западинно-бугристый рельеф. Последний широко развит в бассейне Ангары и в прилегающих районах, где также обнаружены псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. В северной геокриологической зоне протаивание сильнольдистых мерзлых отложений плейстоценового возраста с мощными повторно-жильными льдами было значительным по площади и глубоким по разрезу. Таким образом, закономерности формирования и распространения термокарстовых образований на территории Средней Сибири подчиняются главным образом особенностям распространения льдистых рыхлых отложений, залегание которых в условиях расчлененного рельефа крайне неравномерно. В горных районах, таких, как плато Путорана и горы Бырранга, термокарстовые образования развиты практически только в долинах рек. На плосковершинных плоскогорьях, плато и пологих склонах термокарстовые формы распространены достаточно широко, но это преимущественно мелкие или средней величины формы (глубина их составляет первые метры, поперечник — несколько десятков метров). Районами широкого развития термокарстовых образований являются речные долины, древние аллювиальные равнины и котловины, а также заболоченные понижения на низких междуречьях.

Типичная форма термокарстовых образований — аласные котловины, развитые в долинах крупных рек, на аккумулятивных равнинах и низких плато северной геокриологической зоны. Наиболее полно эти образования изучены в Центральной Якутии П. А. Соловьевым. Такие котловины имеются на Северо-Сибирской низменности, в долине Енисея, в долине р. Котуй и в Муруктинской котловине, в долинах северной части п-ова Таймыр и др. Аласные котловины имеют глубину 10—15 м, в некоторых случаях до 30 м и более. Пологие склоны котловин перекрыты покровными суглинками, на крутых склонах развиты бугры-байджерахи. Поперечник наиболее крупных котловин достигает нескольких километров, сливаясь, они образуют сеть термокарстовых долин или останцовый холмистый рельеф. Плосковогнутое днище выполнено озерными и таберальными илистыми осадками [43] или занято озером. Днища котловин, как правило, отличаются менее суровыми геокриологическими условиями, чем окружающие поверхности, не затронутые термокарстом, имеют глубокие несквозные, сквозные или межмерзлотные талики в зависимости от возраста котловин, состояния озера и пр. Определение абсолютного возраста аласных отложений [43, 79 и др.] показывает, что большинство крупных котловин сформировалось уже к началу голоцена. В течение голоцена происходило заторфовывание и эпигенетическое промерзание днищ (при одновременном термоэрозионном разрушении бортов котловин); развиты также и молодые современные котловины [78]. Последние имеют небольшие размеры и часто возникают при сведении леса и распашке поверхности. Термокарстовые котловины Средней Сибири обычно образуются при вытаивании текстурообразующего и повторно-жильного льдов и только котловины Северо-Сибирской низменности, долины нижнего течения Енисея и других впадающих в полярные моря рек, испытавшие морские трансгрессии, образовались, как и в Западной Сибири, при вытаивании залежей пластового льда.

Современный термокарст по повторно-жильным льдам активно протекает на высоких поймах, в заторфованных котловинах тундровой и лесотундровой зон и на северной окраине лесной зоны. Вследствие избыточного увлажнения поверхности котловины, как правило, заняты озерами; глубина озер соизмерима с мощностью льдистого слоя и не превышает 2—3 м.

В Средней Сибири развито несколько видов термокарстовых остаточно-полигональных образований. В северной геокриологической зоне при сохранении мерзлоты в блоках породы и частичном вытаивании ледяных жил образуются бугры — байджерахи. Особую разновидность остаточно-полигонального рельефа составляют бугристые торфяники, аналогичные западно-сибирским и развитые в западной части Средней Сибири на 59—61° с. ш. Они представлены изолированными мерзлыми буграми высотой до 2 м среди плоских мерзлых или талых болот. В южной геокриологической зоне (в песчаных отложениях — и на южной окраине северной зоны) остаточно-полигональные образования представлены реликтовым западинно-бугристым рельефом; бугры высотой до 3—5 м окружены сеткой вытянутых ложбин, образовавшихся при вытаивании ледяных жил. Западинно-бугристый рельеф широко распространен на талых породах и свидетельствует о былых геокриологических условиях в холодные эпохи верхнего плейстоцена.

При вытаивании текстурообразующего льда при небольшой мощности льдистых горизонтов мерзлых толщ, широко распространенных в Средней Сибири, образуются небольшие по размерам западины с плавными очертаниями глубиной до 1 м, реже до 2—3 м, с поперечником в несколько десятков метров. Морфологические черты этих образований более чем у других термокарстовых форм зависят от региональных условий — состава отложений, их криогенного строения и льдистости. При избыточном обводнении поверхности, что характерно для северо-западной половины территории, такие западины заполнены водой; в засуш-

ливых восточных районах западины летом пересыхают. На левобережной части в низовьях Лены такие западины, например, имеют массовое распространение и образуют типичный ландшафт с множеством мелких озерков. Неустойчивое термическое состояние мерзлых толщ определяет широкое развитие таких небольших по размерам образований в южной геокриологической зоне. По данным Ф. Н. Лещикова, наиболее широко термокарст здесь развит в древних долинах Кудино-Ленского междуречья, долинах рек Илим, Киренга, Кута и др.

Пучение и его проявление в рельефе

На севере территории суровые геокриологические условия при практически сплошном распространении мерзлых пород и малом сезонном оттаивании ограничивают развитие процессов многолетнего и сезонного пучения. В восточных районах Средней Сибири, где при высоком испарении годовое количество атмосферных осадков составляет всего 200—400 мм, неблагоприятным фактором для сезонного пучения является малая влажность слоя сезонного протаивания. В северо-западных районах территории, наоборот, сезонное пучение проявляется наиболее активно. На юге Средней Сибири наибольшее площадное пучение наблюдается в долинах небольших рек, падях, распадках. Здесь существуют оптимальные условия для его развития, так как грунтовые воды залегают на глубине до 2—4 м и глинистые грунты значительно увлажнены (40—50 %). Так, в таежных районах Приангарья, в долинах рек Енисей, Лена и их притоков, по данным Л. Д. Пикулевича, Ф. Н. Лещикова и других, пучение грунтов достигает 50 см. Среднепучинистыми можно считать лёссовидные суглинки при влажности больше предела раскатывания (более 20—25 %), величина пучения их может достигать 10—20 см. К участкам с минимальной величиной пучения (до 10—20 мм) относятся высокие террасы рек Ангары, Енисея, Лены и их притоков, водоразделы и их склоны, сложенные пылеватыми грунтами с влажностью 15—25 % и глубоким залеганием грунтовых вод. На большей части лесостепной зоны Приангарья и по долинам рек Енисея и Лены глинистые грунты с влажностью, равной или меньше границы раскатывания, т. е. при твердой консистенции, практически непучинисты. Отсутствует пучение и в элювиальных песках на водоразделах и склонах, а также на террасах в аллювиальных песках.

Образование бугров пучения в Средней Сибири проявляется только при определенных благоприятных условиях, главным образом в речных долинах и котловинах, где часто развиты водоносные талики или выходы подземных вод. На плоских междуречьях и пологих склонах пучение ограничено, преобладают мелкие формы. Наиболее благоприятной для образования крупных бугров является территория между 60 и 68° с. ш.; южнее 62—60° с. ш. происходит преимущественно сезонное пучение. Наиболее крупными и типичными для Средней Сибири являются бугры пучения, расположенные в крупных термокарстовых котловинах. Эти так называемые «булгунняхи» образуются при заболачивании озер и промерзании подозерных таликов, высота их достигает 10—20 м и более, а диаметр основания — до 100—200 м. Слагаются булгунняхи озерно-болотными и таберальными илистыми тонкодисперсными грунтами, имеют повышенную льдистость до глубины 15—20 м и более, мощность ледяного ядра может превышать 3—5 м. Поскольку крупные котловины являются обычно термокарстовыми, булгунняхи приурочены к областям развития льдистых четвертичных отложений. Районом наиболее широкого их распространения является Центральноякутская низменная равнина. Возраст булгунняхов — позднеголоценовый и современный.

Кроме булгунняхов, развивающихся на подозерных таликах, в Средней Сибири развиты многолетние бугры пучения, питающиеся грунтовыми над- и межмерзлотными водами. Они приурочены к днищам до-

лин крупных и мелких рек, сырым выположенным склонам или заболоченным участкам. Это обычно небольшие бугры, высота их составляет 0,5—2 м, а поперечник основания до 10 м. Бугры могут иметь ледяное ядро небольшой мощности (до 2—3 м). В местах выхода на поверхность грунтовых вод помимо бугров пучения могут формироваться также подземные и наземные наледи. На Крайнем Севере бугры пучения обычно образуются непосредственно около русла реки. Типичны они для южной геокриологической зоны, где их формирование определяется глубоким сезонным промерзанием и новообразованием мерзлоты при короткопериодных колебаниях климата. В южной зоне широко развиты также сезонные бугры пучения, имеющие тот же характер распространения, что и описанные выше многолетние.

Наледные процессы и наледи

Суровые геокриологические условия Средней Сибири и прежде всего низкие среднегодовые температуры мерзлых толщ как бы благоприятствуют развитию наледных процессов на бо́льшей части территории. Однако по количеству наледей и объему содержащегося в них льда Средняя Сибирь значительно уступает другим регионам страны. Основные причины подобного явления заключены в особенностях геолого-тектонического развития территории, а именно: 1) состав и строение водовмещающих осадочных отложений Сибирской платформы предопределяют трещинно-пластовый характер циркуляции подземных вод и, следовательно, хорошие коллекторские свойства пород в талом состоянии и рассредоточенность очагов разгрузки; 2) Сибирская платформа испытала незначительную перестройку в новейший этап, что и сказалось на ее в целом слабой наледности. Тем не менее на территории Средней Сибири можно выделить все три типа наледеобразования: северный, умеренный и южный [75]. Северный тип наледеобразования развит в пределах северной половины Средней Сибири до 64—66° с. ш. Здесь преобладают наледи подземных вод — гидрогеогенные, так как поверхностные водотоки в зимний период полностью перемерзают. Ограниченность фактического материала позволяет судить чаще всего только о местоположении отдельных наледей. Анабарский массив, промороженный на глубину до 1000 м, сложен в основном монолитными породами докембрия и почти не был затронут новейшими движениями. Условия для формирования подземных вод здесь крайне неблагоприятны, в связи с чем в пределах этого массива наледи практически отсутствуют. Путоранский массив, напротив, крупнейшая на Сибирской платформе сводово-глыбовая неотектоническая структура. Водовмещающие породы — эффузивные и терригенные образования пермо-триаса промерзлы на 500 м и более. В пределах массива широко развита сеть омоложенных нарушений и связанных с ними сквозных подрусловых таликов. Такова зона дробления Цивинского разлома, сквозные талики в верховьях долин рек Северная, Тутончана, Тембенчи, Кочечум, Котуй, талик у восточного берега оз. Аян. Ко всем этим таликам приурочены наледи, преимущественно однолетние [16].

Система озер широтного простирания (Мелкое, Кета, Хантайское и др.), прорезающих западный склон Путоранского массива, также характеризуется обилием сквозных гидрогеогенных таликов и связанных с ними наледей. Характерно, что наледи приурочены чаще всего к узким, вытянутым восточным оконечностям озер, примыкающим к высокогорной части массива. Здесь сквозные талики максимально локализованы мощными мерзлыми толщами.

Большое количество источников подземных вод встречается в пределах крупной системы разломов, расположенной в зоне смыкания западного склона Путоранского массива с долиной Енисея (бассейны средних и нижних течений рек Курейка, Хантайка, Северная, Ерочимо). В

этих местах источники в зимнее время существуют в виде полыней, не образуя наледей, что объясняется высокой пропускной способностью обширных по площади таликов. Есть сведения о наличии наледей в верховьях бассейнов р. Оленёк и левых притоков Вилюя. На остальной равнинной территории северной зоны наледи весьма редки.

Режим формирования наледей подземных вод северного типа, где малые размеры водовыводящих таликов несоизмеримы с дебитом источника, имеет следующие особенности: 1) начальный период и период полного формирования наледи — короткие; периоды интенсивного роста и разрушения — растянутые; 2) зависимость темпа льдообразования от температурного режима воздуха слабая.

Умеренный тип наледеобразования характерен для южной половины северной геокриологической зоны, занимающей территорию между 66—64° и 60—62° с. ш. Здесь количество наледей подземных вод по сравнению с более северной территорией сокращается, но увеличивается число речных наледей. Наиболее широко известны и хорошо изучены две крупнейшие наледи Сибирской платформы: Улахан-Тарын и Булус, расположенные на правобережье долины Лены в 60 км выше г. Якутска.

На примере режимных наблюдений за Улахан-Тарынской наледью Н. Н. Романовский формулирует основные особенности развития наледей умеренного типа: 1) невыдержанность продолжительности периодов роста, связанная с разнообразием в размерах водопроводящего талика; 2) отсутствие прямой зависимости между интенсивностью наледообразования и дебитом питающего источника, а также температурным режимом воздуха; 3) значительное преобладание периода роста наледи над периодом ее разрушения. Аналогичные по генезису Улахан-Тарынской, но меньшие по объему наледи встречаются не только в долинах среднего течения Лены, но и в нижнем течении р. Вилюй (руч. Мугур-Тарын, Пески Кызыл-Сыыр и др.). Эти наледи питаются поровыми аллювиальными водами надмерзлотных (иногда межмерзлотных) таликов, широко распространенных в отложениях песчаных террас. Источником питания наледей служат также межмерзлотные воды криогенных бассейнов-потоков (например, Сюльдюкарские источники в долине р. Вилюй), существующих в осадочной толще кембрийско-юрского возраста [73, 75].

Крупный очаг разгрузки подземных вод расположен в бассейне р. Нижняя Тунгуска. В зависимости от объемов и пропускной способности водоносных таликов, дебита и температуры воды источников здесь формируются либо наледи, либо полыньи. Водовмещающие породы — туфогенно-осадочная толща нижнего палеозоя. Наледи образуются в долинах небольших притоков с малой мощностью аллювия, сосредоточены в основном в бассейне среднего течения р. Нижняя Тунгуска. Большая часть наледей — однолетние. Крупные полыньи, протяженностью до 150 км, обнаружены в русле р. Нижняя Тунгуска, выше по течению от пос. Тура [16 и др.]. Полыньи на отрезке русла протяженностью до 20 км встречены в нижнем течении р. Таймура — левого притока р. Нижняя Тунгуска. На территории южной части северной геокриологической зоны развиты речные наледи, небольшие по объему (до $1 \cdot 10^4$ м^3), стаивающие в летнее время, не имеющие постоянного местоположения.

Южный тип наледообразования имеет место в пределах южной геокриологической зоны, занимающей территорию к югу от 62—60° с. ш. Здесь преобладают наледи поверхностного и отчасти смешанного поверхностно-грунтового питания. Основные особенности режима этого типа наледей следующие: 1) весьма значительные колебания ежегодных объемов наледного льда; 2) прямая зависимость объемов льда в наледях от суммы летне-осенних осадков, от хода зимних температур воздуха и высоты снежного покрова. Речные наледи в зимнее время появляются в большинстве средних и мелких водотоков. По трассе Тайшет — Лена выявлено 42 наледи, после завершения строительства число их возросло

до 104, причем мощность их колебалась от 1 до 4—5 м. Все они существуют лишь в зимний период и полностью стаивают летом.

Наледи южного типа чрезвычайно динамичны и тесно связаны с глубиной залегания грунтовых вод и мощностью сезонномерзлого слоя. Незначительные изменения любого из этих параметров приводят к возникновению новых наледей или их исчезновению.

Районирование Средней Сибири по развитию преобладающих криогенных процессов и образований

В основе районирования территории Средней Сибири по преобладающим криогенным процессам и образованиям лежат геокриологические и криолитологические условия, а также современное распространение криогенных образований (рис. 33). Поэтому настоящее районирование опирается на два основных признака — зональный и региональный, которые проявляются в выделении широтных геокриологических зон — северной и южной, зоны талых (сезонномерзлых) пород и областей. При районировании Средней Сибири по преобладающим криогенным процессам и образованиям также выделены три широтные зоны — I, II, III, соответствующие геокриологическим зонам. Эти зоны коренным образом различаются длительностью и постоянством развития криогенных процессов, степенью сохранности криогенных образований во времени и теснейшим образом связаны с существующими геокриологическими условиями и историей их развития в четвертичное время.

В пределах I и II зон выделены подзоны по интенсивности проявления криогенных процессов, количеству видов развивающихся процессов, их распространению по площади и морфологической выраженности. Поскольку степень проявления криогенных процессов связана с суровостью геокриологических и в целом природных условий, то площади подзон соответствуют как северным (I*а*, II*а*), наиболее суровым частям зон, так и частям зон с менее суровыми в их пределах геокриологическими условиями (I*б*, II*б*).

Области внутри подзон выделены по проявлению определенных комплексов криогенных процессов, обусловленных особенностями криолитологических условий, определяемых составом и генезисом верхнего слоя горных пород, типом их промерзания и характером льдистости, рельефом поверхности и другими региональными факторами, в основе которых лежат геолого-тектонические особенности развития территории в четвертичном периоде (рис. 34).

Зона I. Зона преимущественно многолетних криогенных процессов и образований. Криогенные процессы здесь развивались в течение практически всего четвертичного периода, многие криогенные образования сохраняются с момента своего образования, т. е. с нижнего или среднего плейстоцена вплоть до современности.

В подзоне I*а* вследствие экстремально суровых геокриологических условий в настоящее время активно функционируют лишь такие криогенные процессы, как выветривание и сортировка рыхлого материала, солифлюкция. Большая группа криогенных процессов проявляется весьма слабо или практически не проявляется (наледеобразование, пучение), или развивается на ограниченных, сравнительно благоприятных для данного процесса участках. Криогенные процессы действуют лишь короткий период и бóльшую часть года находятся практически в стационарном состоянии. Мощность слоя горных пород, который подвергается воздействию криогенных процессов, в подзоне минимальна и редко выходит за пределы 1 м. В Северо-Земельской области (I^1*а*) почти все острова покрыты ледниковыми покровами большой мощности; на незанятых ледниками участках широко развиты структурные грунты, каменные развалы, нивальные образования и формы ледниковой аккуму-

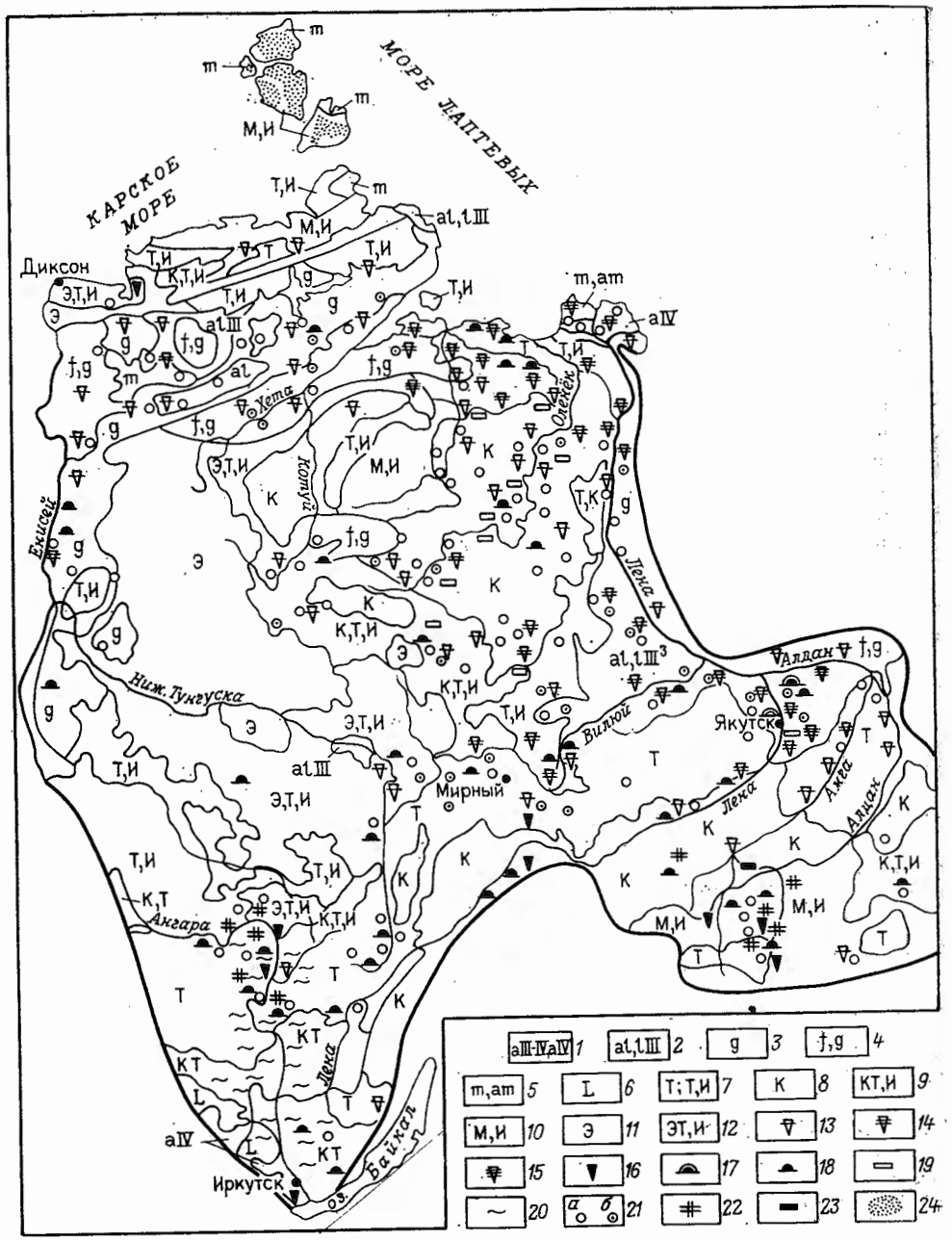


Рис. 33. Карта распространения криогенных образований в пределах геолого-генетических типов и формаций пород (*13—22*) и в местах их фактического обнаружения (*23—24*). Составлена К. А. Кондратьевой:

1—12 — геолого-генетические типы и формации пород (криолитологическая характеристика дана в тексте к рис. 24); *13—15* — повторно-жильные льды мощностью 10 м (*13*), 20 м (*14*), 30 м и более (*15*); *16* — псевдоморфозы по ледяным жилам; *17* — бугры пучения многолетние; *18* — бугристые торфяники; *19* — пластовые льды; *20* — бугристо-западинный (остаточно-полигональный) рельеф; *21* — термокарстовые озера и заболоченные понижения (*а*), озера и аласы (*б*); *22* — морозобойное растрескивание; *23* — пещерный лед, карстовые пустоты; *24* — ледники

ляции. Северо-Таймырская область (I^2a) характеризуется комплексом форм выветривания — каменными развалами, каменными венками, каменными полями и др. Кроме того, здесь развиты нивальные цирки на склонах гор, полигональный микрорельеф с жилками льда ниже сезонноталого слоя, повторно-жильные и пластовые льды в рыхлых отложениях морских побережий и долин.

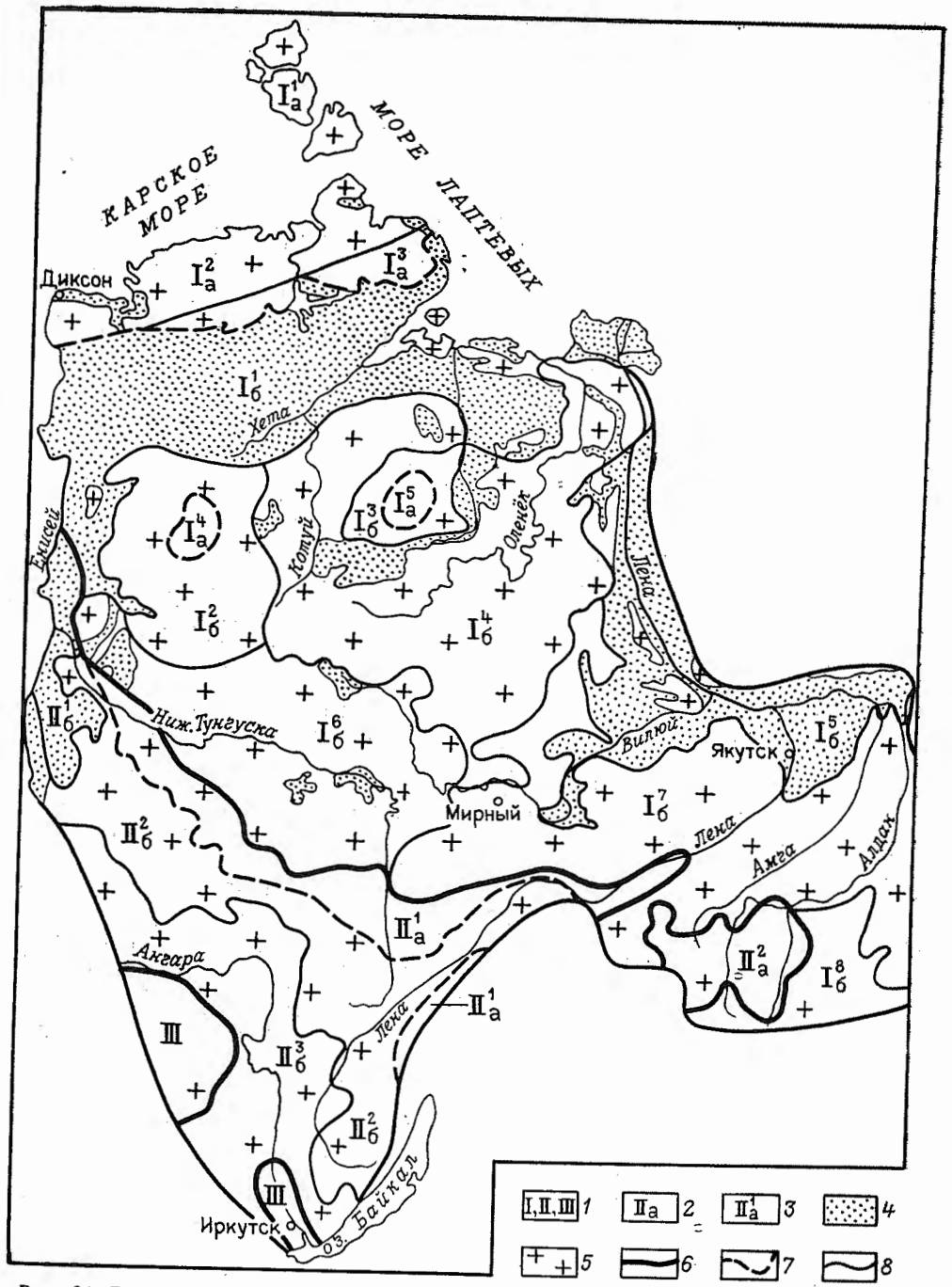


Рис. 34. Районирование Средней Сибири по развитию криогенных процессов и образований. Составлена Н. С. Даниловой, К. А. Кондратьевой:

1 — зоны, выделенные по широтной зональности теплообмена и особенностям геокриологических условий; *2* — подзоны по зональным и региональным особенностям; *3* — области по региональным особенностям теплообмена и геокриологических условий; *4* — районы развития преимущественно четвертичных отложений; *5* — дочетвертичные породы с маломощным чехлом четвертичных образований; *6* — границы зон; *7* — границы подзон; *8* — границы областей

Область гор Бырранга (I^3a) отличается активным развитием солифлюкционного процесса, что связано с небольшой мощностью сезонноталого слоя и его повышенной увлажненностью. В результате склоны гор характеризуются радиальной полосчатостью, на перегибах склонов и пологих участках развиты солифлюкционные террасы и ступени, нагорные террасы и др.

Фрагменты подзоны I*а*, по суровости условий развития процессов выделены в пределах подзоны I*б* на высоком плато в горах Путорана ($I^4а$) и в наиболее высокой части Анабарского плоскогорья ($I^5а$). Среднегорнопуторанская область ($I^4а$) вследствие субгоризонтального залегания пластов туфолавовой толщи характеризуется неравномерным развитием процессов выветривания, курумообразования и солифлюкции по склону, усиливающихся на слабых по прочности породах. Широким развитием пользуются нивальные цирки, осыпи, рвы отседания. В Центральноанабарской области ($I^5а$) развиты в основном солифлюкционные процессы, способствующие радиальной полосчатости склонов, нивальные — формирующие нивальные цирки и ниши на склонах и у их подножий, на водоразделах — каменистые развалы и структурные грунты.

Подзона I*б* отличается максимальной активностью проявления криогенных процессов, наибольшим разнообразием их видов и практически сплошным их распространением на поверхности. Широко представлены крупные формы криогенных образований с четко выраженными генетическими признаками. По сравнению с другими подзонами здесь интенсивно протекает морозобойное растрескивание, криогенное выветривание, термокарст, повторно-жильное льдообразование, наледеобразование. Криогенные процессы играют большую роль в формировании мезо- и микрорельефа, свойств и криогенного строения верхних горизонтов (10—20 м и более) мерзлых толщ. Подзона I*б* занимает бо́льшую часть Средней Сибири и отличается наиболее сложными региональными условиями распространения криогенных процессов и образований, обусловленных как геокриологической, так и криолитологической обстановками.

Наиболее широко криогенные образования развиты на Северо-Сибирской низменности, в пределах Енисейско-Оленёкской области ($I^1б$) и в пределах Центральноякутской равнины Лено-Вилюйской области ($I^5б$), которые в течение кайнозоя испытывали опускание и накопление мощной толщи рыхлых отложений с относительно повышенной льдистостью. По характеру криогенных образований они значительно отличаются от других областей Средней Сибири, выделенных по преобладающим криогенным процессам и образованиям. Здесь в отложениях озерно-аллювиального генезиса широко развиты мощные повторно-жильные льды, термокарстовые озера, котловины и долины, многочисленные крупные бугры пучения — булгунняхи, в Лено-Вилюйской области — наледи. В отложениях ледникового генезиса имеют место пластовые льды, каменные полигональные формы и структурные группы, на склонах — каменные развалы. Флювиогляциальные, морские и эоловые отложения песчаного состава в меньшей степени поражены криогенными образованиями. На поймах Енисейско-Оленёкской области широко представлен полигонально-валиковый рельеф с жилами льда, в Лено-Вилюйской области этот рельеф типичен к северу от г. Жиганск. На песчаных массивах Лено-Вилюйской области — тукуланах — господствуют эоловые формы рельефа, развиты песчаные жилы.

Области горного плато Путорана ($I^2б$), Анабарского плоскогорья ($I^3б$) и горно-складчатого Алдано-Учурского плоскогорья ($I^8б$), имеющие облик горного расчлененного рельефа, характеризуются четкой дифференциацией криогенных образований: на междуречьях — каменные моря, каменные развалы и полигоны, структурные грунты, на склонах — курумы всех типов, делли, солифлюкционные формы, в долинах — полигональный рельеф, повторно-жильные льды, термокарст, наледи. Последние в долинах Алдано-Учурской области являются преобадающими образованиями (наряду с наледными полянами).

Области Анабаро-Оленёкская ($I^4б$), Нижнетунгусская ($I^6б$) и Лено-Алданская ($I^7б$), характеризующиеся рельефом плоскоступенчатых пластовых плато и плоскогорий, также имеют междуречный и долинный комплексы криогенных образований, но менее четко разграниченный, чем в горных областях. Так, здесь пучинные и термокарстовые образования и полигональные формы рельефа имеются не только в долинах, но и на междуречьях. В долинах развит типичный для подзоны комплекс полигональных форм с повторно-жильными льдами, термокарстовыми котловинами и озерами, буграми пучения, речными наледями. На междуречьях господствуют каменные моря, структурные образования; на склонах — делли, солифлюкция, курумы, а в понижениях кровли коренных пород, выполненных рыхлыми льдистыми отложениями, развиты повторно-жильные льды, мелкие термокарстовые озера, западины и блюдца. Анабаро-Оленёкская область, имеющая северное расположение и сложенная с поверхности льдистыми тонкодисперсными осадками, отличается наиболее активным проявлением солифлюкционных форм, делей, термокарстовых западин и котловин, современных и древних карстовых форм. В поверхностных отложениях Нижнетунгусской и Лено-Алданской областей значительную роль играют песчаные отложения, относительно нельдистые, высокотемпературные или талые; поэтому в этих областях менее активно формируются склоновые криогенные образования, одновременно более благоприятны условия для формирования наледей. В Нижнетунгусской области развиты бугристые полигональные торфяники и относительно нешироко — повторно-жильные льды; в пределах области проходит южная граница распространения плейстоценовых жильных льдов, имеются реликтовые образования, типичные для более южных областей.

Зона II. Зона сезонных (одногодичных) и многолетних криогенных процессов и образований. Для зоны характерна цикличность и прерывистость во времени развития криогенных процессов и непродолжительное существование многих криогенных образований, наличие следов криогенных процессов и широкое распространение реликтовых криогенных образований.

В подзоне II*а* происходит заметное ослабление активности проявления криогенных процессов, уменьшается число их видов и размеры образований, типично несплошное (островное и очаговое) их распространение по территории. Для подзоны характерны криогенные процессы, действующие как короткий период времени — один год или несколько лет, так и длительное время (сезонная пульсация почвы — площадное пучение). Созданные ими криогенные образования также сохраняются несколько лет (бугры пучения) или один год (речные и грунтовые наледи). В этой подзоне криогенные процессы создают мелкие формы криогенных образований — бугры пучения высотой 1—3 м, наледи высотой до 1—3 м, жилы льда менее 0,5 м шириной и т. д. Одновременно в подзоне значительное место занимают многолетние образования, например, курумы, бугристые торфяники, наледные поляны, часть из которых образовалась в иных, более суровых условиях, но продолжает развиваться и в современной обстановке.

Так, в Тунгусско-Ленской области ($IIа^1$) на плоских междуречьях развиты бугристые торфяники, термокарстовые понижения (мохово-осоковые болота, западины, блюдца, озерки), на склонах — курумы, в долинах кроме этого — речные наледи, ледяные бугры пучения. В Верхнеалданской области ($IIа^2$) на междуречьях развиты каменные развалы, пятна-медальоны, термокарстовые понижения и болота, мелкие бугры пучения; в долинах — торфяники, бугры пучения, речные наледи. В обеих областях ($IIа^1$ и $IIа^2$) более активное проявление современных криогенных процессов характерно для участков, сложенных мерзлыми породами; реликтовые образования развиты как на участках мерзлых, так и талых пород.

Подзона II*б* характеризуется еще более неустойчивым во времени и по площади проявлением криогенных процессов, ограниченным числом их видов. Специфичной чертой этой подзоны является преобладание одногодичных, ежегодно разрушающихся криогенных образований (речные наледи, ледяные бугры пучения на бечевниках), возникающих не ежегодно и меняющих места своего образования в зависимости от

сезонных условий промерзания. Для этой подзоны типичны мелкие редуцированные формы криогенных образований, которые имеют очаговое распространение и приурочены в основном к днищам мелких долин и логам. На талых грунтах широко распространены реликтовый бугристо-западинный рельеф и псевдоморфозы по жилам льда. Приенисейская область (II*б*^{1}) занимает пониженную часть Среднесибирского плоскогорья. В долинах и на междуречьях в ней большую роль играют гляциальные и флювиогляциальные отложения, на которых формируются каменные развалы и структурные формы, термокарстовые озера и мелкие формы просадок, бугристые торфяники на озерно-аллювиальных отложениях.

Юго-восточная часть подзоны II*б* расчленяется на Верхнеангарскую (II*б*^{2}) и Приенисейско-Ангарскую (II*б*^{3}) области. Первая отличается относительно широким распространением криогенных образований, проявляющихся в еще более слабой форме, чем в подзоне II*а*. В Верхнеангарской области (II*б*^{2}), имеющей наиболее суровый для подзоны климат, относительно широко развиты типичные для подзоны курумы, бугры пучения, наледи; в пределах подзоны находится южный предел современного морозобойного растрескивания. Приенисейско-Ангарская область (II*б*^{3}) имеет наиболее мягкие в границах криолитозоны геокриологические условия и соответственно ограниченное развитие речных наледей, форм пучения.

Зона III. Она расположена на юге Средней Сибири и соответствует территориям без многолетнемерзлых пород. В настоящее время в зоне действуют только кратковременные процессы, формирующиеся вследствие относительно глубокого зимнего промерзания пород — площадное пучение почвы, мелкие формы ледяных бугров пучения в долинах рек, речные наледи на участках перекатов и др. Широко представлен реликтовый бугристо-западинный (остаточно-полигональный) рельеф, криотурбации и др.

РАЗДЕЛ II

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНОВ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

ГЛАВА 7

РАЙОНИРОВАНИЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ ПО УСЛОВИЯМ СУЩЕСТВОВАНИЯ СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Основной задачей районирования такой огромной территории, как Средняя Сибирь, явилось выделение территориальных единиц, характеризующихся единством основных региональных и зональных мерзлотообразующих факторов и условий, таких, как геологическое строение и тектоническое развитие в кайнозое, рельеф, растительность, климат, его континентальность и условия циркуляции атмосферы. Детальность подхода к определению единства и различия территориальных единиц вытекала из задачи районирования, которая заключалась в том, чтобы выделить территории, отличающиеся геокриологическими условиями, исторически сложившимися и развивающимися в их пределах по своим закономерностям и в то же время обладающие определенным единством [47]. Этому требованию удовлетворяли крупные территориальные подразделения, выделяемые на основе тектонического признака, принятого в естественно-историческом районировании в качестве первейшего и основного. Такой же подход принят при физико-географическом, инженерно-геологическом, геоморфологическом и других районированиях.

Районирование по условиям формирования геокриологической обстановки проводилось в обзорном м-бе (1 : 12 500 000) при использовании и учете таких карт, как Тектоническая карта СССР м-ба 1 : 10 000 000 под редакцией Т. И. Спижарского (ВСЕГЕИ, 1979 г.); Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных территорий м-ба 1 : 5 000 000 под редакцией Н. И. Николаева (ВСЕГЕИ, 1979 г.); Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР м-ба 1 : 15 000 000 (ВСЕГЕИ, 1982 г.); Карта физико-географического районирования СССР м-ба 1 : 8 000 000 под редакцией Н. А. Гвоздецкого (ГУГК, 1968 г.); Геологическая карта СССР м-ба 1 : 2 500 000 под редакцией Д. В. Наливкина (ВСЕГЕИ, 1983 г.); Геокриологическая карта СССР м-ба 1 : 2 500 000 под редакцией Э. Д. Ершова, составленная на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ. В данном районировании регионами 1-го порядка являются такие крупные тектонические и орографические единицы, как Сибирская платформа (II) и Таймыро-Североземельская складчатая страна (I), различающиеся типом складчатости осадочного чехла и его строением, а также основным типом рельефа.

Сибирская платформа является устойчивой, малоподвижной крупной глыбой литосферы, в пределах которой происходило длительное накопление преимущественно мелководных и континентальных осадков, относящихся к осадочным группам формаций. Магматические образования распространены в обрамлении Тунгусской (Курейской) синеклизы, на севере и юге Анабарской антеклизы и представлены в основном производными базальтовой магмы. Чехол платформы сравнительно мало нарушен разрывными дислокациями. В связи с небольшими амплитудами новейших тектонических движений Сибирская платформа в современном рельефе выражена Среднесибирским плоскогорьем с абсолютными отметками 400—600 м, в пределах которого на севере выделяется Анабарский щит, сложенный породами архея и протерозоя. В результате интенсивных тектонических поднятий на северо-западе сформиро-

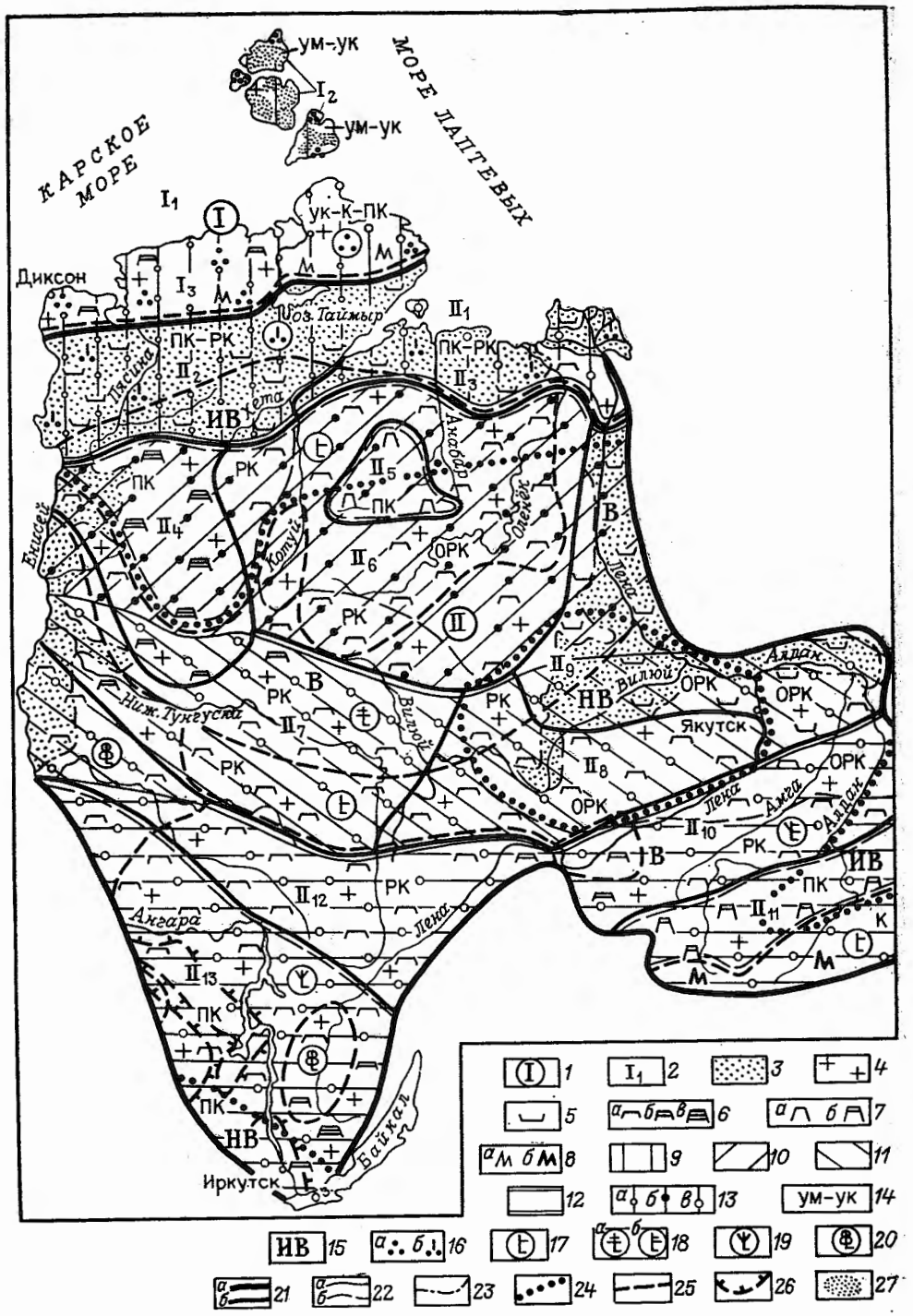


Рис. 35. Районирование Средней Сибири по условиям существования мерзлых пород. Составлена К. А. Кондратьевой:

1 — регионы 1-го порядка (по типу тектонической структуры): I — Таймыро-Североземельская складчатая область; II — Сибирская платформа; *2* — регионы 2-го порядка (по типу морфоструктур и геокриологическим условиям): I_1 — Карскоморский, I_2 — Североземельский, I_3 — Таймырский, II_1 — Лаптевоморский, II_2 — Енисейско-Хатангский, II_3 — Лено-Анабарский, II_4 — Енисейско-Путоранский, II_5 — Анабарский, II_6 — Приенабарский, II_7 — Тунгусско-Вилюйский, II_8 — Лено-Вилюйский, II_9 — Центральноякутский, II_{10} — Приалданский, II_{11} — Алданский, II_{12} — Тунгусский, II_{13} — Ангаро-Ленский; *3* — области развития рыхлых неоген-четвертичных отложений; *4* — области развития формаций докайнозойских пород. Крупные элементы современного рельефа: *5* — низменные аккумулятивные равнины (до 250 м абс. высоты); *6* — денудационные равнины и плато (*а* — возвышенные, 250—600 м, *б* — высокие, более 600 м, *в* — лавовые плато очень высокие, более 1000 м); *7* — горы и плоскогорья щитов (*а* — низкие, 800—1200 м и *б* — возвышенные, 1200—2000 м); *8* — горы предорогенных и орогенных зон (*а* — низкие, 800—1200 м и *б* — возвышенные, 1200—2000 м). Типы климата: *9—12* — по зональности солнечной радиации (*9* — арктический, *10* — субарктический, *11* — северный, *12* — среднеширотный); *13* — по режиму циркуляции атмосферы (*а* — атлантический, *б* — сибирский, *в* — восточносибирский); *14* — по континентальности (по амплитудам температуры воздуха): ум — умеренно морской (15—22 °С), ук — умеренно континентальный (22—27 °С), к — континентальный (27—34 °С), пк — повышенно-континентальный (34—42 °С), рк — резко континентальный (42—48 °С), орк — особо резко континентальный (выше 48 °С); *15* — по типу увлажнения: ИВ — избыточно влажный, В — влажный, НВ — недостаточной влажности; *16—20* — геоботанические зоны: *16* — тундры арктические каменистые (*а*) и мохово-лишайниковые (*б*); *17* — лесотундры (мохово-лишайниково-кустарничковое лиственничное редколесье, *б* — лиственничные редкостойные леса); *18* — северная тайга (*а* — лиственничные леса); *19* — средняя тайга (сосново-лиственничное редколесье); *20* — южная тайга (смешанные березово-пихтово-кедрово-еловые леса). Границы: *21* — регионов (*а* — 1-го и *б* — 2-го порядков); *22* — климатических зон (*а* — по зональности солнечной радиации, *б* — по континентальности); *23* — участков развития рыхлых отложений; *24* — зон увлажнения; *25* — геоботанических зон; *26* — южная граница современного распространения многолетнемерзлых пород; *27* — ледники

вались горы платформенного типа (Путорана) с высотами 1100—1700 м и эрозионным врезом долин 200—800 м.

Таймыро-Североземельская складчатая страна характеризуется более высокой подвижностью в период своего развития, что выразилось в контрастности вертикальных движений через линейность структур фундамента и осадочного чехла, проявляющейся в конфигурации межгорных прогибов и линейности поднятий, в выдержанности мощности пород по простиранию структур и изменению состава вкрест простирания.

Следующие подразделения, выделенные в пределах регионов 1-го порядка, соответствуют регионам 2-го порядка. Основой для их выделения явились неотектонические структуры, которым соответствуют крупные морфоструктуры — целостные орографические и геоструктурные образования, возникшие в ходе проявления эндогенных и в меньшей мере экзогенных процессов. Каждый выделенный регион 2-го порядка отличается общностью строения толщи горных пород и закономерной однотипностью их состава и свойств, однородностью гидрогеологических условий, однотипностью характерных форм мега- и мезорельефа и приуроченностью к ним определенных ландшафтно-климатических условий с закономерной их сменой, обусловленной широтной зональностью и высотной поясностью.

Все это совместно с учетом истории ландшафтно-климатического и геокриологического развития в неоген-четвертичном периоде создает в каждом регионе 2-го порядка специфическую картину геокриологической обстановки, рассмотренную далее в описании геокриологических условий каждого региона. В обобщенном виде основные черты природных условий, определяющие существование геокриологической обстановки в настоящее время, отражены на карте районирования (рис. 35). Так, на ней в первую очередь показаны границы и индексы регионов 1-го и 2-го порядков и в их пределах области развития рыхлых неоген-четвертичных отложений, мощность которых соизмерима или превышает мощность криогенно-грунтовой толщи (15—20 м), и области развития коренных дочетвертичных пород с маломощным (1—5 м) чехлом рыхлых образований. Крупные элементы современного рельефа, существенно определяющие ландшафтно-климатические условия регионов, нашли отражение на карте районирования в виде обобщенного показа таких типов рельефа, как аккумулятивные и денудационные равнины, плато, горы и плоскогорья щитов, горы предорогенных и орогенных поясов с разделением их по основным высотным этажам.

Климатические условия, являющиеся зональным фактором формирования геокриологических условий, показаны на карте районирования через типы климата по зональности солнечной радиации, по режиму циркуляции атмосферы, по континентальности климата и по типу увлажнения воздуха.

Геоботанические зоны и преобладающая растительность представлена на карте в виде регионально-широтных зон: тундры, лесотундры, северной, средней и южной тайги.

В результате, анализируя все составляющие природной среды, отраженные на карте с позиций изменения комплекса мерзлотообразующих факторов и условий, можно установить следующие региональные закономерности:

1) вся территория Средней Сибири по условиям теплообмена подразделена на два крупных типа: регионы арктического, субарктического и северного типов климата по широтной зональности распределения солнечной радиации занимают всю северную и центральную часть Сибирской платформы и простираются до 60° с. ш. (регионы I_1—I_3, II_1—II_9), южнее развит среднеширотный тип теплообмена (регионы II_{10}, II_{11}, II_{12}, II_{13});

2) континентальность климата наиболее ярко выражена в Центральной Якутии и на северо-востоке Средней Сибири (регионы II_3, II_7, II_8, II_9), слабее всего она развита на Крайнем Севере (регионы I_1, II_1, I_2, северная часть I_3 и II_2), на высоких плато Путорана (регион II_4) и на юге Средней Сибири (регион I_{13});

3) зональность растительности отражает на западе влияние атлантического режима циркуляции атмосферы, с чем связано развитие смешанных березово-пихтово-кедрово-еловых лесов (западные части регионов II_7, II_{12}, II_{13}) и сосново-лиственничных лесов (регион II_{13}), на юго-востоке — влияние повышенной континентальности, формирующейся за счет сибирского типа циркуляции атмосферы, в результате чего севернее 55—56° с. ш. развита северная тайга, простирающаяся почти до широты Полярного круга (регионы II_7, II_8, II_9, II_{10}, II_{11}, II_{12}). На самом севере территории (регионы I_3, II_2, II_3) развита лишь тундровая растительность.

Таким образом, по современным условиям теплообмена на поверхности наиболее суровыми будут как регионы с развитой в их пределах высотной зональностью природных условий, так и имеющие северное расположение (регионы I_1, I_3, II_2, II_3, II_4, II_5); наиболее теплыми являются регионы на юге Средней Сибири (II_{12}, II_{13}).

Районирование территории Средней Сибири по условиям существования сезонно- и многолетнемерзлых пород выполнено впервые и не может претендовать на абсолютную полноту. Кроме того, само проведение на карте масштаба 1 : 12 500 000 региональных границ в силу различий схем тектонического и неотектонического районирования и некоторой неувязанности между ними является сложным и небесспорным. Так, при выделении общих для всех геологических и географических подразделений регионов 1-го порядка принимались или неотектонические или тектонические границы в зависимости от того, какие из них лучше «работали» для целей геокриологического районирования. В частности, границы Сибирской платформы приняты по Карте новейшей тектоники 1979 г. Однако граница вдоль Южного Верхоянья проведена в соответствии с Тектонической картой СССР 1979 г. и проходит по предгорьям. Юго-западная граница территории, проходящая по талым породам, проведена условно в связи с тем, что территория Енисейского кряжа не имеет четких структурных границ, но по геолого-структурному признаку относится к Алтае-Саянской горно-складчатой стране. При описании геокриологических условий регионов для соблюдения при этом территориальной целостности и ландшафтно-климатической общности, а также общности условий формирования геокриологической обстановки принят ряд изменений по сравнению с существующими схемами геолого-структурного районирования.

1. По схеме тектонического районирования западная часть Енисей-Хатангского прогиба относится к Западно-Сибирской плите, восточная совместно с Лено-Анабарским прогибом — к Сибирской платформе. По истории геологического развития в кайнозое Енисей-Хатангский прогиб тесно связан с Таймырской горно-складчатой областью. В геокриологическом же отношении — это единая территория, геокриологические условия которой начали формироваться еще в неогене. Она сложена низкотемпературными высокольдистыми отложениями, вмещающими повторно-жильные и пластовые льды, с массовым развитием крупных термокарстовых озер и котловин, образовавшихся в основном во время голоценового термического оптимума. Подобна ей и бóльшая часть территории Лено-Анабарского прогиба. В орографическом отношении оба эти прогиба относятся к Северо-Сибирской низменности, и на схеме геоморфологического районирования СССР 1980 г. они объединены в одну провинцию. Вышеуказанное дает основание описывать в геокриологическом отношении Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы совместно, а общность истории их геокриологического развития позволяет отнести эту территорию к региону Сибирской платформы.

2. В соответствии со схемами тектонического и неотектонического районирования дельта Лены делится на две части. Согласно первой из этих схем, северо-западная часть дельты относится к Сибирской платформе, юго-восточная — к Верхояно-Чукотской складчатой системе, согласно второй, западная часть дельты — к Лено-Анабарскому прогибу, восточная — к Верхояно-Чукотской горно-складчатой области. Однако по геокриологическим условиям эта территория отличается как от Верхояно-Чукотской области, так и от Лено-Анабарского прогиба. Но к последнему она ближе, в пределах прогиба расположена прадолина нижнего течения Лены и бóльшая часть современных низовий этой реки. По схеме физико-географического районирования 1968 г. дельта Лены также отнесена к территории, отвечающей в структурном отношении Енисей-Хатангскому и Лено-Анабарскому прогибам.

В целом выделенные регионы, схематично показанные на карте рис. 35, являются основой для разграничения территорий при описании геокриологических условий, а также служат территориальными единицами при инженерно-геокриологическом районировании.

При региональной геокриологической характеристике (II раздел данного тома) не все выделенные регионы описаны раздельно. Так, совместно описаны Анабарский и Прианабарский регионы, которые слабо изучены в геокриологическом отношении, особенно Анабарский, геокриологическая характеристика которого носит в основном прогнозный характер. Также совместно описаны Алданский и Приалданский регионы, составляющие территорию Южной Якутии, имеющие большое сходство геологического строения Приалданского и Амга-Алданского пластовых плато и их ландшафтно-климатических условий, обеспечивающих сходство геокриологической обстановки. Картографические схемы в региональных описаниях составлены либо на весь регион, либо на отдельные, более изученные его части.

ГЛАВА 8

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОГО И КАРСКО-ЛАПТЕВОМОРСКОГО РЕГИОНОВ

Северная Земля

Северная Земля расположена в пределах материковой отмели центрального сектора Советской Арктики и простирается до 81°15′ с. ш. В геологическом строении Северной Земли принимают участие различные по возрасту и составу метаморфические, осадочные и магматические породы. При этом последовательная смена отложений от докембрийских к кембрийским, ордовикским, силурийским и девонским прослеживается с юго-востока на северо-запад. В результате поднятия и денудации к концу неогена на востоке Северной Земли сформировалось обширное плато с отдельными возвышенностями на участках выходов гранитных интрузий. Четвертичные отложения представлены морскими и континентальными осадками ледникового, флювиогляциального, аллювиального и элювиально-делювиального генезиса.

Рельеф Северной Земли представлен тремя основными типами: 1) плато, представляющим древнюю денудационную поверхность, повышающуюся на о-вах Большевик и Октябрьской Революции с ЮЮЗ от 200—250 м на ССВ до 500—625 м; 2) абразионной возвышенной равниной, достигающей 200 м высоты, и 3) низменной равниной, поднимающейся от уровня моря до 100—120 м. Наивысшие отметки коренных пород среди ледниковых покровов достигают 700 м, наивысшая отметка ледниковых куполов — 965 м. На низменных равнинах прослеживаются уступы пяти морских террас высотой от 5—10 до 80—120 м, шириной от нескольких сотен метров до 4—5 км.

Климат, по данным береговых метеостанций, характеризуется весьма низкими среднегодовыми температурами воздуха (—13, —14 °С) при амплитудах среднемесячных значений 28,4—30 °С.

Для формирования температурного режима архипелага существенно, что к нему не имеют доступа теплые поверхностные морские течения. Морские льды не исчезают полностью в течение лета, а ледники с их огромным запасом холода способствуют существенному понижению летних температур воздуха. Лето на Северной Земле холодное, средние температуры воздуха в июле составляют 0,8—1,6 °С, в августе не превышают 0,4 °С. На вершинах высоких ледниковых куполов среднелетние температуры воздуха отрицательные. Относительная влажность воздуха составляет 85—95 %, туманы наблюдаются более 80 дней в году. Сильные ветры (30—40 м/с) отмечаются в осенне-зимнее время, летом максимальные скорости не превышают 20—23 м/с. Количество осадков в основном выпадает в твердом виде и на уровне моря изменяется от 100 до 230 мм, на ледниковых куполах возрастает до 400—450 мм. Вследствие длительных ветров снег частично сносится со склонов и низких водоразделов и отлагается у их подножий и в понижениях.

Оледенение развито на всех крупных островах архипелага. Ледники занимают около 48 % его площади и представлены ледниковыми щитами, ледниковыми куполами и выводными ледниками. Ледниковые щиты и купола обычно расположены на слабо расчлененной поверхности плато и плоскогорий, характеризуются малыми уклонами ледниковой поверхности и малым движением льда к склонам. На склонах ледников широко развиты продольные трещины, протягивающиеся в длину от 1 до 8—10 км. Глубина трещин в ледниках также изменяется от нескольких метров до 100 м и более. В современных климатических условиях высота границы питания на ледниках снижается с юго-востока на северо-запад от 600 м на о-ве Большевик до 300 м на о-ве Шмидта. В соответствии с понижением этой высоты увеличивается и площадь, занятая ледниками. Фирновая граница также понижается с юго-востока на северо-запад от 900 м на о-ве Большевик до 500 м на о-ве Комсомолец. Мощность ледниковых покровов наибольшая на ледниковых щитах и куполах (500—800 м), с увеличением крутизны и к подножьям склонов она уменьшается до 100—300 м и менее (рис. 36).

Среднегодовые температуры горных пород на непокрытых ледниками участках суши вследствие малой мощности снега могут быть выше температур воздуха на 1,5—2,5 °С (радиационная поправка) и изменяются в интервале от —9 до —15 °С. В целом среднегодовые температуры пород понижаются с юга на север и с увеличением абсолютной высоты участка.

Среднегодовые температуры ледниковых покровов формируются в зависимости от абсолютной высоты (понижаясь на 0,6 °С/100 м), размера ледника (понижаясь от краев к центру на 0,1 °С/100 м), теплопотока к его подошве, особенностей зон льдообразования и других условий (наличие трещин в леднике, снежно-ледяных озер, выходов на поверхность ледника останцов коренных пород — нунатаков) и изменяются от —7 до —15 °С (рис. 37). Наиболее высокие температуры характерны для плоских поверхностей крупных ледников с фирновым и фирново-ледяным питанием, наиболее низкие — для высоких частей куполов с

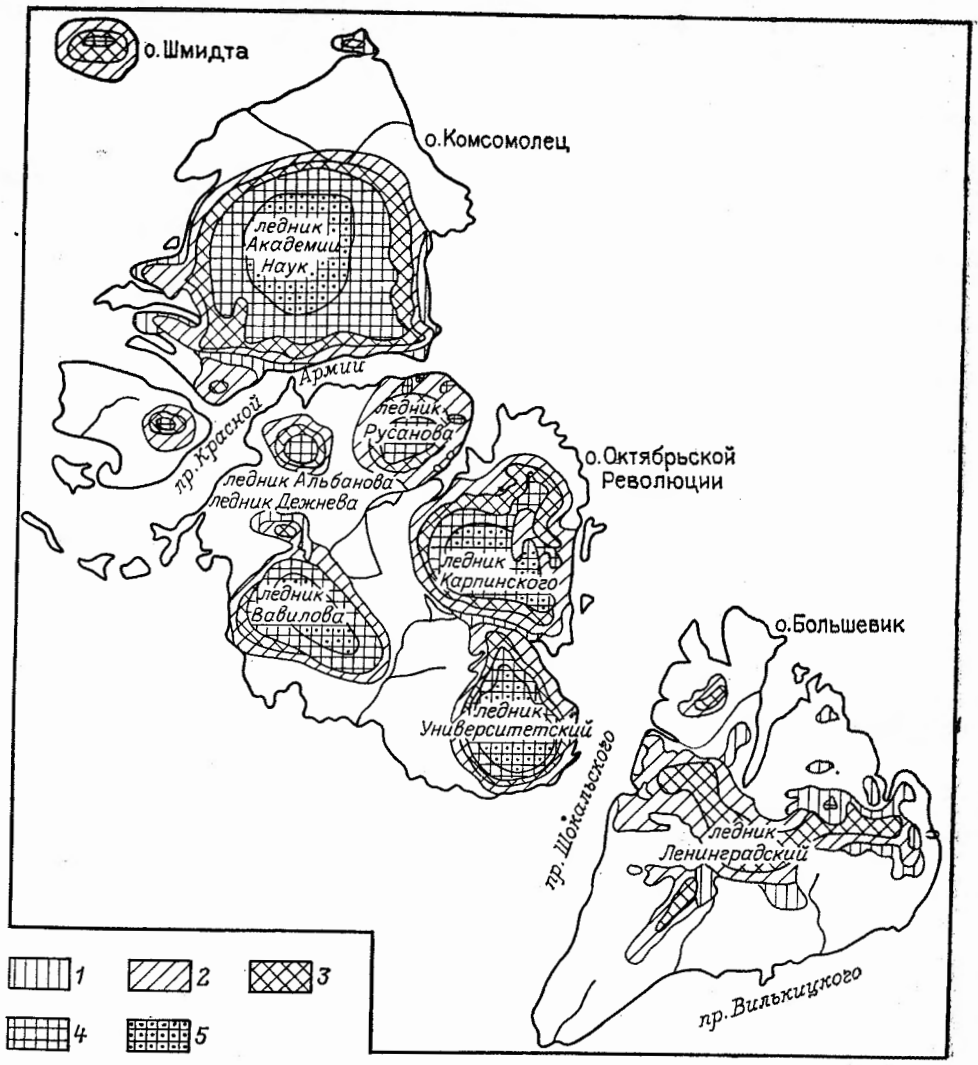


Рис. 36. Карта мощности (в м) ледниковых покровов архипелага Северная Земля. Составлена К. А. Кондратьевой:
1 — до 100; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 — 300—500; 5 — 500—800

ограниченным таянием снега в зоне «вечного мороза» и для крутых склонов с его полным отсутствием. На плоских поверхностях ледниковых покровов летнее оттаивание составляет 1—2 м и более, образуя в местах бессточных понижений снежно-ледяные озера глубиной до 1,5—2 м.

В целом наиболее высокотемпературными являются горные породы на о-вах Октябрьской Революции и Большевик, где преобладают среднегодовые температуры пород от —11 до —13 °С, в то время как на о-вах Комсомолец и Пионер — от —13 до —15 °С и ниже. Ледяные покровы в целом являются более низкотемпературными на о. Большевик, где преобладают среднегодовые температуры от —9 до —13 °С. Ледниковые покровы о. Шмидта и о. Ушакова расположены полностью ниже линии питания ледников и характеризуются среднегодовыми температурами льда от —9 до —11 °С.

Мощность мерзлых горных пород на свободных от ледников участках суши, а также мощность подстилающей их отрицательно-температурной толщи пород с высокоминерализованными водами дается предположительно, в основном по общим закономерностям и данным ориен-

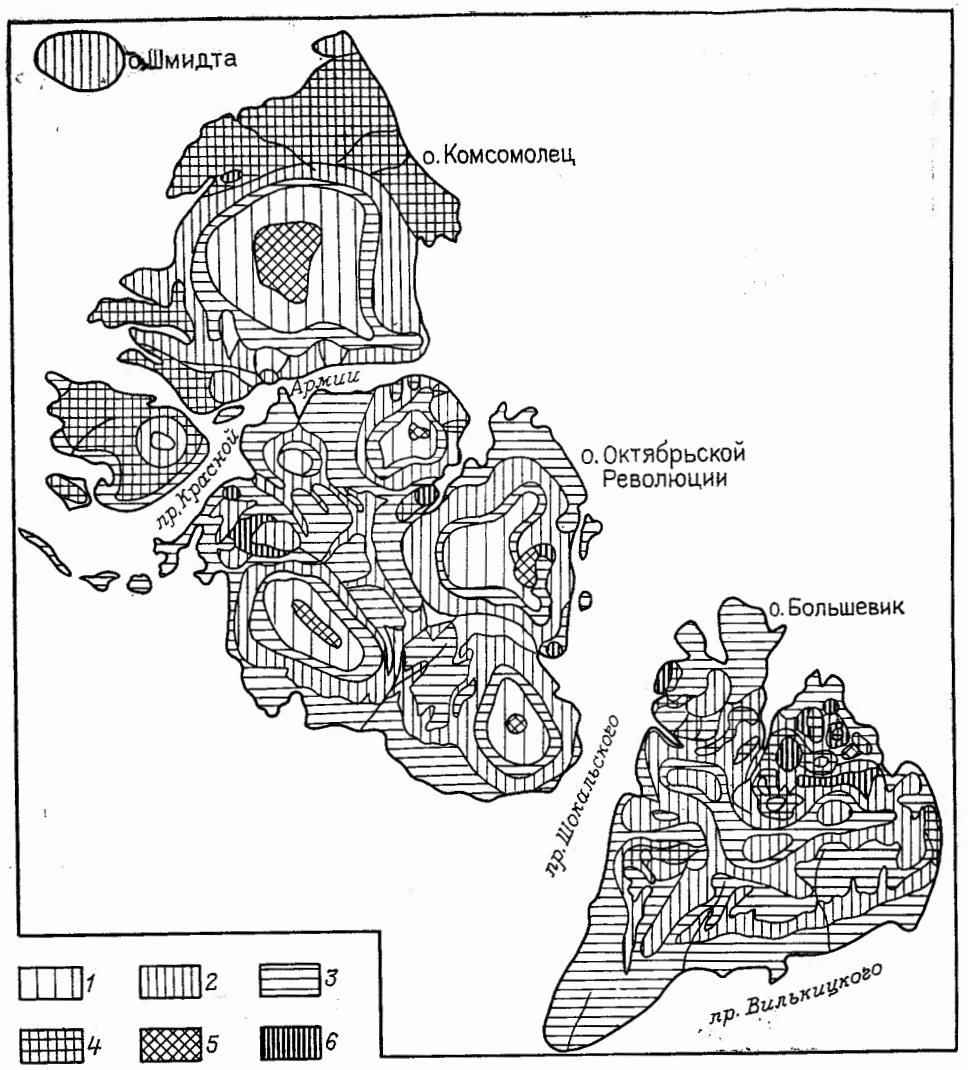


Рис. 37. Карта среднегодовых температур (в °С) горных пород и ледниковых покровов архипелага Северная Земля. Составлена К. А. Кондратьевой:
1 — от —7 до —9; *2* — от —9 до —11; *3* — от —11 до —13; *4* — от —13 до —15; *5* — от —11 до —15; *6* — от —15 до —17

тировочных расчетов. Последние проводились при средних градиентах температур в мерзлой зоне 1,2 и 3 °С на 100 м (табл. 8), которые показывают, что при самой высокой температуре (—9 °С) и наибольшем градиенте (3 °С/100 м) мощность криолитозоны не может быть меньше 330 м. При более низких температурах и меньшем значении градиента мощность криолитозоны будет существенно больше.

Таблица 8

Мощность криолитозоны (глубина нулевой изотермы), м

Геотермический градиент, °С на 100 м	Среднегодовая температура пород, °С		
	от —9 до —11	от —11 до —13	от —13 до —15
1	900—1100	1100—1300	1300—1500
2	450—550	550—650	650—750
3	330—370	370—430	430—500

Таблица 9

Температура в подошве ледников при возможных их мощностях, среднегодовых температурах льда и градиентах температур в их толще

Мощность ледника, м	Среднегодовая температура льда, °С		
	от —7 до —9	от —9 до —11	от —11 до —13
	1 °С на 100 м		
700	От 0 до —2	—	—
500	От —2 до —4	От —4 до —6	От —6 до —8
300	От —4 до —6	От —6 до —8	От —8 до —10
200	—	От —7 до —9	От —9 до —11
100	От —6 до —8	—	—
	2 °С на 100 м		
700	7—5	—	—
500	3—1	От +1 до —1	От —1 до —3
300	От —1 до —3	От —3 до —5	От —5 до —7
200	—	От —5 до —7	От —7 до —9
100	От —5 до —7	—	—

Мощность мерзлой зоны под ледниковыми покровами также оценивалась путем расчета сначала температуры под ледниками, на поверхности перекрытых ими горных пород в зависимости от мощности льда и градиента температур в его толще (табл. 9), а затем, исходя из этой температуры и градиента в подстилающих горных породах, рассчитывалась мощность криолитозоны. Наиболее высокие температуры в подошве ледниковых покровов можно ожидать на участках их большой мощности (500—700 м на ледниках Академии Наук, Вавилова, Карпинского, Университетском). Расчеты показывают (см. табл. 9), что при среднегодовой температуре льда от —7 до —9 °С и при геотермическом градиенте 2 °С/100 м талики под ледником могут формироваться при его мощности уже в 350 м; при бóльшей мощности их формирование еще более вероятно. При меньшем (1 °С/100 м) геотермическом градиенте формирование таликов под ледниками следует ожидать при мощности льда 700 м и более. При более низких среднегодовых температурах образование таликов возможно при градиенте 2 °С/100 м под ледниковой толщей мощностью 500 м и более; при градиенте 1 °С/100 м для формирования талика мощность льда должна быть не менее 900 м.

По приближенным расчетам мощность зоны охлажденных ниже 0 °С пород под ледниковыми покровами может достигать 300 м и более. Под ледниковыми куполами большой мощности, с близкими к 0 °С или положительными температурами в подстилающих горных породах можно предполагать существование таликов с пресными подземными водами, а на уровне моря и ниже — с солеными водами и рассолами. На участках с малой мощностью льда и низкими температурами в подстилающих горных породах криолитозона может значительно превышать мощность ледника. При этом в ее разрезе толща пород с криопэгами также может незначительно превышать толщу мерзлых пород со льдом, особенно на участках заливов и проливов, перекрытых ледником. На участках выводных ледников возможно оттаивание льда по отдельным внутриледниковым каналам до коренного ложа, однако и в этом случае мощность криолитозоны может быть достаточно велика, так как зона подстилающих криопэгов может протягиваться над всеми островами архипелага.

По данным Э. Г. Коломыца и других исследователей, криогенные явления развиты на незанятых ледниками участках суши и представ-

лены в основном моренами и их последующим преобразованием в процессе криогенного выветривания и криогенной сортировки грунтов. Распространение морен определяется морфологией края ледника и отступанием его в процессе сокращения. Размеры моренных гряд и холмов убывают с возрастанием расстояния от ледника, а также в процессе вытаивания захороненных льдов. На поверхности выровненных участков формируются каменные кольца и каменные полигоны. На наклонных поверхностях между грядами и холмами развиты каменистые полосы стока и русла временных водотоков.

Карско-Лаптевоморский регион

Шельфовый регион включает участки шельфа под акваторией Карского моря и часть шельфа моря Лаптевых. Глубины Карского моря в пределах региона не превышают 50—100 м, в проливе Шокальского — 150—365 м, в проливе Вилькицкого — 150—250 м. Шельф моря Лаптевых у берегов архипелага Северная Земля весьма узкий, глубины с 10 м вблизи берегов быстро увеличиваются до 100—300 м. У берегов п-ова Таймыр глубины в море Лаптевых не превышают 40—50 м.

Климат региона характеризуется низкими среднегодовыми температурами воздуха (—10, —14 °С), небольшим количеством осадков (100—250 мм) и низкой абсолютной влажностью воздуха (2,5—3 мб). Самый холодный месяц — март, однако в некоторые годы зимний минимум может приходиться на январь или февраль. Приход циклонов с запада может вызвать зимой некоторое повышение температуры. В апреле — мае температура воздуха значительно повышается, а самое теплое время приходится на июнь — июль. Суровость климата в целом повышается с запада на восток. Среднегодовая облачность местами достигает 8 баллов. Среднегодовое число пасмурных дней особенно велико на западе региона (более 200 дней). Зимой преобладают ветры, дующие с материка на море, летом — с моря на материк, максимальная его скорость может достигать 40 м/с.

Почти вся акватория региона с октября по май покрыта припайными льдами. За лето Карская часть региона может полностью очиститься ото льдов, но если преобладающими оказываются западные ветры, то у о-вов Северной Земли все лето может сохраняться Североземельский ледяной массив.

Рельеф шельфового региона сложный. На шельфе Карского моря с внешней стороны выделяются Ямало-Гыданская терраса с ровной почти плоской поверхностью и депрессия Норденшельда. Слабо расчлененная поверхность последней осложняется возвышенностями с пологими склонами высотой обычно до 20—30 м, ложбинами и затопленными речными долинами. Часть Карского шельфа, примыкающая к северо-западному побережью п-ова Таймыр, известна под названием Таймырского мелководья.

На дне моря Лаптевых выделяют Североземельский и Восточно-Таймырский подводные склоны. Последний характеризуется наличием мелких ложбин глубиной до 10—20 м, обычно приуроченных к продолжению речных долин на дне моря.

В геологическом строении континентальной террасы принимают участие главным образом геосинклинальные интенсивно дислоцированные метаморфизованные терригенно-карбонатные верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения, перекрытые во впадинах складчатого основания и около берегов п-ова Таймыр слабосцементированными юрско-меловыми и палеогеновыми отложениями мощностью до первых сотен метров. На континентальном склоне и в океанической впадине структуры перекрыты мощным чехлом слабосцементированных и рыхлых верхнемеловых и кайнозойских отложений.

Генезис четвертичных отложений, слагающих дно морей Карского и Лаптевых, в пределах региона морской, аллювиально-морской и ледово-морской. Аллювиально-морские песчано-глинистые отложения распространены в приустьевых частях таймырских рек; ледниково-морские валунные суглинки и супеси слагают невысокие подводные морены у краев выводных ледников, спускающихся в море. Ледниково-морские отложения, представляющие собой морские тонкодисперсные осадки, обогащенные крупнообломочным материалом, приносимым плавучими льдами, в разрезе толщи пород могут иметь повсеместное распространение.

Разрез донных отложений на открытых акваториях в верхней своей части изучен при помощи грунтовых трубок на глубину до 3—6 м. На полную мощность четвертичные отложения шельфа вскрыты буровыми скважинами в районе порта Диксон, в прибрежной части п-ова Таймыр, где донные отложения состоят из верхнеплейстоценовых морских и ледово-морских отложений и голоценовых осадков. Верхнеплейстоценовые отложения представлены снизу вверх ледово-морскими очень плотными суглинками с включением гальки, валунов и щебня мощностью 3 м; морскими суглинками мощностью до 14 м, местами замещающимися глинами, содержащими редкие прослои песков.

Геокриологические условия шельфового региона определяются палеогеографией позднего плейстоцена — голоцена и современными средними температурами придонных вод. Во время максимума предголоценовой регрессии, при положении уровня моря на 110 м ниже современного [52], породы, слагающие шельф до современных изобат 50—80 м, подверглись интенсивному промерзанию. Мощность мерзлых толщ, исходя из ориентировочных расчетов, в эту пору составляла сотни метров. Однако после погружения территории под уровень моря в период голоценовой трансгрессии можно считать, что субаквальная мерзлая толща почти полностью деградировала. Деградации мерзлой толщи способствовало интенсивное поднятие складчатой зоны и сопровождающие поднятие процессы денудации мерзлых пород, а также повышенный тепловой поток, свойственный молодым складчатым областям. В результате представляется вероятным сохранение редких линз мерзлых льдистых неоген-четвертичных или более древних рыхлых отложений, выполняющих впадины в складчатом фундаменте, приуроченные к блокам, испытывающим относительные погружения.

Формирование шельфовой криолитозоны в целом связано со средними температурами придонных морских вод, значения которых в большинстве случаев составляет —1, —1,8 °С. Мощность поддонной криолитозоны, сложенной охлажденными ниже 0 °С породами с криопэгами, изменяется в большинстве случаев до 25—50 м, вокруг крупных островов с ледниковыми покровами — до 100 м и более. Мощность многолетнемерзлых пород на урезе берега может составлять 100—300 м, уменьшаясь до десятков метров у внешнего края массива.

Формирование криолитозоны океанического региона целиком связано с температурами придонных вод. Для океанической криолитозоны характерно, по-видимому, полное отсутствие мерзлых льдистых отложений, что обусловлено низкими (ниже —2 °С) температурами фазовых переходов соленых поровых вод донных осадков и отложений. Придонные температуры региона формируются, во-первых, под влиянием общего позднеплиоцен-четвертичного охлаждения вод Северного Ледовитого океана; во-вторых, под влиянием «языка» положительных температурных атлантических вод Нордкапской ветви Гольфстрима, существующего в интервале 300—500-метровой глубины разреза океанской водной толщи; и в-третьих, по мнению В. А. Соловьева, под влиянием течения плотных низкотемпературных вод шельфа в океанскую впадину. Кроме того, существенное влияние оказывают воды таких рек, как Анабар, Оленёк и Лена, опресняющие с поверхности слой морских вод до 10 м глубиной. Такое опреснение прослеживается на большом расстоя-

нии от берега, а относительно теплые воды рек уносят плавучие льды. Температура вод опресненного слоя в августе составляет 5—6 °С, глубже вода круглый год отрицательная (от —1 до —1,8 °С), но не замерзает в результате большой солености.

Учитывая перечисленные факторы, общие закономерности пространственной изменчивости геокриологических условий представляются следующими. В наиболее мелководной части шельфа, на глубинах в среднем 0—2,5 м, в узкой прибрежной полосе шириной от 0,5 до 2,5 км развиты субмаринные, главным образом новообразованные многолетнемерзлые толщи. Общая мощность криолитозоны, состоящей из мерзлых пород в верхней части разреза и отрицательно-температурных пород с криопэгами, составляет свыше 50—100 м. Температура пород на мелководьях изменяется от —1 до —3 °С, при возрастании глубин — от —0,5 до —2 °С. Криолитозона остальной части шельфа представлена охлажденными породами с криопэгами и редкими островами мерзлых пород, приуроченных большей частью к подводным возвышенностям с недавно образованными мелководьями в результате оттаивания пород ледового комплекса. Температура охлажденных пород с криопэгами изменяется в основном от 0 до —1,8 °С, под низкотемпературными островами мерзлых пород от 0 до —3 °С. Для континентального склона в его верхней части, как правило, характерно отсутствие криолитозоны, за исключением ложбин, по которым может происходить сток плотных низкотемпературных (—1,8, —1,9 °С) вод с шельфа. В нижней части склона и в океанической впадине температура придонных вод изменяется от —0,2 до —0,8 °С, что определяет возможную мощность океанической криолитозоны до 25—50 м.

Наиболее сложный характер температурного поля свойствен донной поверхности на малых глубинах [31]. Под толщей воды 3—7 м средняя температура за счет летнего прогрева у берегов п-ова Таймыр повышается до —0,5 °С. На глубинах менее 2,5—3 м, где морской лед большую часть года залегает на дне, средняя температура донных отложений понижается до —4, —6 °С, т. е. становится ниже точки замерзания вод нормальной морской солености. На таких участках происходит формирование новообразованной мерзлой толщи мощностью первые десятки метров. На участках побережья, испытывающих относительное погружение на новейшем этапе, за счет термоабразии образуется субмаринная интенсивно деградирующая на нижней границе толща.

ГЛАВА 9

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТАЙМЫРСКОГО РЕГИОНА

Условия формирования многолетнемерзлых пород

Горная часть занимает северную часть п-ова Таймыр. Его южная граница проходит по контакту складчатых метаморфических осадочных и магматических горных пород археозоя — триаса с юрско-меловыми отложениями платформенного чехла Енисей-Хатангского прогиба. В рельефе эта граница четко выражена системой крупных уступов высотой в несколько десятков и даже сотен метров. Северная граница региона протягивается по береговому урезу морей Карского и Лаптевых от устья Енисея на западе до устья р. Хатанги на востоке.

Орогидрография. Более половины площади региона занимают горы Бырранга, представляющие систему параллельных и кулисообразных цепей складчато-глыбового строения, протянувшихся с юго-запада на северо-восток почти на 1000 км. Горы низкие, высотой до 600—650 м, с плоскими вершинами и системой нагорных террас шириной 300—500 м. Для рельефа территории характерен решетчатый или радиальный тип эрозионного расчленения. По представлениям В. Д. Дибнера, большинство речных долин имеют характерную троговую форму.

Средняя глубина вреза долин составляет 300—350 м, их ширина колеблется от 1 до 8—10 км. В центральной наиболее высокой части гор Бырранга, достигающих 1100 м и более, расположен Таймырский горно-ледниковый узел. Суммарная площадь крупных ледников (общим числом более 10) равна примерно 20 км². Кроме того, отмечены свыше 100 мелких ледников, морфологически относящихся к долинным, карово-долинным и каровым.

В северо-западной части п-ова Таймыр развиты холмисто-увалистые возвышенности с высотами 200—300 м, ограниченные с востока Пясино-Фаддеевской депрессией, которая протягивается севернее гор Бырранга, от Пясинского залива на западе до залива Фаддея на востоке и представляет собой грядово-увалистую равнину шириной 50—60 км. Границы депрессии в рельефе выражены системой уступов, совпадающих с региональными продольными разломами. Наибольшая высота гряд и увалов, составляющая 350—370 м, приурочена к центральной части депрессии, в западной части снижается до 200—100 м, а в восточной — до 270—100 м. Тарейская депрессия (бассейн р. Тарея) отделяет район низкогорной части гор Бырранга от холмисто-увалистой возвышенности на западе, а на юге она сливается с низменностью Енисей-Хатангского прогиба [45]. Севернее Пясино-Фаддеевской депрессии расположен Карский массив, в пределах которого горы Ленинградские имеют плоские или ступенчатые вершины высотой до 700 м с карами и цирками на склонах. Наиболее крупные реки, прорезающие горный массив, имеют каньонообразные долины, а в подножии склонов долин располагаются обширные осыпи и конусы выноса [45].

Полуостров с мысом Челюскин является самой северной сушей Таймыра. Его бóльшую часть занимает структурно-денудационная возвышенная равнина средней высотой 200 м, с участками платообразной поверхности. Вдоль всего полуострова протягивается прибрежная низменность шириной 25—40 м, возвышающаяся на 30—40 м над уровнем моря. Аккумулятивная низменность Берега Прончищева шириной до 50 км занимает восточную часть п-ова Таймыр.

Наиболее крупные реки — Пясина и Нижняя Таймыра — имеют круглогодичный сток со среднегодовым расходом до 1,5 тыс. м³/с, а более мелкие — сток в течение 3—3,5 мес и полностью перемерзают в зимнее время. Воды рек и ручьев слабоминерализованные (менее 100 мг/л), многочисленные озера либо также слабоминерализованные, либо пресные. Озера покрыты льдом до 9—10 мес в году, в большинстве озер ледяной покров достигает дна, в результате чего под мелкими (до 2—2,5 м) озерами промерзают сезонные подозерные талики. Лагунные озера характеризуются большой соленостью, особенно имеющие связь с морем.

Климат горной части п-ова Таймыр характеризуется значительной континентальностью с большой годовой амплитудой температуры воздуха и преобладанием зимой антициклонального режима атмосферы с устойчивыми низкими температурами воздуха и небольшим количеством осадков. Особенности атмосферной циркуляции над п-овом Таймыр обусловлены разрывом арктического фронта на две ветви: атлантико-европейскую, четко выраженную в течение всего года, и азиатскую, зимой слабо прослеживающуюся вследствие небольшой разницы в характере соприкосновения воздушных масс [45, 80].

Годовой радиационный баланс в целом для региона положителен и закономерно повышается с северо-востока на юго-запад. Среднегодовая температура воздуха низкая и изменяется от —10 до —15 °С. Амплитуда среднемесячных температур воздуха на севере региона невелика — 28—30 °С, а на его восточном побережье достигает 40—44 °С [80]. Для прибрежных районов характерны «безъядерные» зимы, причиной которых является адвекция теплых воздушных масс в циклонических системах Баренцево-Карской барической ложбины, а также теплоотдача глубинных атлантических вод через ледяной покров и с от-

крытых пространств моря в полыньях [80]. Переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С весной приходится на первую декаду июня, а осенью этот период отмечается в середине августа. Относительная влажность составляет 84—86 % зимой и до 90 % летом, причем ее значения уменьшаются во внутренних районах региона. Количество осадков увеличивается с севера на юг. Так, на севере (мыс Челюскин) эта величина составляет 244 мм, а на оз. Таймыр — 313 мм. В горно-ледниковой зоне гор Бырранга выпадает 450—500 мм осадков [80]. В целом в западных районах мощность снега больше, чем в восточных и существенно увеличивается с высотой рельефа. Средняя мощность снежного покрова в наиболее возвышенной части гор Бырранга составляет 60—70 см, местами 150—200 см и более. Плотность снега на открытых ветрам участках достигает 0,40 г/см^3.

В геологическом строении Горного Таймыра [80] принимают участие породы архейского, протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста. Сложнодислоцированные породы во впадинах и низменностях перекрыты чехлом четвертичных отложений.

Докембрийские образования выходят на дневную поверхность на севере Таймыра и представлены толщей гнейсов и кристаллических сланцев, перекрытых песчано-конгломератовой толщей и толщей известняков, глинистых сланцев и доломитов. Среди отложений палеозойской группы в Горном Таймыре принимают участие породы кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской и каменноугольной систем, представленные преимущественно карбонатными известняками, битуминозными доломитами, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, мергелями с линзами конгломератов. Мезозойская группа представлена отложениями триасовой, юрской и меловой систем, среди которых преобладают алевролиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты, бурые и каменные угли.

Отложения четвертичной системы представлены средним, верхним и современным отделами. Так, широкое развитие имеют ледниковые отложения самаровского оледенения (валунники, валунные суглинки) и водно-ледниковые (пески, гравийно-галечные отложения). Средне-верхнечетвертичные морские и ледово-морские отложения санчуговской и казанцевской свит слагают террасы высотой 120—180 м (глины, супеси, пески с валунами и галькой, галечники); верхнечетвертичные морские казанцевские и каргинские отложения слагают террасы высотой от 30 до 100 м (суглинки, глины, пески и галечники мощностью 10—20 м). Ледниковые и водно-ледниковые отложения зырянской и сартанской фаз оледенения представлены валунными суглинками, валунниками, глыбами с суглинистым щебнем и дресвой мощностью до 10—60 м, слоистыми песками и галечниками мощностью 2—30 м.

Верхнечетвертичные — современные отложения представлены озерно-аллювиальными суглинками, супесями, песками и торфом мощностью 10—30 м; аллювиальными галечниками, гравийниками и песками с прослоями торфа мощностью 1—5 м; элювиальными, коллювиальными и делювиально-солифлюкционными крупноглыбовыми и дресвяно-щебнистыми отложениями, супесями и суглинками мощностью 1—5 м; морскими глинами, суглинками, супесями, песками, гравийниками мощностью 2—15 м; ледниковыми крупнообломочными отложениями со льдом мощностью 5—50 м.

Магматические тела Горного Таймыра формировались в течение архейского, протерозойского и позднепалеозойского магматических циклов. Магматические образования архейоза подверглись глубокому метаморфизму, превратившись в гранатовые амфиболиты и гнейсограниты. С заключительной фазой протерозойского магматического цикла связаны маломощные покровы метаморфизованных базальтов и редкие дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Магматические образования позднепалеозойского цикла представлены трапповой и гранитоидной формациями, а также формацией малых интрузий.

В структурно-тектоническом отношении Горный Таймыр относится к Таймыро-Североземельской складчатой системе, ядро которой составляет жесткий докембрийский массив, располагающийся частично на шельфе Карского моря, частично — на севере п-ова Таймыр.

Область развития архейозойских и протерозойских пород докембрийского массива в пределах Горного Таймыра с юга окаймлена узкой полосой складок, сложенных породами нижнего и среднего палеозоя, и широкой линейной областью отложений верхнего палеозоя и триаса. Складчатые структуры, образованные доюрскими сложнодислоцированными породами, во впадинах рельефа и на шельфе перекрыты фрагментарно залегающими недислоцированными юрско-меловыми и четвертичными отложениями.

Гидрогеологические условия Горного Таймыра определяются его положением в составе Таймыро-Североземельской гидрогеологической складчатой области, в которой Е. А. Басковым выделены: гидрогеологические массивы трещинно-жильных вод — в пределах куполов, образованных докембрийскими кристаллическими породами; Ленинградский и Прончищевский артезианские бассейны трещинно-пластовых вод; Нижнепясинская, Центральнотаймырская и Быррангская системы гидрогеологических массивов и адмассивов внутренней области Горного Таймыра преимущественно трещинно-жильных и пластово-трещинных вод.

Надмерзлотные воды сезонноталого слоя подрусловых и подозерных таликов — пресные и слабосоленые. Подмерзлотные воды четвертичных террас — отрицательно-температурные рассолы. Во внутренней части Горного Таймыра, на глубинах свыше 600 м возможны соленые, солоноватые и пресные подмерзлотные воды. Пресные и соленые межмерзлотные воды возможны в несквозных таликах под крупными реками и озерами.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий

Многолетнемерзлые породы в регионе имеют сплошное распространение, сквозные талики полностью отсутствуют. Несквозные талики небольшой (первые метры — первые десятки метров) мощности существуют на участках углубленных русел основных рек, не промерзающих до дна зимой, и под некоторыми озерами глубиной 3 м и более. Под оз. Таймыр в самом глубоком месте зафиксирован талик до глубины 50—80 м [20].

Мощность мерзлых толщ в пределах Горного Таймыра, связанная с длительностью и постоянством суровых природных условий в течение плиоцена и четвертичного периода, составляет 600—1000 м. Преобладающие мощности мерзлоты холмисто-увалистых возвышенностей на западе достигают 900—1100 м, вытянутых низменных равнин между ними — 700—900 м. К востоку и северу мощность мерзлых толщ увеличивается и в горах Бырранга достигает 1100—1300 м (рис. 38).

Среднегодовые температуры пород на севере Таймыра формируются в условиях низких температур воздуха и обусловленного положением региона в высоких широтах малого поступления прямой солнечной радиации. Отсутствие древесно-кустарниковой растительности способствует перевеванию снежного покрова и охлаждению оголенных от снега участков, особенно с близким к поверхности залеганием коренных пород на склонах и водоразделах. Вследствие этого среднегодовые температуры пород близки к среднегодовым температурам воздуха и отличаются от них в среднем на 2—4 °С. Прямых измерений температуры горных пород очень мало, поэтому можно дать лишь самую общую характеристику их температурного поля. Наиболее низкие температуры пород (от —13 до —15 °С) можно ожидать в наиболее высокой части гор Бырранга — районе развития современных ледни-

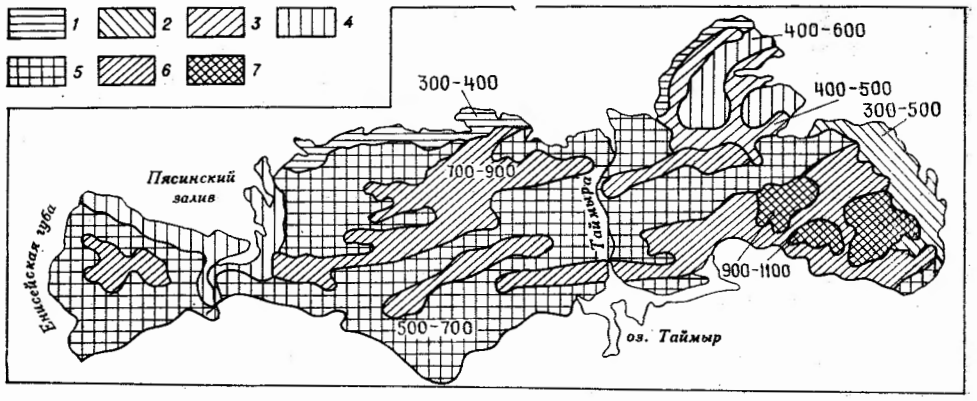


Рис. 38. Карта мощности (в м) криолитозоны северной части п-ова Таймыр. Составлена К. А. Кондратьевой:
1 — 300—400; *2* — 300—500; *3* — 400—500; *4* — 400—600; *5* — 500—700; *6* — 700—900; *7* — 900—1100

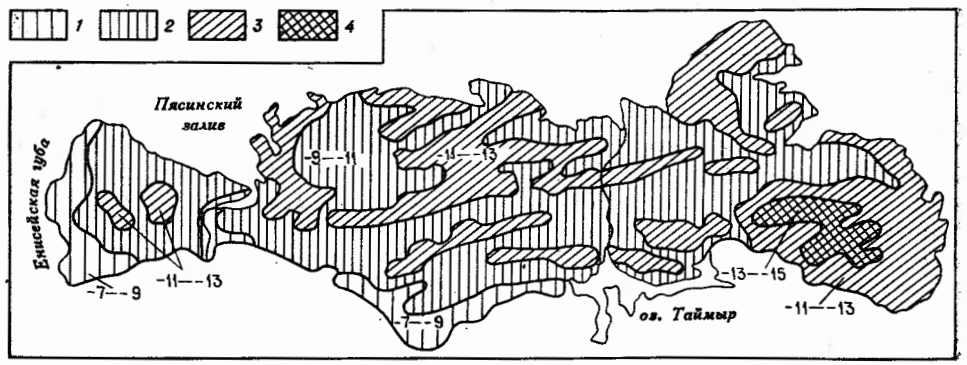


Рис. 39. Карта среднегодовых температур пород (в °С) северной части п-ова Таймыр. Составлена К. А. Кондратьевой:
1 — от —7 до —9; *2* — от —9 до —11; *3* — от —11 до —13; *4* — от —13 до —15

ков. С уменьшением абсолютной высоты и удалением от центра оледенения повышается и температура горных пород (рис. 39). В подавляющей части региона температура горных пород изменяется от —11 до —13 °С. В Пясино-Фаддеевской депрессии, северной и центральной частях территории Берег Прончищева, в районе Енисейского залива, устьевой части р. Нижняя Таймыра, в северо-восточной части полуострова с мысом Челюскин температура пород в основном более высокая — от —9 до —11 °С. Еще более высокую среднегодовую температуру горных пород (от —7 до —9 °С) следует ожидать в устье р. Пясина и на побережье Енисейского залива.

Сезонное протаивание пород изучено слабо, хотя в целом можно отметить, что минимальная мощность слоя (0,3—0,5 м) наблюдается в горных районах, а максимальная (0,9—1,5 м, в отдельных случаях более) фиксируется в прибрежных районах. В горах Бырранга мощность слоя протаивания в супесях не превышает 0,5—0,6 м, под моховым покровом и в торфяниках — не более 0,3 м, а на открытых участках долин горных рек этот слой достигает 0,6—0,8 м. Протаивание начинается в конце мая — начале июня, достигая максимума в сентябре.

Строение криолитозоны тесно связано с особенностями истории развития геокриологических условий и с преобразованием пород и гидрогеологических структур [86]. Преобладающая часть площади региона сложена эпигенетическими мерзлыми скальными породами.

В межгорных впадинах, крупных речных долинах, прибрежных низменных районах отмечается многоярусное строение мерзлой толщи. В ее основании фиксируют эпигенетические мерзлые породы складчатого основания. Залегающие на этих породах среднечетвертичные ледниковые отложения несут следы как эпигенетического, так и сингенетического (снизу) промерзания.

Как уже отмечалось, более древних четвертичных отложений, чем среднечетвертичные, в пределах региона не обнаружено. Однако вскрытые рядом скважин на сопредельной территории Енисей-Хатангского прогиба грубоскелетные отложения интерпретируются как ледниковые и относятся к нижнечетвертичным образованиям [2], а также данные о природной обстановке на рубеже плиоцена и плейстоцена [58] дают основание предполагать, что начало формирования криолитозоны относится к концу неогена и продолжается до настоящего времени. Комплекс костных, а также растительных микро- и макроостатков из четвертичных отложений свидетельствует, что природные условия в плейстоцене были в целом сходными с современными [2, 80]. Среднегодовая температура воздуха с начала промерзания не поднималась выше —6, —8 °С, что предопределило постоянное глубокое промерзание пород на всей территории региона. Плейстоценовые трансгрессии, скорее всего, ограниченные речными долинами и низменными прибрежными равнинами, значительно усложнили криогенное строение толщи в этих районах. Нахождение следов зырянского оледенения, к которым, по мнению В. М. Макеева и Г. Н. Бердовской, следует относить скопления грубообломочного материала на высоких водоразделах и отдельных вершинах высотой до 900 м, указывает на покровный или полупокровный характер этого оледенения. По-видимому, основная масса криогенных образований дозырянского возраста была уничтожена. При распаде зырянского ледника в горной части сформировалась толща водно-ледниковых и озерно-аллювиальных отложений. Сартанское оледенение имело ограниченные масштабы, а его остатки, по мнению Н. В. Кинд [2], сохранились до настоящего времени. Возможность включения глетчерного льда в морских суглинках региона не исключает и А. И. Попов. К эпохе похолодания, последовавшей за голоценовым оптимумом и вызвавшей формирование в горах ледников на площади, в 8—10 раз превышающей современную, относится образование конечно-моренных гряд и береговых морен. На приморской равнине и аккумулятивных террасах происходит образование повторно-жильных льдов мощностью 10 м и более. К этому времени сформировался практически весь комплекс наблюдаемых ныне криогенных образований.

Для гидрогеологических структур региона в этот период характерно промерзание зоны пресных вод и формирование рассолов промерзания под плейстоценовыми террасами.

Криогенные текстуры синкриогенных и эпикриогенных пород существенно определяют их состав и свойства. Эпикриогенные скальные породы характеризуются трещинными и трещинно-жильными унаследованными криогенными текстурами при весьма невысокой льдистости. Среднечетвертичные ледниковые валунные отложения с заполнителем из мелкой гальки также обладают небольшой льдистостью и криогенной текстурой коркового типа. Морские санчуговские отложения характеризуются льдистостью 30—50 %, горизонтально- и линзовидно-шлировыми криотекстурами. Кроме того, для санчуговской толщи характерны линзы и пласты льда мощностью до 3 м, а в ряде обнажений фиксируются жильные льды мощностью до 6 м и более при ширине в верхней части от 3 до 5 м. Льдистость казанцевских отложений значительная за счет крупных линз льда. Зырянские эпикриогенные породы ледникового и водно-ледникового генезиса имеют незначительную льдистость, для них характерна корковая криогенная текстура. В озерно-аллювиальных отложениях, выделяемых В. Д. Дибнером, наблюдаются линзовидно- и горизонтально-шлировая криотекстуры. Льдистость с

учетом повторно-жильных льдов достигает 40—70 %. Для каргинских отложений характерна в целом массивная криогенная текстура, а в местах, где пески замещаются тонкодисперсными разновидностями, каргинская морская толща, так же как и санчуговская обладает очень высокой льдистостью.

Для сартанских валунно-галечных отложений характерны корковая криогенная текстура и невысокая льдистость. Повышенной льдистостью эти отложения характеризуются при значительном содержании пылеватых и глинистых частиц и на участках развития повторно-жильных и захороненных линз льда.

Криогенные процесссы и явления имеют широкое развитие в регионе. В горных районах, сложенных дочетвертичными скальными породами, наиболее широко развит процесс криогенного выветривания. На плоских вершинах, сложенных глыбово-щебнистым элювием, развиты каменные многоугольники, реже каменные кольца диаметром 1,5—3 м. На склонах развиты каменистые осыпи и курумы, предгорные шлейфы, нагорные террасы. Широко развиты процессы нивации, особенно на участках круглогодичного развития снежников, а на пологих склонах — солифлюкция. Наряду с этим в местах концентрации поверхностных вод, переувлажняющих оттаивающий слой грунта, развиты процессы быстрой солифлюкции с перемещением рыхлого материала на десятки метров.

На участках развития рыхлых отложений почти повсеместно отмечается морозобойное трещинообразование при размере полигонов от 5—8 до 25—30 м. Здесь же отмечаются термокарстовые процессы с формированием озерных котловин и байджерахов в их откосах видимой высотой до 6 м, а также миграционные бугры пучения на заболоченных участках низин высотой до 1,5 м. С поверхности бугры сложены торфом мощностью 0,2—0,5 м. Ядро бугров минеральное сильнольдистое с прослоями льда до 0,15 м толщиной. Иногда ядро целиком состоит из льда. В отдельных районах морского побережья наблюдается активная термоабразия. В сильнольдистых четвертичных отложениях на интенсивно погружающихся берегах термоабразия достигает 15—20 м/год [80].

Современные ледники гор Бырранга с их небольшими размерами, мощностью и малыми скоростями движения играют незначительную рельефообразующую роль. Экзарационная деятельность ледников заключается в незначительном разрушении и полировке скальных пород горных склонов, а также склонов речных долин [80]. Аккумулятивные ледниковые формы представлены либо грядами конечно-моренных образований высотой до 20 м, либо нагромождением обломочного материала, различного по величине и окатанности. Водно-ледниковыми потоками у края ледников сформированы конечные холмы высотой от 5 до 7 м. Озы встречаются реже. В одном из них, представляющем гряду длиной 15 м и высотой 9 м, наблюдается ледяное ядро [80]. Из-за незначительной мощности ледников (А. Д. Мирошников оценивает мощность ледника Неожиданного в 50 м, ледника Плоскогорного — в 15 м) следует ожидать развития мерзлых пород и под современными ледниками.

ГЛАВА 10

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО И ЛЕНО-АНАБАРСКОГО РЕГИОНОВ

Условия формирования многолетнемерзлых пород

Территория Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов географически относится к Северо-Сибирской низменности, включая о-в Большой Бегичев и группу более мелких островов. Северо-Сибирская низменность вытянута сравнительно узкой полосой в широтном направлении: с запада на восток от 83 до 114° в. д. и с юга на север от 70° с. ш. на западе до 75° с. ш. на востоке. Суровый климат и общая равнинность рельефа территории обусловливают отсутствие существенных зональных изменений и относительную однородность ландшафтных условий. Большая часть территории занята зоной тундры и лесотундры; только к югу от р. Хета пространство занято северной тайгой.

Климат в пределах всего региона характеризуется очень низкими среднегодовыми температурами воздуха, изменяющимися с запада на восток от —10 °С (г. Дудинка) до —13, —14,6 °С (пос. Усть-Оленёк, Тюмати). Средняя температура января достигает —28 °С (г. Дудинка) и —38,2 °С (пос. Тюмати), а средняя температура июля 12,8 °С (г. Дудинка), и 8,1 °С (пос. Усть-Оленёк). Амплитуда среднемесячных температур воздуха с запада на восток изменяется от 40,8 °С (г. Дудинка) до 49,5 °С (пос. Тюмати). Безморозный период продолжается 1—2 мес. Средняя годовая скорость ветра в низовье Енисея составляет 7—9 м/с, у Дудинки — 4—5 м/с, у устья Хатанги — 5—6 м/с. Наибольшие скорости ветра наблюдаются в ноябре — декабре и в марте — апреле. В это время часты пурги, а скорость ветра в юго-западных районах достигает 30—40 м/с. Продолжительность существования устойчивого снежного покрова не менее 240—250 дней с сентября по июнь включительно. При этом его высота уменьшается от 50—70 см в западных районах до 20—30 см в восточных. Плотность снежного покрова в конце зимы достигает 0,27—0,37 г/см^3. Местами снежный покров сдувается сильными ветрами, в результате чего на о-ве Преображения его высота составляет всего 18 см. В пониженных частях рельефа надувы снега достигают мощности в несколько метров. В отдельные годы снег в таких местах полностью не стаивает — образуются снежники, иногда многолетние.

Рельеф низменности представляет собой в основном расчлененную полигенетическую равнину с грядами и холмами, вытянутыми преимущественно в северо-восточном направлении и разделенными участками пониженного рельефа с озерно-аллювиальной аккумуляцией. Через среднюю часть низменности с запада на восток протягиваются три холмистые гряды высотой 180—250 м и относительным превышением 30—50 м, а в северо-восточной части — до 80—100 м. Гряды (гербеи) и плосковерхие возвышенные массивы (тасы) тянутся параллельно горным цепям Бырранга и отделены от них предгорным прогибом с оз. Таймыр и долинами рек Верхняя Таймыра и Пясина. В бассейнах рек Боганида и Хета, а также на междуречье рек Быстрая и Моховая абсолютные отметки не превышают 70—75 м. К северу от Хатангского залива расположены разобщенные горстообразные возвышенности Тулай-Кирякатас и Киряка-Тас (550—650 м). К югу и востоку от них находятся горст горы Балахня (435 м) и диапировый купол сопки Белая (200 м). На востоке низменности наибольшие высоты приурочены к кряжу Прончищева (до 315 м). Отдельные возвышенности высотой 100—200 м образуют большинство водоразделов. Самая приподнятая часть о-ва Большой Бегичев имеет высоту 201 м.

Гидрография. Речная сеть региона отличается значительной густотой. Основные реки — Пясина, Хатанга, Хета, Верхняя Таймыра, Попигай, Анабар — и их главнейшие притоки протекают в хорошо разработанных, но не очень широких долинах. Некоторые реки характеризуются большими глубинами — на р. Пясина максимальная глубина достигает 25 м. Вместе с тем р. Анабар довольно мелководна и перемерзает у пос. Саскылах. Основные реки, текущие по низменности, берут начало в горных массивах и характеризуются многоразовым подъемом уровней. Так, наиболее высоким является весенний подъем в результате снегостояния и вскрытия рек — до 6—8 м. В летне-осенние месяцы наблюдается ряд дождевых паводков. Замерзание рек начинается в сентябре, а в октябре они на мелководьях перемерзают полностью, сохраняя лишь подрусловый сток. Вскрытие рек затягивается до начала

июня и сопровождается ледяными заторами. Незначительные потери влаги на инфильтрацию и испарение определяют сравнительно большой сток рек при относительно малом количестве осадков и приводят к резким колебаниям стока в течение года. На низменности имеется большое количество озер, расположенных на самых различных уровнях в пределах возвышенных участков, на низменных равнинах и в речных долинах. Крупнейшие озера — Пясино, Половинное, Лабаз, Портнягино и другие, по всей вероятности, ледникового и ледниково-термокарстового генезиса. Большинство более мелких по площади озер является термокарстовыми. Глубина озер колеблется в широком диапазоне — от 1—2 м до нескольких десятков метров и, как правило, связана не с размерами, а с их генезисом. Озера, развивавшиеся при вытаивании эпигенетических жильных льдов, могут при площади в десятки квадратных километров иметь глубину всего 1,5—2,5 м, а термокарстовые озера по пластовым залежам льда или повторно-жильным льдам при небольшой площади могут иметь глубину до 3—7 м, реже более. Озера глубиной 25—30 м и более, вероятно, имеют ледниковый генезис.

Самое крупное озеро региона — оз. Таймыр — расположено на севере низменности у подножий гор Бырранга. Форма озера лопастная, в целом вытянутая с запада на восток, с глубокими заливами к северу и югу. Глубина озера на 70 % территории менее 3 м, и на значительных участках озеро промерзает до дна. Наибольшая толщина льда на озере в мае достигает 2,5 м. Глубоководная часть озера имеет глубину до 26 м и температуру у дна в июле 4 °С. Температуры воды на мелководьях в летнее время по всей глубине озера одинаковая и в августе составляет 8—10 °С [20]. В зимнее время температура воды по всей толще близка к 0 °С и лишь в придонном слое глубоководной части она выше 1 °С. Генезис озера в основном термокарстовый, в глубокой части — ледниковый.

Геологическое строение. Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы входят в систему прогибов, развивавшихся в основном в юрском и меловом периодах и завершивших формирование, по-видимому, в палеогене. Расположены они между северной окраиной Сибирской платформы и Таймырской складчатой системой. На западе Енисей-Хатангский прогиб сочленяется с Западно-Сибирской плитой, а на востоке продолжением Лено-Анабарского прогиба является Ленский прогиб. Рассматриваемые прогибы характеризуются как наличием многих общих черт, таких, как возраст, строение, глубина прогибания, терригенный характер осадочных формаций, преобладание прибрежно-морских и озерно-аллювиальных фаций, широкое развитие угленосности, так и некоторыми отличиями — гораздо большей мощностью осадочного чехла Енисей-Хатангского прогиба, более широким развитием здесь магматических пород в доюрском основании, наличием соленосных отложений девона в восточной части Енисей-Хатангского прогиба и отсутствием верхнемеловых отложений при широком распространении пермских в Лено-Анабарском прогибе.

Для Енисей-Хатангского прогиба большинством исследователей принимается дорифейский возраст кристаллического фундамента, сложенного гнейсами. К платформенному чехлу относят отложения верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Прогиб представляет собой субширотную отрицательную структуру, выполненную морскими и лагунно-континентальными отложениями юрского и мелового возраста (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, пески, алевриты, глины), залегающими на гетерогенном основании, представленном палеозойскими и триасовыми образованиями, в различной степени дислоцированными и имеющими различный вещественный состав. Общее увеличение мощности юрско-меловых отложений происходит в направлении осевой зоны прогиба, достигая 7 км и более. С запада на восток мощность этих отложений постепенно уменьшается до 2—3 км.

На территории Лено-Анабарского прогиба промежуточный структурный ярус сложен нижнепротерозойскими слабометаморфизованными карбонатными породами. На востоке этого прогиба нижняя часть осадочного чехла представлена терригенно-карбонатными отложениями рифея, венда и кембрия мощностью от 1900 до 3500 м. Верхняя часть осадочного чехла включает пермские — нижнемеловые терригенные отложения максимальной мощностью до 4—5 км. В новейшей тектонический этап территория прогибов отличалась относительной подвижностью. Судя только по мощности четвертичных отложений и абсолютным отметкам их залегания, суммарная амплитуда тектонических движений в течение четвертичного периода оценивается в 400 м. Неотектонические структуры в основном являются унаследованными в плане и по знаку движений и связаны с развитием мезозойских структур.

В пределах описываемой территории чехол новейших отложений представлен образованиями не древнее плиоцен-раннеплейстоценового возраста. Максимальной мощности (до 200 м) толщи этих отложений достигают на локальных участках переуглубленных долин. В Енисей-Хатангском прогибе отложения верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового цикла осадконакопления изучены только в юго-западной части (Дудинский район). Нижняя часть разреза, залегающая на верхнемеловых отложениях, сложена алевритовыми и песчано-алевритовыми глинами с прослоями алевритов, песками и галечными песками и представляет собой прибрежно-морские и аллювиальные отложения мощностью до 77 м. Верхняя часть разреза сложена алевритами, глинами, реже глинистыми песками с рассеянной галькой. По генезису это морские отложения, формировавшиеся в условиях глубокого проникновения относительно теплых вод. Значительный размыв кровли определяет колебания мощности этих отложений от 0 до 44 м.

Четвертичные отложения, нижняя часть которых представлена пачкой песков и галечников, залегают на меловых породах на западе Енисей-Хатангского прогиба. Эти отложения водно-ледникового и аллювиального генезиса мощностью до 50—70 м рассматриваются как стратиграфический аналог верхней части тобольского горизонта (начало среднего плейстоцена). Отложения среднеплейстоценовой трансгрессии в нижней части разреза представлены морскими, ледово- и ледниково-морскими фациями глинисто-алевритового состава с гравием, галькой и валунами максимальной мощностью до 100 м, а в верхней части разреза — морскими и прибрежно-морскими фациями алевритоглинисто-песчаного состава с галечными песками и галечниками общей мощностью также до 100 м. Верхнеплейстоценовые отложения объединяют морские и прибрежно-морские фации (казанцевская свита) и отложения террасового комплекса. Казанцевские отложения песчано-алеврито-глинистого состава с большим количеством растительных остатков мощностью до 80—90 м залегают с размывом на отложениях среднеплейстоценовой трансгрессии. Отложения III морской и III надпойменной террас имеют зырянско-каргинский возраст. Абсолютная высота террас 20—40 м, сложены они песчаными и глинистыми алевритами с гравием и галькой мощностью 10—15 м. Отложения II морской и II надпойменной террас каргинско-сартанского возраста представлены песками, алевритами и торфяниками общей мощностью 10—20 м. Высота террас 15—20 м над уровнем моря. Отложения I морской и I надпойменной террас относятся к концу сартанского времени — голоцену. Мощность песков, песчаных алевритов, глин и торфяников достигает 10—15 м. Голоценовый возраст имеют также отложения морских лайд, ваттов и речных пойм. Их мощность составляет несколько метров.

Особенностями позднего кайнозоя Лено-Анабарского прогиба, в отличие от западных районов, являются: общее уменьшение мощности отложений, слабое проявление морского осадконакопления и длительные периоды субаэрального режима и денудации. Верхнеплиоценовые — нижнеплейстоценовые отложения залегают в виде реликтов в основании четвертичной толщи. В зоне сочленения низменности с плоскогорь-

ем они представлены крупнозернистыми разновидностями, сцементированными галечниками и песками мощностью до 3 м. В пределах низменности они замещаются тонкозернистыми отложениями (илами, илистыми алевритами, переслаиванием песчаных алевритов и мелкозернистых песков) максимальной мощностью 18 м. Отложения среднего — верхнего плейстоцена представлены песчаными и галечно-песчаными, песчано-алевритовыми с растительными остатками и илистыми с ленточной слоистостью отложениями общей мощностью 45—50 м. Верхнеплейстоценовые (зырянско-каргинские) отложения включают аллювий II надпойменной террасы. Мощность аллювия колеблется от 12—15 м на главных реках до 3—9 м на второстепенных. Аллювий содержит обилие погребенных стволов деревьев диаметром от 20 до 60 см. К нерасчлененным верхнеплейстоцен-голоценовым отложениям относятся озерные и озерно-болотные, представленные льдистыми глинистыми алевритами, илами, песчаными алевритами, песками и торфом общей мощностью до 13 м. Голоценовые отложения представлены аллювием I надпойменной террасы, поймы и русел рек, торфяниками и эоловыми образованиями на террасах, а также аллювиально-морскими отложениями побережий и дельт крупных рек. Отложения I надпойменной террасы максимальной мощности достигают на р. Анабар (10—12 м) и р. Оленёк (15—20 м). К устьям рек мощность аллювия снижается до 6—10 м.

Подземные воды региона представлены надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными. К надмерзлотным относятся воды слоя сезонного оттаивания и несквозных таликов. Воды пресные, за исключением района развития соляных куполов вблизи поверхности (район Нордвика), гидрокарбонатные натриевые и кальциевые. Межмерзлотные воды имеют широкий диапазон минерализации от пресных в таликовых зонах на большей части территории до рассольных в Нордвик-Хатангском районе. Эти воды, как правило, напорные. По данным П. Д. Сиденко, в Нордвик-Хатангском районе в отдельных случаях наблюдается чередование прослоек мерзлых пород и пород, насыщенных рассолами, которые не замерзают при температуре от —10 до —12 °С. Подмерзлотные воды представлены также в широком диапазоне — от пресных до рассолов. В западной части региона они в большинстве случаев пресные или слабоминерализованные (минерализация до нескольких граммов на литр), преимущественно хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В Нордвик-Хатангском районе подмерзлотные сильноминерализованные воды и рассолы имеют минерализацию от 30 до 130 г/л. Источники подземных вод с солеными и рассольными водами и воды, вскрытые в скважинах на соленосных структурах Нордвика, характеризуются температурами от —9 до —12 °С. В среднем течении р. Хатанги имеется ряд источников с минерализацией воды от 6,6 до 130 г/л и температурой воды до —6 °С. Наблюдался самоизлив соленых вод из колонковых скважин.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий

Многолетнемерзлые породы на территории региона развиты повсеместно и характеризуются сплошным распространением по площади. Вероятность существования сквозных таликов очень мала, так как даже под таким крупным озером, как Таймыр, талик несквозной. Несквозные талики развиты и под такими крупными реками, как Пясина, Хатанга, Анабар, Оленёк, и озерами Лабаз, Потнягино, Кунгасалах, Кокора, 1-е и 2-е Пуринское и др. Мощность несквозных таликов зависит от глубины водоемов: на мелководьях, в случае залегания ледяного покрова прямо на дне, талик ограничивается глубиной летнего оттаивания (до 1—2 м); на глубоких участках рек и озер несквозной талик может достигать 30—50 м и более. Так, под глубоководной частью оз. Таймыр талик имеет глубину более 50 м [20].

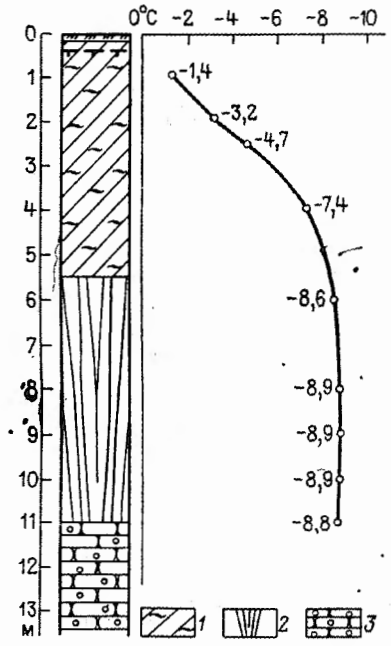


Рис. 40. Температура пород в скважине на озерно-аллювиальной равнине. По О. Г. Боярскому:
1 — алевриты; *2* — повторно-жильный лед; *3* — пермские песчаники

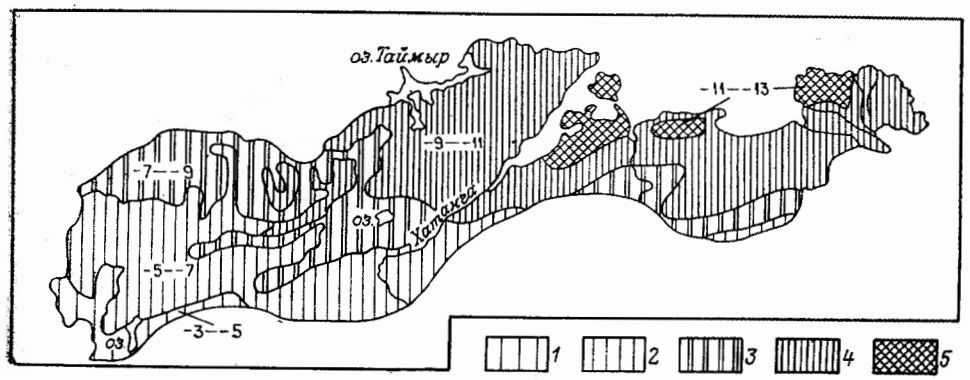


Рис. 41. Среднегодовые температуры пород (в °С) Северо-Сибирской низменности. Составлена К. А. Кондратьевой:
1 — от —3 до —5; *2* — от —5 до —7; *3* — от —7 до —9; *4* — от —9 до —11; *5* — от —11 до —13

Температуры многолетнемерзлых пород на подошве слоя годовых колебаний (15—25 м) изменяются от —5 °С на юго-западе региона (район оз. Пясино) до минус 9—11 °С на равнинах и низменностях (рис. 40) и до минус 11—13 °С на грядах и возвышенностях и северных низменностях моря Лаптевых (рис. 41). Такие низкие среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород формируются под влиянием климатической и ландшафтной обстановки (снежного покрова и растительности, рельефа и заболоченности поверхности), литолого-влажностных условий и льдистости верхнего 10—20-метрового слоя пород и геотермического градиента в мерзлой и охлажденной отрицательно-температурной толще. Северное положение территории Северо-Сибирской низменности обусловливает низкие среднегодовые температуры воздуха (от —10 до —14,6 °С) и сравнительно большие амплитуды их среднемесячных значений: 42—48 °С в южной части региона и 38—42 °С в северной, что характеризует повышенно континентальный и резко континентальный типы теплообмена, при которых глубина годовых колебаний температур в среднем составляет 15 м. Зимнему радиационному выхолаживанию поверхности препятствует снежный покров высотой 30—40 см, с плотностью 0,25—0,3 г/см³, за счет которого среднегодовая температура почти на 3—4 °С выше среднегодовой температуры воздуха. В юго-западной части региона, входящей в зону северной тайги,

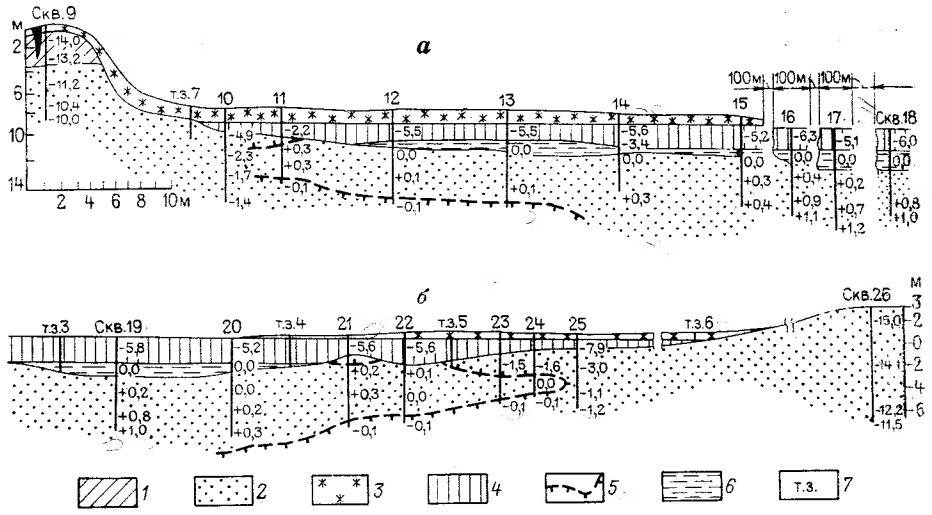


Рис. 42. Геокриологические профили по левому (*а*) и правому (*б*) берегам р. Пясины на створе пос. Рассоха. По Е. Г. Карпову:

1 — суглинок; *2* — песок; *3* — снег; *4* — лед речной; *5* — граница мерзлых и талых пород на 4 мая 1973 г.; *6* — вода; *7* — точки зондирования

отепляющее влияние снега за счет его меньшей плотности составляет 4—5 °С. Наличие слабовлажного мохово-лишайникового покрова на песчаных и опесчаненных грунтах также способствует повышению температуры пород примерно на 1 °С. На песчаных участках с разреженным напочвенным покровом некоторое повышение среднегодовой температуры (на 0,2 °С) вызывает инфильтрация летних осадков, имеющих среднелетнюю температуру 4—6 °С. За счет температурной сдвижки, возникающей в связи с изменением коэффициента теплопроводности породы при переходе ее из талого состояния в мерзлое в процессе сезонного промерзания и оттаивания за рассматриваемый период, среднегодовая температура на подошве слоя сезонного оттаивания ниже среднегодовой температуры на поверхности почвы в льдистых породах на 0,6—1 °С и в межльдистых — на 0,3—0,6 °С. В результате суммарного воздействия температуроформирующих факторов на каждом элементе рельефа в естественных условиях существует свой диапазон колебания среднегодовых температур пород.

Наиболее высокие температуры, вплоть до положительных значений, формируются под озерами и реками. Так, в долине р. Пясина, в ее среднем течении (пос. Рассоха) температурный режим Г. С. Константиновой, Е. Г. Карповым и другими изучался в русле и на I надпойменной террасе высотой 8—10 м. Под руслом р. Пясина шириной 0,5—0,7 км (рис. 42) скважинами вскрыт талик с температурой водоносного песка до 1 °С на глубине 8 м на участке, где глубина воды 2,6—2,8 м, толщина льда 1,65 м и мощность снега 0,85 м [40]. При геотермическом градиенте 2 °С/100 м [23] мощность несквозного талика может достигать 70—100 м, при большем градиенте она уменьшается до 50 м. На всех молодых элементах рельефа идет современное промерзание отложений. При быстром обмелении озер или изменении русла реки со стороны мерзлой толщи сначала резко увеличивается глубина зимнего промерзания, затем формируются козырьки мерзлых пород и идет промерзание отложений над ними. Глубина слоя сезонного протаивания в этих условиях колеблется от 20—30 см под моховым покровом на оторфованных участках с суглинистым слоем на поверхности до 1,5—1,8 на открытых участках, сложенных малольдистыми песчаными породами. В галечниках на косах и бечевнике слой сезонного протаивания может достигать 2,5 м. Оттаивание на большей части территории

начинается в июне, промерзание — в конце сентября — октябре. Среднегодовая температура пород на надпойменной террасе с суглинистым горизонтом мощностью около 3 м составляет —10,8 °С, что при градиенте 2 °С/100 м предполагает мощность мерзлой толщи порядка 500 м. Близкая к этой мощность мерзлой толщи была вскрыта скв. 1 на глубине 470 м [23].

Геокриологические исследования на побережье моря Лаптевых проводились в районе бухты Кожевникова и на п-ове Нордвик В. М. Пономаревым в 1950 г. Они показали, что при среднегодовой температуре воздуха от —12,5 до —13,4 °С многолетнемерзлые породы распространены сплошь по всей территории. Глубина сезонного оттаивания пород в торфяных отложениях составляет 0,3—0,4 м, в песчаных и малольдистых супесчаных 0,8—1 м. В зимнее время все ручьи промерзают до дна, так же как и мелкие (до 1,5—2 м) термокарстовые озера. Озера с глубиной более 10 м, расположенные в ангидрито-гипсовых породах, характеризуются, по В. М. Пономареву, сульфатно-кальциевым составом воды и ее низкими температурами на дне, например 0,2 °С в озере глубиной 13,5 м. На глубине 34 м под озером температура пород составляла 0,5 °С, что с учетом засоления воды при $g \sim 2$ °С на 100 м способствует формированию талика мощностью 60—70 м.

Бурением в бухте Кожевникова и термометрическими наблюдениями в скважинах В. М. Пономаревым установлено, что сезонное промерзание на мелководье составляет 0,85—1 м, а глубже залегают талые породы, ниже сразу сменяющиеся отрицательно-температурными. На прибрежных участках суши при близком залегании к поверхности соленосных пород В. М. Пономарев отмечает развитие отрицательно-температурной слоистой толщи: чередование криогенных водоупоров и пород с криопэгами.

По данным бурения установлено, что пласты каменной соли в отложениях девона до глубины 465 м переслаиваются с гипсами, известняками и диабазами. На поверхности соленосные отложения перекрыты светло-серыми мелкозернистыми песками, песчаниками и глинами темно-серого цвета. В рыхлых поверхностных супесчано-песчаных отложениях широко развиты повторно-жильные льды, вскрытые шурфами и скважинами до глубины 10 м. В угленосных отложениях лед залегает либо под супесчано-суглинистым покровом мощностью 1,5—2 м, либо в виде пластов толщиной от 0,15 до 0,8 м, прослеженных в скважинах до глубины 54 м. В перекрывающих соляные купола породах с карстовыми пустотами встречается натечный и сублимационный лед.

Измерения температур пород в скважинах в районе бухты Кожевникова показывают, что на глубине 20 м среднегодовые температуры пород разных участков изменяются от —11 до —13 °С (рис. 43, *а*), а на глубине 350 м температуры в скв. 4, 3, 8 составляют —5 °С, а в скв. 6 —2 °С (рис. 43, *б*). При градиенте температур ниже 250—300 м в 1 °С на 100 м (а возможно, еще меньшем) мощность криолитозоны должна достигать 700—800 м, из которых мерзлая толща со льдом за пределами соляных куполов, по В. М. Пономареву, составляет 250 м. Нижезалегающие породы содержат минерализованные подземные воды с температурой от —2,5 до —4 °С на глубинах до 500 м и с температурой —2 °С и выше — до подошвы криолитозоны.

В районе пос. Нордвик при среднегодовых температурах —12 °С на глубине 15 м геотермический градиент в скв. 3 до глубины 75 м близок к 0 °С, в интервале 75—250 м составляет 3 °С/100 м, в интервале 250—400 м — 1—1,5 °С/100 м. Анализируя кривую изменения температуры по глубине в скв. 3 и значения градиентов по другим скважинам (см. рис. 43, *б*), можно сделать вывод о том, что верхняя безградиентная часть кривой до глубины 50—75 м свидетельствует о некотором потеплении с поверхности (предположительно по кривым температур на 1—2 °С), которое можно связывать с голоценовым оптимумом; средняя часть кривой свидетельствует о наличии более низких (до —13,

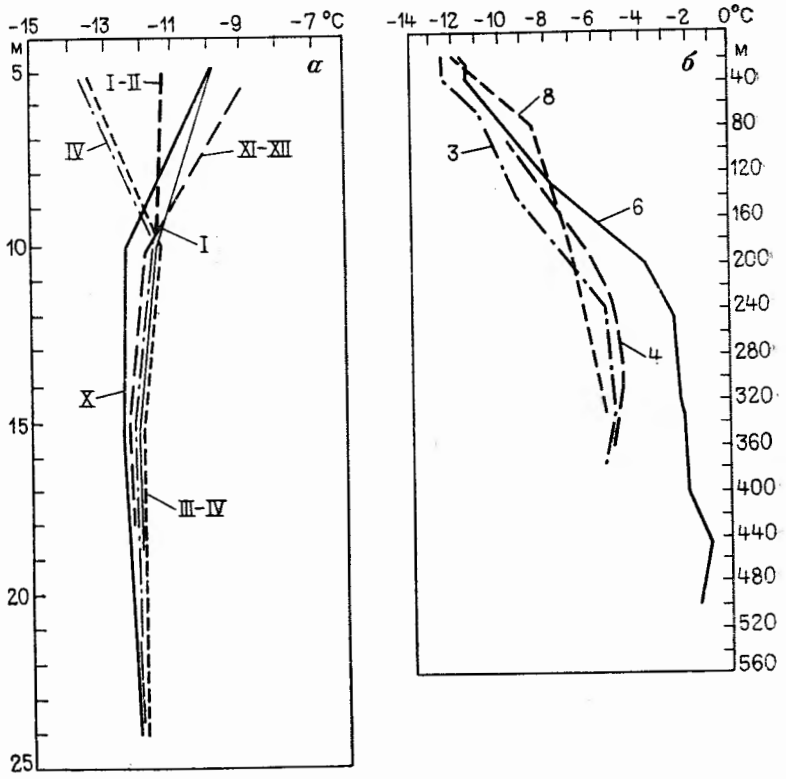


Рис. 43. Температуры пород до глубины 25 м (*а*) и в толще криолитозоны (*б*). По В. М. Пономареву.

Римские цифры — время замеров; 3, 4, 6 скв.— в бухте Кожевникова; 8 скв.— в Нордвике

—15 °С) среднегодовых температур пород в холодную верхнеплейстоценовую эпоху и отражает аградационный характер кривой того времени; нижняя, практически безградиентная, по-видимому, отвечает доверхнеплейстоценовому температурному режиму существования криолитозоны. Отсутствие геотермического градиента до глубин 500 м, по-видимому, можно связывать с инерционностью толщи в процессе образования газогидратных залежей, как это имеет место для западных участков Енисей-Хатангского прогиба [23].

В целом по региону мощность многолетнемерзлых пород и всего разреза криолитозоны сильно изменяется в зависимости от палеогеографических, геоморфологических, гидрогеологических, структурно-тектонических и геотермических условий, меняясь фактически от нескольких десятков метров до 700 м и более (табл. 10, рис. 44). Из таблицы видно, что в рассматриваемом регионе всеми скважинами зафиксирована очень большая мощность криолитозоны, которая даже при невысокой (±50, возможно, ±100 м) точности определения свидетельствует о региональном изменении мощности от 400 до 900 м. Так, на 10 исследованных площадях, расположенных в северо-западной, центральной и восточной частях Енисей-Хатангского прогиба (см. рис. 44), установлены мощности, превышающие 600 м, а на двух восточных площадях (Костроминской и Владимирской) — превышающие 700 м. В то же время в районах развития минерализованных подмерзлотных вод (на отдельных участках Нордвик-Хатангского района) мощность мерзлой толщи составляет всего несколько десятков метров при мощности зоны отрицательно-температурных пород с охлажденными солеными и рассольными водами около 600 м. Мерзлая толща, по В. М. Пономареву, составляющая 230—270 м, как это показано выше, значительно сокращается в сводовых частях поднятий, на молодых элементах рельефа

Таблица 10

Мощность мерзлой зоны по данным бурения на территории Северо-Сибирской низменности.
По Г. Д. Гинсбургу и В. А. Соловьеву

№ на рис. 44	Площади исследования	Количество скважин с определением мощности мерзлоты	Мощность криолитозоны, м
1 14	Яковлевская	4	>550
2 15	Песчаная	1	325
3 16	Майская	1	330
4 17	Муксуннхская	1	485
5 18	Малохетская и Точинская	>100	180—460
6 19	Гольчихинская	1	685
7 20	Хабейская	3	585—675
8 21	Сухо-Дудинская	5	375—500
9 22	Озерная	5	560—610
10 23	Джангодская	4	455—520
11 24	Рассохинская	1	460
12 25	Среднепясинская	1	630
13 26	Новая	2	320—365
14 27	оз. Лабаз (южный берег)	1	400
15 28	Восточно-Кубалахская	1	>620
16 29	Балахнинская	6	395—560
17 30	Владимирская	2	620—730
18 31	пос. Хатанга	1	375
19 32	р. Котуй	1	345
20 33	Рыбнинская	1	650
21 34	Костромннская	1	710
22 35	Сындасская	1	360
23 36	Хорулахская	1	650
24 37	Северо-Суолемская	1	575
25 38	Южно-Суолемская	1	390
26 39	Ильинская	2	>570
27 40	Кожевниковская	3	>615
28 41	Нордвикская	4	>590
29 42	Улаханская	2	300—545
30 43	Южно-Тигянская	8	350—490
31 44	Чайдахская	1	440
32 45	Гуримисская	1	640
33 46	Улахан-Юряхская (Оленёкская)	1	430

речных долин, озерных котловин и побережий. Так, в районе Малохетского вала минимальная мощность составляет на Точинском поднятии 180 м, а на периклинали увеличивается до 460 м; на молодых террасах нижнего течения Енисея мощность мерзлых толщ едва превышает 300 м (см. рис. 44). Представление о региональных закономерностях изменения мощности криолитозоны и общего строения ее разреза дает анализ распределения максимальных мощностей, отраженных на карте масштаба 1 : 7 500 000 (рис. 45). Представленная карта составлена с учетом геологического строения региона и закономерностей формирования четвертичных отложений — ледниковых, образующих крупные валы несортированных песчано-суглинистых, валунных отложений, флювиогляциальных преимущественно песчаных, перекрывающих подстилающие морские отложения или юрские и пермские породы на участках новейших поднятий, озерно-аллювиальных с повторно-жильными льдами, занимающих понижения в рельефе, и аллювиальных отложений средних и мелких рек.

На карте видно, что нарастание мощности мерзлой толщи происходит с запада на восток. Так, на самом юго-западе региона мощность мерзлых толщ наименьшая и от 100—200 м на правобережье Енисея быстро увеличивается до 300—400 м по долине р. Пясина и 400—500 м

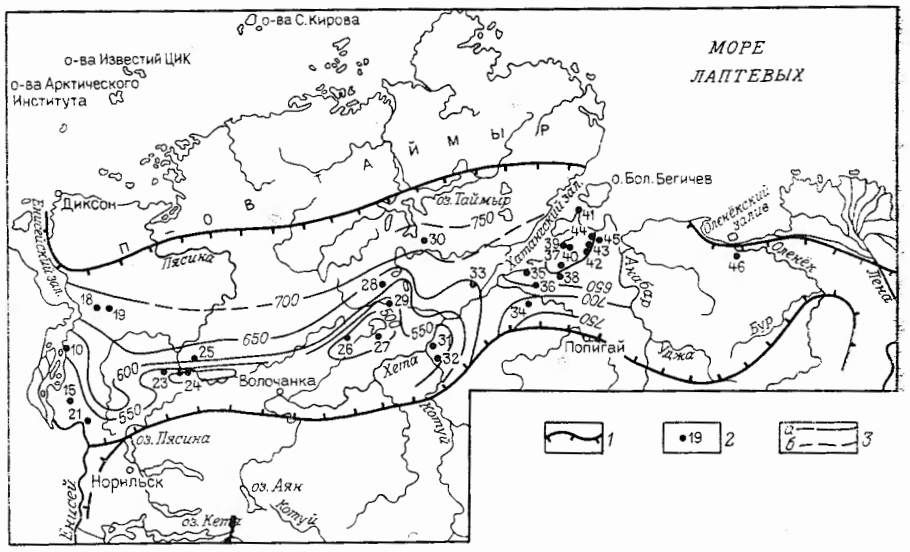


Рис. 44. Карта размещения площадей исследования Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов. По В. А. Соловьеву, Г. Д. Гинсбургу:

1 — граница прогибов; *2* — площади исследований (см. табл. 8); *3* — мощности криолитозоны (в м) (*а* — установленные, *б* — предполагаемые)

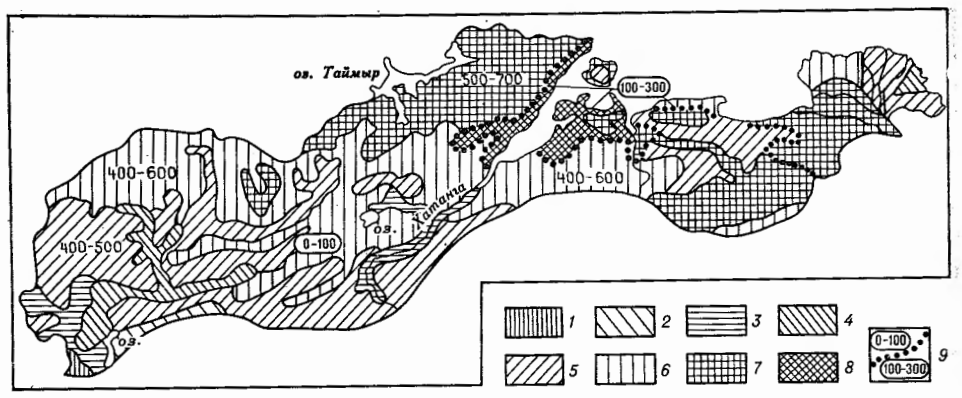


Рис. 45. Карта мощности криолитозоны (в м) Северо-Сибирской низменности. Составлена К. А. Кондратьевой:

1 — 100—200; *2* — 200—300; *3* — 300—400; *4* — 300—500; *5* — 400—500; *6* — 400—600; *7* — 500—700; *8* — 600—800; *9* — граница пород с криопэгами мощностью 100—300 и 0—100

на водораздельных флювиогляциальных равнинах. На преимущественно гляциальных равнинах и участках вытянутых гряд коренного рельефа мощность мерзлой толщи возрастает до 500—600 м. На северо-востоке территории, относящейся к Северо-Сибирскому типу теплообмена, возрастание мерзлоты до 700 м связано также с повышением рельефа на 100—300 м.

Существенное увеличение криолитозоны наблюдается в районах установленного или предполагаемого развития зоны охлажденных ниже 0 °С пород с криопэгами, что выше рассмотрено на примере п-ова Нордвик и бухты Кожевникова. В районах развития озерно-аллювиальной и морской аккумуляции осадков в долине р. Пясина и на прилегающих пониженных пространствах по данным геофизического зондирования прослеживается двухслойное залегание многолетнемерзлых пород.

Криогенное строение пород

Мезозойские, нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые отложения (до казанцевских включительно) западной части региона характеризуются криогенным строением эпигенетического типа. Льдистость мерзлых мезозойских отложений небольшая и ориентировочно составляет для верхнемеловых песчаников 5—8 %, для алевролитов 13—16 %. Криогенная текстура в основном массивная, реже лед заполняет различные диагенетические трещины.

Многолетнемерзлые толщи эпигенетического типа наиболее развиты в области распространения плейстоценовых морских аккумулятивных равнин (санчуговской и казанцевской).

Ледово-морские отложения — слабо сортированные, неслоистые, оскольчатые суглинки и глины — характеризуются криогенным строением, типичным для эпигенетически промерзших толщ бассейнового генезиса. Максимальная льдистость (50—60 % объема пород) характерна для верхних 3—5 м разреза, наиболее типичные криотекстуры — тонкошлировые слоисто-сетчатые и сетчатые. Вниз по разрезу происходит постепенное разреживание сети ледяных шлиров и увеличение их толщины. До глубины 7—10 м от поверхности объемная льдистость пород остается достаточно высокой (30—40 %). Ниже, до глубин 20—30 м, наблюдается разреженная сеть шлиров льда, достигающих 5—7 см толщины при расстоянии между ними до 50—70 см (блоковая криогенная текстура). На еще больших глубинах встречаются обычно лишь разрозненные, ломаные шлиры льда, криогенная текстура становится массивной, объемная льдистость понижается до 10 %, иногда до 20 %. Описанное криогенное строение ледово-морских отложений усложняется, если в них присутствуют линзы и прослои песчаного и песчано-гравийного состава, а также линзы ленточно-слоистых глин и алевритов. Для грубозернистых пород характерна массивная криогенная текстура. Если в процессе промерзания они являлись водоносными, то криогенная текстура в них базальная, а над ними обычно формируются линзовидные и пластовые залежи подземных льдов. Для ленточно-слоистых глин и алевритов характерны решетчатые криогенные текстуры различной степени льдистости.

Прибрежно-морские отложения представлены двумя главными литологическими типами: литорально-пляжевым грубозернистым и ваттово-лайдовым (органоминеральным) тонкодисперсным. Для первых характерны массивные и слоистые криогенные текстуры (пески) и корковые (галечники и валунно-галечные смеси). Ваттово-лайдовые оторфованные супеси и алевриты отличаются высокой льдистостью и преимущественно слоистой криогенной текстурой, наследующей первично-седиментационную. Характерны небольшие по мощности (1—1,5 м) пластовые залежи льда, а также сингенетические ледяные жилы [27].

Криогенное строение ледово- и прибрежно-морских отложений в обнажении Селякин Мыс на правом берегу в устьевой части Енисея ниже пос. Усть-Порт показано на рис. 46. Здесь в верхней части разреза под маломощным (2 м) приповерхностным слоем бурой супеси вскрываются ледово-морские суглинки мощностью 8 м с крупной, несколько разреживающейся книзу решеткой ледяных шлиров. Толщина последних от 0,5 до 3—5 см, расстояние между ними от 20 до 50—70 см. Ниже залегают прибрежно-морские мелкозернистые пески мощностью 4,5 м с линзами аллохтонного торфа и гравелистых галечников. Криогенная текстура песков унаследованная слоистая, объемная льдистость 20—30 %. Они подстилаются синкриогенными высокольдистыми оторфованными пылеватыми супесями ваттово-лайдового генезиса с унаследованной горизонтально-слоистой криотекстурой и со сложными многоярусными ледяными жилами общей вертикальной протяженностью 4—5 м. Текстурный лед представлен прослойками толщиной от 0,2 до 2—5 см, объ-

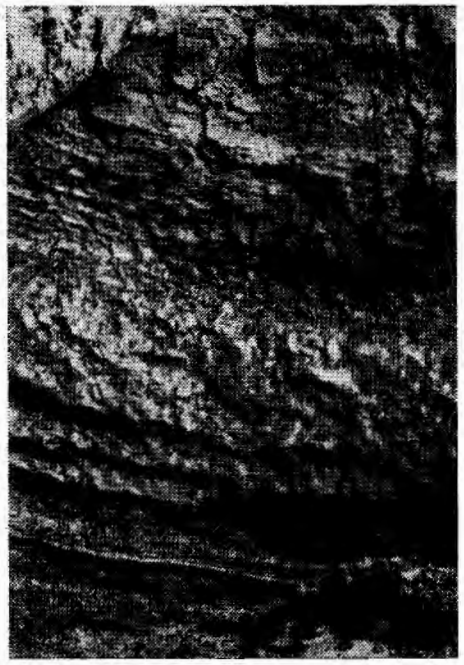


Рис. 46. Обнажение ледово- и прибрежно-морских отложений Селякин Мыс. Фото С. Ф. Хруцкого

емная льдистость за его счет составляет 70—80 %. На верхнем и нижнем контактах синкриогенных супесей залегают пласты льда толщиной от 0,4 до 1,0—1,5 м. Вниз по разрезу ваттово-лайдовые супеси вновь сменяются ледово-морскими суглинками с неполно выраженной сетчатой криотекстурой, которые в свою очередь подстилаются горизонтально-слоистыми малольдистыми (обезвоженными перед промерзанием) алевритами с массивной криотекстурой (льдистость не более 5—10 %).

Эстуарно-озерные отложения широко распространены в районе, ингрессивно заходя в долины рек Енисея (в его низовьях), Пясины и др. Среди них преобладающим и наиболее характерным типом являются ленточно-слоистые глины и алевриты, криогенная текстура которых преимущественно неполно- и полновыраженная решетчатая, а также базальная — атакситовая (рис. 47). Промерзание рассматриваемых бассейновых пресноводных и солоноватоводных отложений осуществлялось либо сразу же после выхода из-под уровня водоема седиментации, либо вблизи берегов и на заключительных этапах его существования на всей площади в донных условиях (криодиагенетическим способом).

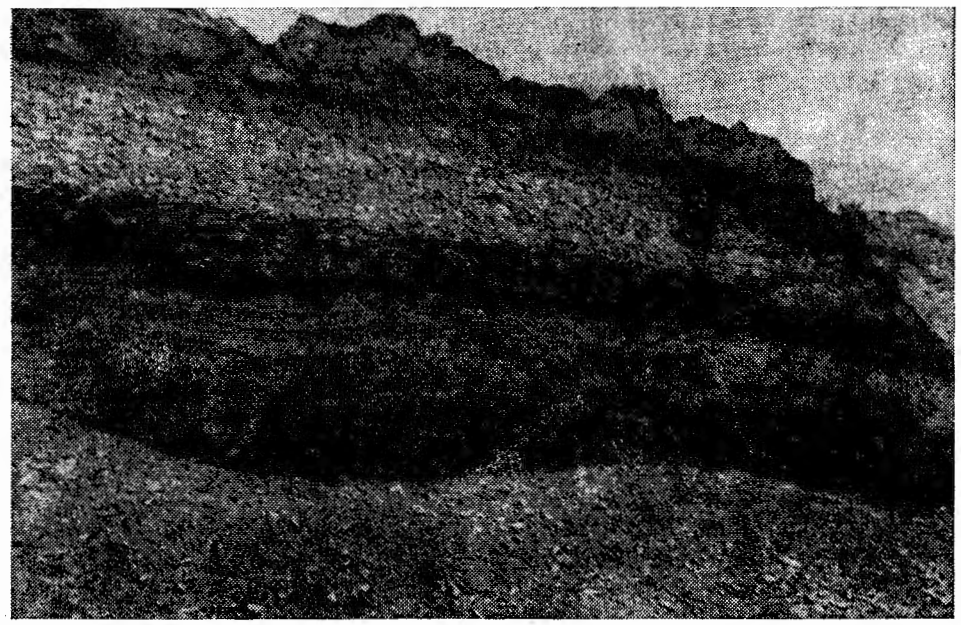


Рис. 47. Обнажение ленточно-слоистых глин на правом берегу р. Сухая Дудинка, близ впадения ее в Енисей. Фото И. Д. Данилова

Ледниковые отложения развиты в горах и предгорьях региона и представлены моренными валунными супесями и суглинками, для которых характерны невысокая льдистость, массивные и разреженные сетчатые криотекстуры. К комплексу гляциогенных относятся также флювиогляциальные, обычно малольдистые пески и галечники с массивной и корковой криотекстурами. На их контакте со скальными породами в предгорьях иногда фиксируются крупные пластовые залежи подземных льдов, имеющие, скорее всего, инфильтрационное происхождение.

Пластовые залежи инъекционного и сегрегационного льда мощностью до 10 м и более достигают по простиранию десятки и сотни метров. Крупные ледяные тела залегают в основном в толще четвертичных отложений и ниже их подошвы не встречаются. Эти льды могут присутствовать на любой глубине, но все же тяготеют к верхним горизонтам. Известны случаи пластовых ледяных залежей, приуроченных к подошве морских плейстоценовых отложений. Такие залежи отмечались как на западе (Приенисейский район), так и на востоке (Нордвикский район) территории. Инъекционные и сегрегационные льды чаще всего приурочены к глинистым отложениям и к контакту глин и песков. По этим льдам широко развиты термокарстовые озера, которые, как правило, глубоко врезаны и имеют глубину от нескольких метров до 10—15 м и более.

Аллювиальные отложения поймы и I надпойменной террасы имеют обычно для аллювия северных низкотемпературных районов криолитозоны строение. Пески русловых фаций относительно малольдистые, криотекстура массивная. Пойменная фация представлена тонким горизонтальным переслаиванием торфянистых, супесчано-алевритовых и ледяных прослоев. Общая объемная льдистость за счет текстурообразующего льда достигает 70—80 %. Криогенные текстуры преимущественно тонкошлировые горизонтально-слоистые и слоисто-сетчатые, часто поясковые. Осадконакопление и промерзание в пределах пойм имеет дифференцированный характер, определяемый четко выраженным полигонально-валиковым рельефом. С ним взаимосвязаны растущие сингенетические ледяные жилы, ширина которых поверху в отложениях современной высокой поймы р. Пясина, например, достигает 2—2,5 м, видимая вертикальная протяженность 4—5 м. Небольшие захороненные вертикальные ледяные жилы отмечаются в заиленных песках прирусловых отмелей и намывных островов в руслах рек (р. Пясина и др.).

В пределах озерно-аллювиальных равнин, формировавшихся в зырянско-каргинское время, многолетнее промерзание происходило одновременно с осадконакоплением и толща озерно-аллювиальных отложений этого времени характеризуется криогенным строением сингенетического типа. Как правило, это довольно мощная, от 15—20 м на западе до 30—40 м на востоке, толща сильно льдистых отложений, залегающая на морских и прибрежно-морских отложениях. Восточнее р. Хатанги в торфяно-иловатых и алевритовых отложениях пойменных фаций развиты повторно-жильные льды мощностью более 20 м.

В восточной части региона озерно-аллювиальные отложения исследованы на междуречье Бэйэнчимэ — Куойка и в Бэйэнчимэнской впадине О. Г. Боярским на абсолютных высотах 90—110 м. Они представлены довольно однородной по составу толщей пылеватых супесей и суглинков, местами иловатых, с включением растительных остатков темно-серого и коричневатого цвета с зеленоватым и сизоватым оттенками. Для толщи характерны горизонтальная слоистая и линзовидная криогенные текстуры, толщина ледяных прослоек изменяется от 1 до 10—15 см, между прослоями льда криотекстура микролинзовидная, частота шлирков изменяется от 1 до 10 см. Толща пронизана ледяными жилами шириной поверху 2,5—3,5 м, видимой мощностью 2—3 м. В скважинах повторно-жильный лед был встречен на глубинах от 2,4 до 11 м (см.



Рис. 48. Обнажение повторно-жильных льдов на склоне термокарстового озера. Фото О. Г. Боярского

рис. 40). Жилы льда сверху перекрыты супесчано-суглинистой толщей покровных отложений с горизонтально-слоистыми криогенными текстурами мощностью 1,5—2 м и вскрываются на склоне термокарстового озера (рис. 48). Основным рельефообразующим процессом в пределах озерно-аллювиальных равнин является термокарст. На западе территории, где жильные льды имеют небольшую мощность, при их вытаивании образуются значительные по площади (до нескольких километров в поперечнике), но мелкие (2—3 м) озера, как правило, с низкими берегами. При вытаивании жильных льдов на дренируемых участках формируется байджераховый тип рельефа. Значительные пространства занимают днища спущенных озер, заболоченные, интенсивно промерзающие и подверженные активному пучению. К ним приурочены высокие, до 10 м и более, многолетние бугры пучения с ледяными ядрами (гидролакколиты). В связи с тем, что при сингенетическом промерзании наряду с образованием высокой льдистости не происходит уплотнения отложений или оно очень мало, осадки при протаивании могут достигать больших значений (до 50 % и более от мощности протаявшей толщи).

Строение криолитозоны на примере западной части Енисей-Хатангского прогиба

Северо-Сибирская равнина в плейстоцене претерпела сложную историю развития, в которой имели место покровные оледенения и неоднократные морские трансгрессии. Значительные участки территории этого региона представляли собой арену быстрой смены обстановок осадконакопления и, следовательно, условий теплообмена в системе горные породы — атмосфера. Это обусловило дискретность в распределении мощности мерзлых толщ и разнообразие вертикального разреза криолитозоны. Наибольшей сложностью в строении криолитозоны характеризуются районы, находившиеся в сфере влияния сартанского оледенения, для которых характерно чередование в вертикальном разрезе криолитозоны мерзлых и талых горизонтов пород. Такое строение криолитозоны было выявлено при анализе результатов интерпретации данных вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), выполненного С. Ф. Хруцким и А. А. Киселевым в 1974 г. по региональному профилю длиной 70 км, ориентированному в субмеридиональном направлении вдоль левого берега р. Пясина. Профиль начинается от устья р. Агапа и заканчивается в бассейне р. Мокоритто (рис. 49). В пределах этого профиля выполнено 30 точек ВЭЗ по стандартной методике с максимальным разносом питающих электродов 2500 м. Профиль охватывал основные элементы сартанского ледникового рельефа: днище Пясинской гляциодепрессии с развитием морских и озерно-ледниковых отложений, а также мокоритгский краевой пояс ледниковых образований. Геологический разрез с поверхности на обширных равнинах представлен толщей озерно-ледниковых осадков песчаного состава с про-

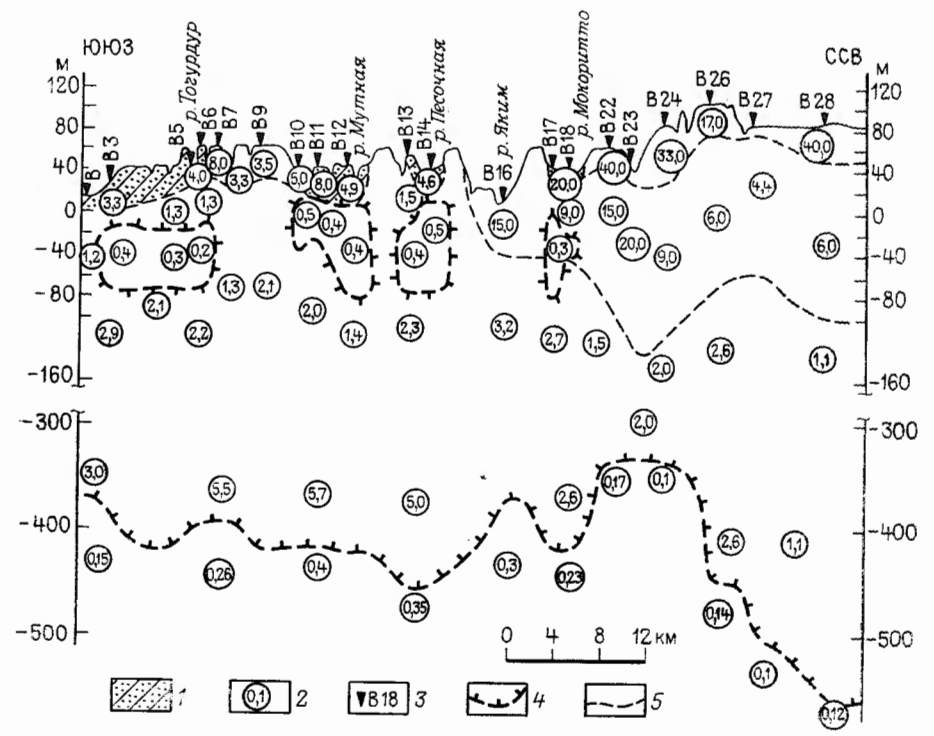


Рис. 49. Геоэлектрический разрез по профилю устье р. Агапы — р. Мокоритто:
1 — озерно-ледниковые отложения: пески с отдельными прослоями супесей и суглинков; *2* — удельное электрическое сопротивление пород, тыс. Ом·м; *3* — точка постановки ВЭЗ и ее номер; *4* — граница многолетнемерзлых пород; *5* — литологические границы и границы пород с различной льдистостью по данным ВЭЗ

слоями супесей и суглинков, на грядовых повышениях — песчаными и супесчаными флювиогляциальными отложениями, в долине р. Пясина и ее притоков — аллювиальными осадками песчано-супесчаного состава, часто оторфованными. Рыхлый покров мощностью от 20 до 80 м перекрывает толщу осадочных пород юры и мела, представленных песчаниками, аргиллитами, конгломератами, песками с прослоями алевритов и глин. Интересной особенностью исследуемого района является присутствие в верхней части геологического разреза толщи озерно-ледниковых отложений верхнечетвертичного возраста, образовавшихся в обширных гляциодепрессиях, вытянутых вдоль долин рек Пур, Нижняя Буотанкага, Мокоритто, Пясина, ограниченных с севера Мокоритгским краевым поясом конечно-моренных гряд. В некоторых гляциодепрессиях до настоящего времени сохранились крупные озера.

Уже на стадии качественной интерпретации кривых ВЭЗ однозначно выявляется интересная закономерность. Для всех участков профиля, в пределах которых в верхней части геологического разреза присутствуют верхнечетвертичные озерно-ледниковые отложения, полученные кривые ВЭЗ имеют ярко выраженный элемент *H* в средней части кривой (см. рис. 49). Это говорит о присутствии в верхней части разреза слоя пород с существенно пониженным значением электрического сопротивления по сравнению с вмещающими породами. При этом такие кривые встречаются исключительно в пределах названных участков. Для всего остального профиля характерны кривые типа *KQ*, *KQQ*, *AKQ* и др., т. е. обычные для участков распространения многолетнемерзлых пород кривые ВЭЗ «мерзлотного» типа.

Количественная интерпретация кривых ВЭЗ подтверждает наличие слоев низкого сопротивления в верхней части разреза многолетнемерзлых пород (см. рис. 49). Удельное электрическое сопротивление (УЭС)

пород этих слоев составляет от 120 до 500 Ом·м, в то время как УЭС перекрывающих и подстилающих пород колеблется в пределах 1300—5000 Ом·м и более. Опорный низкоомный горизонт в геоэлектрическом разрезе, соответствующий в геокриологическом разрезе талым породам, подстилающим многолетнемерзлые толщи, характеризуется интервалом величины УЭС от 80 до 400 Ом·м. Мощность слоя низкого сопротивления на тех участках, в пределах которых он развит, отличается значительной изменчивостью — от 20 до 80 м, в среднем составляя 60—70 м. Однако при этом глубина залегания нижней границы этого слоя остается в пределах всего профиля довольно стабильной величиной, изменяясь от 100 до 120 м. Глубина залегания верхней границы слоя изменяется более существенно — от 30 до 60 м.

Результаты геокриологической интерпретации полученного геоэлектрического разреза (см. рис. 49) заключаются в следующем. Присутствие слоя пониженного значения УЭС в верхней части разреза может быть объяснено тремя наиболее вероятными причинами: 1) литологической изменчивостью разреза — в этом случае этот прерывистый слой должен быть представлен глинистыми породами, электрическое сопротивление которых и в талом и в мерзлом состоянии мало; 2) присутствием в разрезе достаточно сильно засоленных грунтов, которые в мерзлом состоянии содержат большое количество незамерзших минерализованных растворов и поэтому обладают низкими значениями УЭС; 3) двухслойным строением многолетнемерзлых пород. В этом случае прерывистый слой повышенной проводимости отвечает межмерзлотному талику, разделяющему многолетнемерзлые породы, развитые с поверхности, и реликтовый слой мерзлых пород.

Морские каргинские отложения, подстилающие озерно-ледниковые, представлены мелководными фациями чередующихся тонких слоев глин и алевритов мощностью 1—3 см, с песчаными слоями, содержащими линзы и прослои галечников. Представляется маловероятным наличие в этих отложениях мощных залежей глин в виде линз мощностью 60—80 м и протяженностью 5—10 км. Кроме того, в этом случае необъяснима однозначная пространственная приуроченность аномальных низкоомных слоев к залегающим с поверхности озерно-ледниковым отложениям. Также трудно связывать наличие аномальных слоев с присутствием в разрезе засоленных грунтов. Как правило, толщи горных пород, насыщенных минерализованными водами, встречаются в нижней части геокриологического разреза. Трудно объяснить также прерывистый по горизонтали характер распространения низкоомного горизонта в пределах более или менее однородных по составу и залеганию каргинских отложений.

Для более однозначной геокриологической интерпретации полученного геоэлектрического разреза рассмотрим палеогеографическую обстановку условий формирования и динамики развития многолетнемерзлых толщ в верхнем плейстоцене и голоцене на исследуемой территории. В течение всего позднего плейстоцена в пределах участков, не подвергавшихся затоплению морем, господствовали суровые мерзлотные условия. Температура поверхности грунтов не поднималась выше 0 °С. Вместе с тем, как показывает геологическое строение исследуемого участка, поверхность его целиком или частично погружалась ниже уровня моря. Последняя трансгрессия, которая привела к частичному затоплению территории, происходила в каргинское время.

В сартанское время рассматриваемая территория подверглась оледенению. Ледник распространялся здесь в виде крупной Пясинской лопасти, которую характеризуют спокойное растекание, ареальная дегляциация с образованием нескольких локальных, преимущественно насыпных конечных морен (мокоритгские гряды) [2]. В течение сартанского оледенения в пределах рассматриваемой территории существовали крупные озера, образование которых связано с подпруживанием ледником р. Пясина и ее притоков. Максимум озерной трансгрессии совпадал, очевидно, с началом дегляциации ледникового покрова. На дне этих озерных котловин и формировались упомянутые выше озерно-ледниковые отложения.

Как показали геофизические исследования, прерывистый слой пониженного электрического сопротивления в верхней части разреза наблюдается исключительно на тех участках профиля, в пределах которых в позднесартанское — голоценовое время существовали обширные озера. Следовательно, на этих участках происходило в это время многолетнее протаивание пород, что привело к формированию довольно глубоких несквозных таликов. Грубые оценки скорости многолетнего протаивания под озерами для исследуемой территории показывают, что подозерный талик мощностью 100—120 м может образоваться за 17—22 тыс. лет. После спуска озер началось многолетнее промерзание пород подозерного талика с поверхности. Таким образом, наиболее убедительным объяснением существования в верхней части разреза слоев с аномально низкими значениями УЭС является предположение о наличии на этих участках двухслойного строения многолетнемерзлой толщи.

Построенный геоэлектрический разрез дает возможность оценить льдистость мерзлых пород, слагающих верхнюю часть разреза, а также мощность многолетнемерзлых пород и изменчивость этих характеристик вдоль профиля. Анализ геоэлектрического разреза показывает, что весь профиль по однородности распределения указанных характеристик можно разделить на две части.

Многолетнемерзлые породы в пределах участка профиля южнее р. Мокоритто в целом по разрезу отличаются довольно низкими значениями УЭС и меньшей, чем в северной части профиля, мощностью. Относительно повышенными значениями УЭС характеризуются многолетнемерзлые породы в самой верхней части разреза. Они образуют слой, не всегда выдержанный по простиранию, мощность которого составляет 20—30 м УЭС пород в этом слое — от 3,3 до $8 \cdot 10^3$ Ом·м. Ниже по разрезу залегают породы со значением УЭС от 1,3 до $3 \cdot 10^3$ Ом·м и лишь у самой нижней границы в отдельных точках УЭС повышается до 5—$5{,}7 \cdot 10^3$ Ом·м. УЭС подстилающих талых пород составляет 200—400 Ом·м. Такие в целом невысокие значения УЭС многолетнемерзлых пород свидетельствуют, видимо, об их незначительной льдистости. Несколько повышена льдистость лишь в самой верхней части разреза. Мощность многолетнемерзлых пород колеблется на этом южном участке профиля в значительных пределах — от 390 до 510 м, составляя в среднем 460—470 м.

Существенно отличается строение разреза многолетнемерзлых пород к северу от р. Мокоритто. В верхней части разреза появляется горизонт высокоомных пород (от 20 до $40 \cdot 10^3$ Ом·м), выдержанный по простиранию и мощности (от 15 до 45 м). Такие значения УЭС могут быть объяснены повышенной льдистостью пород. Подстилается этот горизонт слоем пород также с повышенными сопротивлениями (от 5 до $15 \cdot 10^3$ Ом·м), который интерпретируется как слой пород с относительно повышенной льдистостью. Мощности многолетнемерзлых пород в пределах северной части профиля также закономерно возрастают до 580—640 м. Вертикальные электрические зондирования, выполненные в области развития комплекса отложений, относимых к зырянскому горизонту (южнее устья р. Дудыпта), показывают увеличение мощности криолитозоны до 500—550 м. Полученные по профилю значения мощности многолетнемерзлых толщ хорошо согласуются с данными по региону, приведенными в табл. 10.

ГЛАВА 11

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЕНИСЕЙ-ПУТОРАНСКОГО РЕГИОНА

Енисей-Путоранский регион занимает северо-западную окраину Сибирской платформы, протягиваясь на расстояние более 700 км с юга на север, от 64° с. ш. до оз. Пясино. На Западе границей служит Енисей, на востоке — восточные отроги плато Путорана и Сыверма, а на севере — Северо-Сибирская низменность.

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород

Орогидрография. В орографическом отношении исследованная территория разделяется на две крупные части: Приенисейскую равнину, граничащую с северо-восточной частью Западно-Сибирской низменности, и горные массивы плато Путорана. Их разделяют глубокие и широкие депрессии — Рыбнинско-Норильская и Хантайская, на востоке глубоко заходящие в горы Путорана.

Приенисейская равнина приподнята над уровнем моря в среднем на 100 м и является продолжением Западно-Сибирской низменности. Это слабо наклоненная на северо-запад низменность с большим количеством озер. Среднесибирское плоскогорье (плато Путорана) включает такие горные массивы, как Хараелах, Норильское плато, Лонтокойский Камень, Ламские горы и лавовое разновысотное купольное плато. Поверхность плато Путорана поднята ступенями до 1200—1600 м над уровнем моря. Средняя высота гор 900—1200 м, наивысшая — 1701 м находится в их центральной части. Наиболее распространены перепады высот 800—1000 м, на западе, севере и востоке базальтовое плато обрывается резкими уступами до 300—500 м высоты. К югу плато плавно понижается, постепенно переходя к общему уровню плоскогорья с высотами 500—700 м. Для этого массива, по Ю. П. Пармузину [63], характерны: равнинность междуречий, занятых горными тундрами и гольцами; резкие перегибы (обычно в виде столбчатых отвесных скал) от междуречных равнин к склонам глубоко врезанных долин рек; ступенчатость склонов вследствие горизонтального залегания лавовых и базальтовых покровов, невыработанный продольный профиль водотоков — ступенчатость тальвега рек, изобилующих порогами и водопадами, остатки покинутых, нередко крупных, древних долин на современных водоразделах с остаточными озерами в тальвегах бывших рек; резкие переглубления некоторых участков русел современных рек в виде узких, длинных и очень глубоких озер. Южная половина региона представляет собой полого-холмистое густо- и глубокорасчлененное реками и озерами денудационно-эрозионное низковысотное (100—500 м) плато.

Гидрографическая сеть представлена Енисеем с такими его правыми притоками, как Нижняя Тунгуска, Курейка, Хантайка, Дудинка и другие, и верховьями притоков Нижней Тунгуски: Виви, Тембенчи, Эмбенчимэ, Кочечум и др. Притоки многоводны, порожисты, а вытекающие из озер реки имеют зарегулированный сток. С момента начала таяния снега высота подъема уровня воды в течение двух месяцев нарастает до 3,5—4,2 м. По типу питания (55—60 % стока) они относятся к снеговым, грунтовое питание незначительно. Наименьшая толщина льда (100—110 см) образуется на глубоких озерах, наибольшая (120 см) — на мелких. Толщина льда в отдельные годы на мелких реках достигает 160—170 см. Вскрытие рек происходит с середины мая до середины июня, ледостав в районе Туруханска продолжается 190 дней.

На плато Путорана насчитывается 9520 озер [63]. В основном Путоранские озера являются проточными и связаны с речными долинами:



Рис. 50. Обнажение озерных отложений плиоцен-плейстоценового возраста в обрыве 45-метровой террасы реки Курейка. Фото Ю. П. Пармузина

Таблица 11

Морфометрические данные озер плато Путорана.
По Ю. П. Пармузину [63]

Озера	Длина, км	Ширина, км (мин. — макс.)	Площадь, км²	Измеренная глубина, м	Высота зеркала над уровнем моря, м
Лама	82	1,1—13	466	254	53
Кета	96	1—13,3	365	99	93
Глубокое	44	1,5—6	136	185	53
Мелкое	44	1,5—12	265	5 и 25	50
Хантайское	110	1—18	560	110	73
Дюпкун	134	0,3—5	212	86	107
Анама	50	0,6—1,7	75	120	217
Ядун	8	1,3—2,2	16	53	317
Агата (нижнее)	56	1,3—4,3	179	161	219
Северное	38	0,8—3,1	60	132	201
Няктингда	26	1,7—6,3	86	119	272
Агата (верхнее)	29	1,6—2,5	58	111	219
Виви	88	1,1—5,5	231	130	256
Нижнее Тембенчи	45	1—3,5	86	35	384
Верхнее Тембенчи	19	0,3—2	19	53	416
Дюпкун	31	2—4,6	99	142	388
Харпича	23	0,7—1,7	34	160	481
Аян	56	0,7—3,2	100	158	470

новообразованными, перестроенными и древними (рис. 50). Характерной их чертой является большая длина и глубина при небольшой ширине (табл. 11). Все котловины наиболее крупных озер внутренней части базальтового плато крутосклонны, дно самых крупных озер (Лама, Глубокое, Кета, Хантайское) лежит ниже уровня океана. Наиболее реальной причиной образования долинных озер на плато Путорана Ю. П. Пармузин считает локальные трещины растяжения базальтовых покровов в наиболее ослабленных участках региональных разломов в процессе общего подъема плато. Такими участками наибольших напряжений являются крупные блоки с различной интенсивностью их подъема на полосе перехода высот Путоранского купола от 1000—1200 к 600—700 м южного и юго-западного секторов [63]. Воды озер

базальтового плато, несмотря на их большую глубину, характеризуются большой мягкостью, что указывает на отсутствие связи с подстилающими базальты карбонатными породами.

Типичные термокарстовые озера развиты среди равнин с мощным покровом четвертичных отложений и не характерны для базальтового плато. Их глубины невелики, обычно не превышают 2—3 м, и даже в таком большом озере, как Пясино, составляют 0,5—5,5 м, достигая 24 м на ограниченном участке размыва льдистых толщ в северной части озера.

Климат и растительность. В регионе отчетливо прослеживается климатическая зональность и высотная поясность. В южной части Приенисейской равнины среднегодовая температура воздуха составляет —7,6 °С (г. Игарка), в районе Норильска —9,8 °С, в районе Волочанки —12 °С. Регион характеризуется продолжительной зимой, когда устойчивые морозы (от —25 до —30 °С, иногда до 50 °С) прерываются прохождением циклонов, сопровождающихся сильными ветрами и метелями. На широте г. Норильска лето практически отсутствует. За лето здесь принимается промежуток не менее 30 дней с температурой выше 15 °С. Максимальные температуры (10—15 °С) приурочены к июлю, минимальные температуры воздуха наблюдают в январе (минус 25—30 °С). Абсолютная амплитуда колебаний температуры воздуха для г. Норильска равна 82 °С. Переход температуры через 0 °С происходит во второй декаде мая и в первой—второй декаде сентября. В течение всего лета севернее Игарки отмечаются заморозки. Годовое количество осадков невелико: от 300—350 мм в тундре до 500 мм в северной тайге. Снежный покров держится в течение 8—9 мес. Высота и плотность снежного покрова различны в зависимости от рельефа и растительности. На обдуваемых открытых площадках снежный покров сильно уплотнен имеет высоту 0,1—0,2 м. В понижениях рельефа мощность снега достигает 2—3 м и более, он может лежать до середины июля или конца августа, иногда сохраняется до следующей зимы. Плотность снега в норильской лесотундре в начале зимы составляет 0,15—0,20 г/см^3, к середине зимы она достигает 0,30, а к концу — 0,40 г/см^3.

Горы Путорана полностью находятся в поясе субарктического климата, на стыке Атлантического и Сибирского секторов. Почти до 94° в. д. горы подвержены частым вторжениям циклонов атлантических воздушных масс, в связи с чем их западная половина характеризуется более сильными ветрами, чем восточная, большим числом атмосферных осадков (700—1000 мм/год по сравнению с 320 мм/год на востоке), более мощным снежным покровом (70 см на западе и 40—60 см на востоке). На открытых местах происходит интенсивный перенос снега при частых в первую половину зимы метелях. Значительная масса снега сносится в Норильскую депрессию и другие горные долины. Средняя продолжительность залегания снежного покрова в горах составляет 250—280 дней, в равнинной части уменьшаясь до 226 дней.

Характерной особенностью климатических условий Енисей-Путоранского региона являются сильные ветры, средняя скорость которого равна 5—7 м/с, скорость ветра в районе Норильска может достигать 40 м/с. Наиболее сильные ветры наблюдаются зимой и весной; обычно они сопровождаются обильными осадками. Число дней с метелями в году колеблется в подзоне лесотундры от 30 до 74, в подзоне северной тайги (Игарка) — от 32 до 78, в Туруханске — от 7 до 80.

Влияние растительного покрова на формирование температурного режима пород связано с накоплением снежного покрова, изменением его мощности и плотности. В этом отношении особенно велика роль кустарников, способствующих наибольшему накоплению снега и его невысокой плотности. В пределах северной зоны и в горной области, где растительный покров невелик, его влияние как отепляющего фактора незначительно. В южной зоне Приенисейской области (от Игарки до Хантайки) развит довольно густой лес (лиственница, ель, реже береза). Высота деревьев иногда достигает 15—20 м. Широко развиты сфагновые и лишайниково-сфагновые болота крупнобугристого типа. Северная зона (от Хантайки до Дудинки) характеризуется редколесьем из сибирской лиственницы, ольхи, берез (преимущественно карликовых). Деревья низкие, угнетенные, не превышающие 2—5 м. Редколесье чередуется с участками тундры и бугристых торфяных болот. В понижениях между увалами, буграми, около озер развиты осоково-пушициевые и сфагновые болота. Распределение растительности в горной области зависит от абсолютной высоты поверхности, состава, льдистости и мощности рыхлого покрова, характера распределения снежного покрова. Вершины гор и крутые обрывистые склоны заняты лишайниковыми или разреженными дерновыми тундрами гольцового пояса гор. Для подгольцового пояса характерно развитие лиственничных редин и зарослей кустарников (ерников, ольховника). На сглаженном рельефе к гольцовому поясу примыкает полоса с кустарниками, ниже появляется разреженная древесная растительность угнетенного облика. В верховьях ручьев развиты осоковые и осоково-кустарничковые тундры. У подошвы склонов плато и в долинах рек развито лиственничное редколесье с примесью ели и березы. В верховьях ручьев развиты осоковые и осоково-кустарничковые тундры. У подошвы склонов плато и в долинах рек развито лиственничное редколесье с примесью ели и березы. В понижениях рельефа распространены заросли полярных ив и березок.

Почвы в равнинах суглинистые и глинистые дерново-подзолистые, кислые, местами заболоченные, со слабой дифференциацией на генетические горизонты. Содержание гумуса в верхних 2—5 см обычно не превышает 2 %. Северная половина региона относится к подзоне редкостройной тайги. Почвы, даже в нижних частях склонов, маломощны, хрящеваты, слабо дифференцированны на генетические горизонты, с маломощным (5—10 м) перегнойным горизонтом.

Геологическое строение. Енисей-Путоранский регион в тектоническом отношении соответствует Норильско-Туруханской зоне поднятий, представленной серией гребневидных и куполовидных антиклиналей, флексур и мульд, и Тунгусской синеклизе. Большое значение в формировании геокриологической обстановки региона имеют разрывные нарушения, особенно глубинные разломы. В западной части региона (рис. 51) выделяются: Приенисейский прогиб, выполненный мощной толщей мезозойских песчано-глинистых пород, моноклинально погружающихся к западу; Дудинское субмеридиональное поднятие, сложенное гипсово-доломитовыми породами девонского возраста; Норильская мульда, выполненная маломощными отложениями угленосной тунгусской серии и мощной толщей вулканогенных пород пермо-триаса; Хантайско-Рыбнинское валообразное поднятие северо-восточного простирания, сложенное карбонатными породами среднего и верхнего кембрия, ордовика и силура. Тунгусская синеклиза выполнена полого погружающимися на восток угленосными пермско-каменноугольными отложениями и эффузивными породами триаса. Границы отдельных структур в ряде случаев представляют собой зоны глубинных и региональных разломов.

Формирование рельефа региона неразрывно связано с инверсионным этапом тектонического развития западной окраины Тунгусской синеклизы. Структурные элементы находят непосредственное отражение в современном морфоструктурном плане региона. Гомоклинали западного борта Тунгусской синеклизы соответствует обращенная Путоранская морфоструктура, Норильско-Хараелахскому прогибу и Хантайско-Рыбнинскому валообразному поднятию — соответственно одноименные положительная и отрицательная морфоструктуры. Туруханo-Дудинская зона поднятий вследствие размыва палео-Енисеем не находит четкого выражения в современном рельефе.

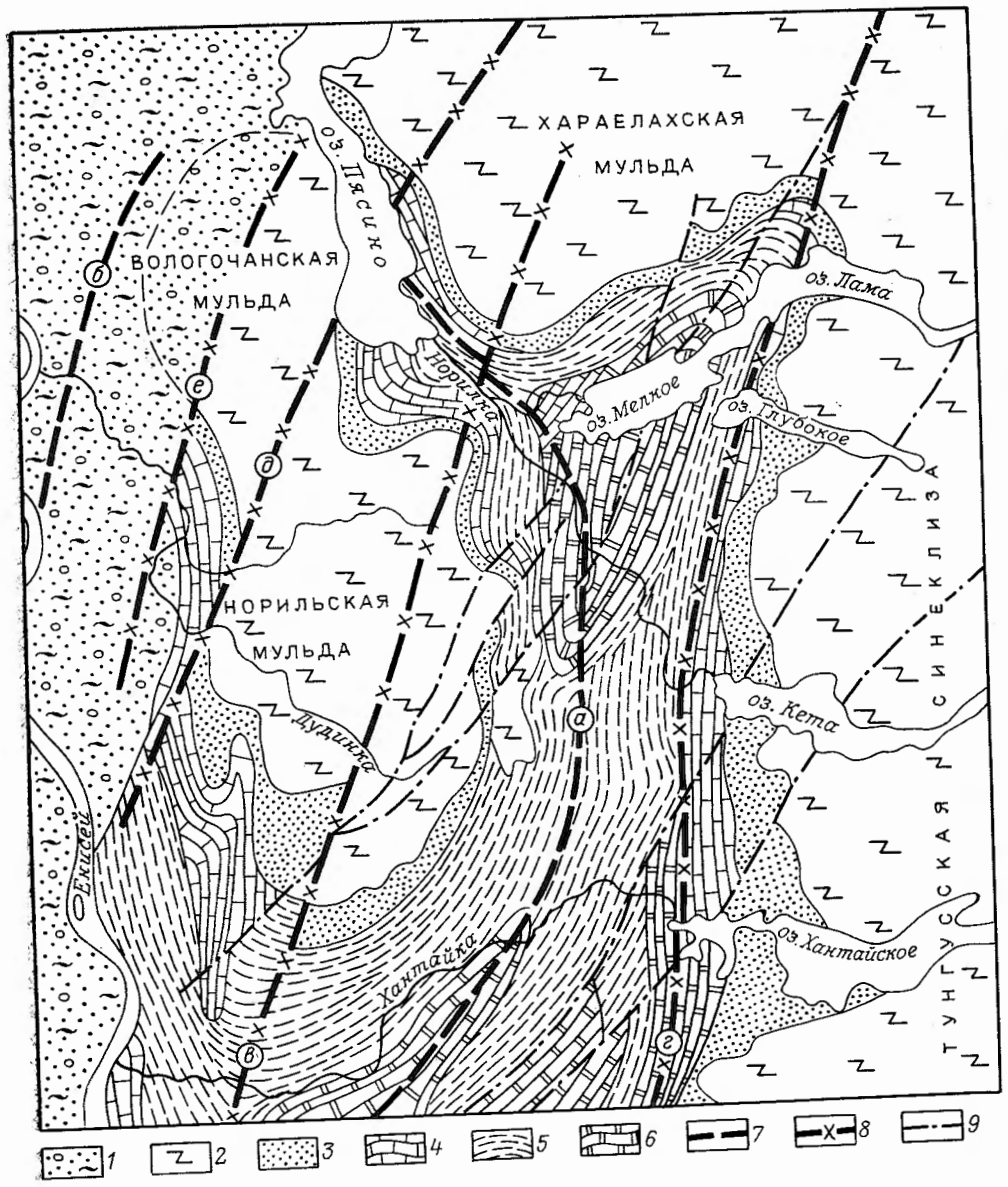


Рис. 51. Геолого-структурная карта западной части Енисей-Путоранского региона:
1 — четвертичные отложения; *2* — пермо-триасовые образования; *3* — пермо-карбоновые породы; *4* — девонские породы; *5* — отложения силура и ордовика; *6* — кембрийские отложения; *7* — осевая линия валов (*а* — Хантайско-Рыбнинского, *б* — Дудинского); *8* — зоны глубинных разломов (*в* — Богадинский, *г* — Фокинско-Пясинский, *д* — Норильско-Хараелахский, *е* — Имангдинско-Летнинский); *9* — сбросы, оперяющие разломы

Рост положительных морфоструктур сопровождался последовательным образованием и унаследованным развитием сложно ориентированной системы разрывных нарушений, явившихся основой для заложения гидрографической сети. В четвертичный период значительная рельефообразующая роль принадлежала эрозионно-денудационным и криогенным процессам, проявление которых стимулировалось новейшими тектоническими движениями, а также карсту, суффозии, дефляции и др.

Формирование основных структур района связано с историей развития всей Сибирской платформы. В геологическом разрезе развит комплекс широкого стратиграфического диапазона от среднекембрийских до современных. Нижне-среднепалеозойские отложения слагают платообразные поднятия и представлены мощной (до 5000 м) толщей

морских мелководных и лагунных карбонатных отложений. Наиболее древней из них является карбонатная формация кембрия — нижнего силура, сложенная известняками и доломитами, с редкими прослоями глинистых сланцев, аргиллитов, песчаников, известняковых конгломератов. В конце раннего или в среднем карбоне, в стадии завершения региональных пликативных дислокаций закладывались основные структуры региона — Хантайско-Рыбнинский и Дудинский валы. В позднепалеозойское время в лагунно-континентальных условиях произошло накопление угленосных осадков тунгусской серии, залегающих на размытых породах морского палеозоя и представленных метаморфизованными песчаниками, аргиллитами, алевролитами, вмещающими пласты каменного угля. В конце поздней перми по глубинным разломам произошли излияния лав основного состава и образование мощной туфолавовой толщи (более 2000 м), а также внедрение интрузий, продолжавшееся до среднего (?) триаса. Лавовая толща представлена базальтами с прослоями и линзами пирокластических и осадочных пород. Интрузивные породы представлены траппами — долеритами и габбро-долеритами, а также крупными телами дифференцированных интрузий, с которыми связаны все месторождения сульфидных медно-никелевых руд в Норильском районе.

Кайнозойские отложения имеют различный генезис и состав и распространены в регионе повсеместно. Они покрывают маломощным чехлом элювия и делювия водоразделы и их склоны, слагают ледово-морские, ледниковые, озерно-аллювиальные равнины, речные и озерные террасы. Наиболее древними являются плиоцен-среднечетвертичные аллювиальные отложения, которые в основном выполняют древние переуглубленные долины и находятся в погребенном состоянии. Четвертичные отложения представлены ледово-морскими, лагунными, озерными, аллювиальными, дельтовыми, ледниковыми, делювиальными, десерпционными, солифлюкционными и пролювиальными комплексами, имеющими возраст от среднечетвертичного до современного включительно. Состав и свойства четвертичных пород чрезвычайно пестры в связи с различием условий осадконакопления в пределах различных структурных и геоморфологических элементов, спецификой криогенеза и др. По составу четвертичные отложения образуют широкий ряд от суглинков, глин и торфа до валунно-галечных и щебнистых образований с различным заполнителем. Общая мощность четвертичных отложений изменяется от 2 до 90 м.

Гидрогеологические условия. На описываемой территории они определяются двумя главнейшими факторами: структурно-геологическими особенностями региона и широким развитием многолетнемерзлых пород. По отношению к многолетней мерзлоте подземные воды являются надмерзлотными, подмерзлотными и водами сквозных таликов.

Надмерзлотные воды почти повсеместно связаны с отложениями четвертичного возраста; кроме того, они могут быть встречены в верхних трещиноватых зонах вулканогенного комплекса пород. Мощность надмерзлотных комплексов в районе в целом определяется глубиной сезонного протаивания, тесно связанного с составом пород и не превышающего 3 м. К ним относятся воды элювиально-делювиальных и осыпных накоплений и воды болотных отложений. Значительно большую мощность имеют надмерзлотные воды озерно-аллювиальных и аллювиальных водоносных комплексов, в которых под руслами рек и под озерами могут формироваться мощные (до 20 м) потоки грунтовых вод, сохраняющие в течение всего года свободную поверхность.

Воды сквозных таликов приурочены к руслам таких рек района, как Енисей, Хантайка, Норилка и другие, к днищам наиболее крупных озер (табл. 9), а также к зонам отдельных тектонических нарушений. Как правило, они водообильны, что объясняется хорошими фильтрационными свойствами вмещающих их пород (обычно гравийно-галечные и песчаные отложения или сильнотрещиноватые породы) и благо-

приятными условиями питания (за счет притока речных вод или подтока подмерзлотных вод глубоких горизонтов).

Подмерзлотные воды приурочены преимущественно к дочетвертичным породам, и глубина их залегания, а также характер водопроницаемости тесно связаны с геологическими структурами. Рассматриваемая территория принадлежит к трем крупным гидрогеологическим бассейнам: Западно-Сибирскому артезианскому, Хантайско-Рыбнинскому складчатому и Тунгусскому артезианскому. В пределах Хантайско-Рыбнинского бассейна в качестве бассейна второго порядка можно выделить Норильскую мульду.

В Западно-Сибирском артезианском бассейне подмерзлотные воды порового типа приурочены к песчаным отложениям верхнего мела. Глубина залегания подземных вод превышает 200—400 м. Воды напорные, в центральных частях бассейна — самоизливающиеся. В западной части Хантайско-Рыбнинского бассейна (в пределах Хантайско-Дудинской зоны поднятий) водоносными являются девонские гипсово-доломитовые отложения. Подземные воды напорные, залегают на глубине 70—100 м. По данным буровых скважин, пьезометрические уровни устанавливаются вблизи дневной поверхности. Наибольшая водообильность наблюдается в верхней части комплекса, с глубиной она снижается и на глубине 150—200 м от кровли горизонта породы практически неводоносны. Воды относятся преимущественно к подмерзлотным и местами образуют естественные выходы в виде восходящих родников.

В пределах Норильской мульды, в современном рельефе представляющей собой значительно расчлененное низкогорье, подмерзлотные воды приурочены к вулканогенным толщам пермо-триаса и к угленосным отложениям тунгусской серии. На водоразделах они залегают на глубинах свыше 400 м, а в долинах рек и межгорных депрессиях вскрываются скважинами на глубинах от 30—50 до 300—400 м, т. е. всегда ниже современного эрозионного вреза. Вследствие мощного верхнего водоупора, представленного толщей многолетнемерзлых пород, подземные воды имеют восходящий характер. Их пьезометрический уровень устанавливается на самых разных глубинах, иногда выше устья скважины. Водоносность вулканогенных пород в целом слабая. Более значительные запасы воды сосредоточены в повышенно-трещиноватых зонах, приуроченных к дизъюнктивным нарушениям различного порядка. По зонам тектонических нарушений происходит разгрузка высоконапорных вод пермо-триасового комплекса в долины рек и днища озер. С ними связаны здесь многие сквозные талики, конфигурация которых отчетливо повторяет ориентировку основных нарушений.

Тунгусский артезианский бассейн занимает территорию Тунгусской синеклизы. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы — раннетриасового возраста с пресными, реже — солеными и рассольными водами, приурочены к зонам тектонических разрывов. В отложениях среднего и нижнего палеозоя, а также верхнего докембрия повсеместно распространены высококонцентрированные рассолы.

Оценка влияния природных факторов на формирование геокриологических условий

Геокриологические условия в Енисей-Путоранском регионе чрезвычайно неоднородны. Мощность многолетнемерзлых пород изменяется от 5 до 800 м и более, а в межгорных долинах значительные пространства (до 40 %) заняты таликами даже на севере региона. Среднегодовая температура пород варьирует в широком диапазоне: от —7 до +7 °С. Основным теплоизолирующим фактором, предохраняющим породы от промерзания в зимний период, является снежный покров. На возвышенностях с мощностью снега от 20—50 см его отепляющее влияние оценивается до 2—4 °С, в отрицательных формах рельефа (200—

250 см) — до 10—11 °С. Под влиянием снежного покрова и в зависимости от его мощности температура на поверхности пород изменяется от —7 до +1 °С.

Значительное влияние на формирование температурного режима пород оказывают водоемы и водотоки, широко развитые на Приенисейской аккумулятивной равнине и в межгорных долинах. Данные термометрических измерений и расчетов показали, что мерзлые породы отсутствуют под многочисленными термокарстовыми озерами, глубина которых превышает толщу льда. В районе Норильска и Игарки мощность таликов под термокарстовыми озерами составляет 0,75 и 0,5 м соответственно. Боковое воздействие водоемов невелико и сказывается лишь в узкой прибрежной полосе. Реки также оказывают отепляющее влияние. Под крупными реками (Енисей, Норилка, Талнах и др.) сохраняется постоянный подрусловый талик. Отепляющее влияние рек зависит от скорости течения. В целом за счет отепляющего влияния снежного покрова и водотоков в подрусловых отложениях может формироваться среднегодовая температура пород, близкая к нулю и не превышающая 2 °С.

Состав и свойства пород существенно влияют на формирование геокриологических условий региона. Так, базальты с коэффициентом теплопроводности, в 1,5—3 раза превышающим таковые рыхлых отложений, зимой охлаждаются сильнее, что приводит к их более низким среднегодовым температурам. Низкие среднегодовые температуры и большие мощности мерзлых пород формируются также на участках торфяников. Переувлажненный слой торфа вследствие незначительной его теплопроводности в талом состоянии и затратам тепла на испарение в летнее время изолирует подстилающие отложения от прогревания. Зимой же высокие значения λ мерзлого торфа (2,1—2,3 Вт/м·К) способствуют его высокой теплоотдаче. Кроме теплофизических свойств пород значительное влияние на тепловое состояние оказывают их фильтрационные свойства.

Инфильтрация летних атмосферных осадков приводит к значительному тепловому эффекту, препятствующему промерзанию. При этом существенное значение имеет мощность зоны инфильтрации. В тех случаях, когда она ограничивается мощностью сезонноталого слоя, ее влияние незначительно. На участках, где мощность хорошо фильтрующих гравийно-галечных отложений превышает 6—7 м, что имеет место на дельтах и аккумулятивных речных террасах, инфильтрация обусловливает наличие талых пород со среднегодовой температурой до 1,5 °С. Учитывая эффект инфильтрации, большое значение при анализе геокриологических условий приобретает не только состав верхнего от поверхности комплекса отложений, но и характер подстилающих пород. На древней дельте р. Хараелах (уровень II надпойменной террасы) мерзлые породы отсутствуют на участках, где гравийно-галечные дельтовые отложения подстилаются галечниками ледово-морского генезиса. Там, где ледово-морские отложения представлены глинами, наблюдаются мерзлые породы.

Влияние состава пород тесно связано с условиями их обводнения и наличием подземных вод. Надмерзлотные воды в основном оказывают отепляющее влияние; на склонах оно увеличивается сверху вниз по мере нагревания потока при движении.

Большое влияние оказывают также подземные воды нижне—среднечетвертичных аллювиальных и ледово-морских отложений. Значительная водообильность, высокие значения температур воды (+2—+3 °С) этого комплекса создают барьер для проникновения температурных колебаний с поверхности. Особенно велико влияние водообильной водоносной пачки древнечетвертичного аллювия, выполняющего переуглубленные долины рек Хараелах, Талнах, Ергалах и др. В контуре распространения этой водоносной пачки, даже при самых суровых условиях теплообмена на поверхности (малая мощность снежно-

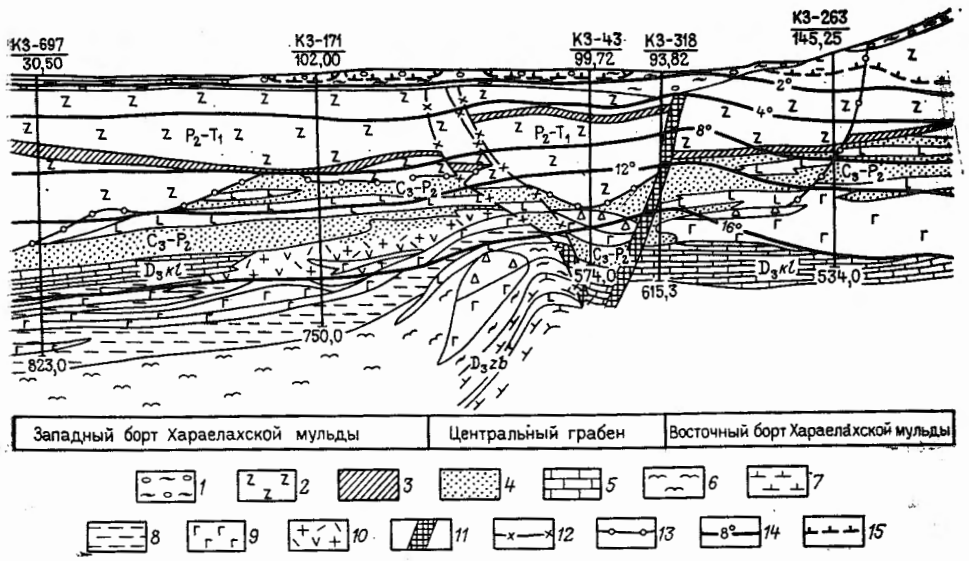


Рис. 52. Мерзлотно-геотермический разрез Талнахского месторождения:

1 — четвертичные валунно-галечные отложения с суглинистым заполнителем; *2* — базальты, эффузивные породы (P_2—T_1); *3* — туфы, туффиты, осадочные породы тунгусской серии и девона (C_3—P_2, D); *4* — песчаники мелко- и тонкозернистые; *5* — известняки; *6* — аргиллиты; *7* — мергели пестроцветные с прослоями ангидритов; *8* — переслаивание мергелей и ангидритов, интрузивные породы; *9* — габбро-диабазы, габбро-долериты, долериты; *10* — метаморфические породы, роговики, контактово-измененные породы; *11* — зона дробления; *12* — тектонические нарушения сбросового характера; *13* — тектонические контакты трещинно-блоковых структур; *14* — геоизотермы; *15* — нижняя граница мерзлых пород

го покрова, заболоченность и т. д.), мощность мерзлых пород не превышает 10—15 м. В областях разгрузки, приуроченных к антиклинальным структурам и зонам тектонических нарушений, подземные воды выносят тепло, аккумулированное в глубинных структурах, создавая повышенные тепловые аномалии.

В пределах положительных структур (Дудинско-Хантайских поднятий, Хантайско-Рыбнинского вала) тепловой поток изменяется от $8{,}5 \cdot 10^{-2}$ до $5{,}2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в то время как в отрицательных структурах (Норильская мульда) он не превышает $3{,}9 \cdot 10^{-2}$—$4{,}5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². При этом мощности многолетнемерзлых пород при прочих равных условиях в Норильской мульде и Приенисейском прогибе составляют около 300 м, а на участках Хантайско-Рыбнинского вала, где происходит разгрузка глубинных подземных вод и выявлены высокие скорости фильтрации (до 0,1 м/ч), мерзлые породы отсутствуют, либо имеют незначительные мощности. В зонах разломов величины суммарного теплового потока из недр достигают 3,9—20,0 Вт/м².

Все разрывные нарушения и связанная с ними трещиноватость пород в регионе оказывают существенное влияние на распространение мерзлых и талых пород. На территории Талнахских месторождений наименее суровые мерзлотные условия наблюдаются в пределах грабена и других зон тектонических нарушений. На этих участках мерзлота отсутствует, а среднегодовая температура пород достигает плюс 6—7 °С. Эти участки, характеризующиеся аномально высокими для региона температурами, довольно четко пространственно связаны с разрывными нарушениями. В пределах главного тектонического шва и западных сбросов Норильско-Хараелахского грабена талики с такой высокой температурой соответствуют зонам очень сильной и повышенной трещиноватости. Вне грабена талики связаны главным образом с оперяющими грабен тектоническими нарушениями второго порядка (рис. 52).

Следует отметить, что в пределах массивов гор Отдельной, Скалистой и Медвежьей нижняя граница мерзлоты не зависит от рельефа, а

простирается параллельно горизонтальной кровле повышенно трещиноватых пород, располагаясь над ней на расстоянии 90—100 м. Эта трещиноватая зона повсеместно обводнена и, очевидно, нивелирует нижние граничные условия существования мерзлых толщ. Генетически трещиноватость этой зоны обязана, по-видимому, криогенным процессам циклического промерзания — оттаивания у нижней границы.

Распространение, мощность и температурный режим мерзлых и талых пород

Особенности геологического строения, состав и свойства пород, а также условия теплообмена на поверхности и в массиве позволяют выделить на западе региона три геокриологические области: 1) Приенисейскую аккумулятивную равнину; 2) Хантайскую и Рыбнинско-Норильскую межгорные долины; 3) Норильское структурно-денудационное плато.

Приенисейская аккумулятивная равнина, протягивающаяся по правому берегу Енисея и расширяющаяся в его северной части до 150 км, сложена мощной толщей четвертичных отложений, подстилаемых мезозойскими песчано-глинистыми породами. Рельеф ее преимущественно ледниково-морской и лагунно-морской, крупнохолмистый и плоский, осложненный бугристо-западинными микроформами и термокарстовыми и старичными озерами, площадь которых достигает 40 %. Многолетнемерзлые породы распространены широко, мощность их изменяется от 200—250 м на севере Приенисейской равнины до 15—30 м на юге. Сквозные и несквозные талики наблюдаются только под руслами рек, в прирусловой части поймы, под озерами. На участках больших снежных заносов на юге наблюдаются сквозные талики, а на севере несквозные талики достигают 5—6 м. На I надпойменной террасе Енисея многолетнемерзлые породы характеризуются еще более низкими температурами: от минус 4—4,5 °С на севере до —2 °С на юге. Особое место в пределах I надпойменной террасы занимают торфяники, значительные площади которых (до 40 %) расположены в термокарстовых понижениях. В районе Игарки среднегодовая температура пород изменяется от —0,1 °С в межбугровых понижениях до минус 1,5—2,5 °С в торфяных буграх.

Лагунно-прибрежно-морские песчано-глинистые отложения в геокриологическом отношении изучены недостаточно. По скважинам и геофизическим данным вблизи оз. Пясино, на глубине подошвы слоя годовых колебаний температура составляет —3 °С, мощность мерзлоты достигает 100—150 м. В изученных разрезах преобладают суглинки и глины, имеющие слоисто-сетчатую криогенную текстуру с прожилками льда мощностью 0,1—1 см, редко до 4—10 см. В широко развитых блюдцеобразных котловинах, где скапливается снег, мощность мерзлоты значительно снижена, под озерами сохраняются талики. Повышенные участки характеризуются повсеместным развитием многолетнемерзлых толщ, мощность которых у северной границы Сибирской платформы превышает 400 м, а в районе Дудинки снижается до 50—75 м. Породы характеризуются высокой льдистостью, слоисто-сетчатой криогенной текстурой.

При одинаковых условиях теплообмена на поверхности мощность многолетней мерзлоты на террасах зависит от состава подстилающих пород. В случае, когда под аллювием залегают песчаные породы казанцевского возраста или аллювий переуглубленных долин, мерзлые породы отсутствуют или имеют малую мощность, так как отепляются грунтовыми водами. На участках, где аллювиальные отложения подстилаются глинами и суглинками, суровость геокриологических условий возрастает.

В пределах озерно-аллювиальной равнины исследованиями [40, 41 и др.] выявлены большие мощности мерзлых толщ: 150—190 м в 100 км южнее Игарки, свыше 265 м — в бассейне р. Турухан и около 400 м — у широты Полярного круга. В пределах Хантайской и Норильско-Рыбнинской межгорных депрессий широко развиты многолетнемерзлые породы, приуроченные к ледово-морским, озерным и дельтовым отложениям. Внутренняя структура Хантайско-Рыбнинских дислокаций осложнена многочисленными разрывными нарушениями различных порядков. Многие из них разработаны реками, имеющими переуглубленные русла. Эти факторы способствуют формированию как сквозных, так и подрусловых таликов, что создает пеструю и менее суровую геокриологическую обстановку в регионе.

Наиболее изучены мерзлотные условия в Норильской и Талнахско-Хараелахской долинах [26 и др.], где многолетнемерзлые породы не имеют повсеместного распространения. Талики составляют здесь около 30—40 %. Суровость мерзлотных условий нарастает от долин рек к области развития ледово-морских и озерных террас. Мощности мерзлых пород в среднем изменяются от 10—15 до 50—80 м. Температурный режим горных пород равнинной части характеризуется диапазоном температур от 0 до —3 °С, редко ниже —5 °С на участках распространения мерзлых пород, от 0 до +2 °С — на участках развития талых пород и до +7 °С на участках разгрузки подземных вод. Морские террасы у подножий гор Медвежья, Скалистая и Отдельная характеризуются среднегодовыми температурами от —0,5 до +0,5 °С, формирование которых определяется главным образом отепляющим влиянием снежного покрова и надмерзлотных вод. Мерзлые породы имеют здесь островное развитие и по мощности не превышают 30—50 м. Геокриологические условия в районах распространения глубоководной фации ледово-морских отложений характеризуются незначительным развитием таликов и среднегодовой температурой мерзлых пород от —0,5 до —2, —3 °С. На участках развития торфяников среднегодовые температуры понижаются до минус 2—5 °С, а мощности многолетнемерзлых пород возрастают до 100—150 м.

Характерной особенностью рельефа большей части этого района является широкое развитие котловин глубиной 5—7 м, занятых озерами с атмосферным питанием. Бугристо-западинный рельеф морских террас создает весьма неоднородные условия теплообмена на поверхности. Скопление снежных масс в западинах приводит к заполнению последних водами тающего снега. Водоемы аккумулируют тепло солнечной радиации, отепляя нижележащие породы. Под этими котловинами существуют сквозные талики, соответствующие очертанию озер. В пределах лагунных террас мощности мерзлых пород изменяются от 50—75 до 100—150 м, а среднегодовые температуры — от —3 до —7 °С. Многочисленные мелкие водоемы не образуют здесь сквозных таликов. Наиболее суровые мерзлотные условия наблюдаются на участках, где глинистые отложения перекрыты озерно-болотными отложениями. Здесь среднегодовые температуры пород составляют минус 5—7 °С, а мощность мерзлоты достигает 150 м. В пределах древних дельт мерзлотные условия менее суровы и характеризуются среднегодовыми температурами от 0 до —2 °С.

Весьма неоднородны геокриологические условия каргинско-сартанской озерной равнины, где мерзлые породы приурочены к буграм и по площади занимают не более 60 %, прерываясь сквозными и надмерзлотными таликами под озерами и обводненными болотами. Среднегодовая температура таликов изменяется от 1 до 2 °С, мерзлых пород — от —3 до —5 °С. В контактных и пограничных с таликами зонах температура мерзлых пород повышается до минус 2—1 °С, а мощность мерзлых пород уменьшается от 75 до 30 м.

Пойма и террасы рек Талнах, Хараелах и Норилка характеризуются наиболее мягкими мерзлотными условиями, где температура по-

род колеблется от —0,2 до —3 °С, понижаясь на участках торфяников. Аллювиальные отложения поймы мощностью 2—7 м представлены валунно-галечными породами с песчаным заполнителем и прослоями супесей и суглинков и подстилаются озерными и ледово-морскими отложениями. Поймы часто характеризуются распространением талых пород с температурой +1—2 °С, с более высокой (до +3 °С) на участках тектонических нарушений. В талом состоянии находятся породы под руслами таких рек, как Норилка, Рыбная и Квадратная, и ручьев Медвежий и Угольный, в низовьях рек Наледная и Щучья и др. В пределах Лонтокойского Камня и гор Хараелах у подножия склонов мощность мерзлоты составляет 50—100 м, в средней части склонов — 100—200 м, на вершине 300—400 м. Даже на юге региона, на широте р. Хантайки, она превышает 200 м.

Геокриологические условия структурно-денудационного плато Путорана характеризуются сплошным распространением мерзлых пород в горных массивах и таликами только под глубокими озерами (см. табл. 9), расположенными в каньонообразных долинах. В горной части имеется тенденция к увеличению мощности многолетнемерзлых пород с повышением абсолютных отметок, совпадающая с тенденцией к понижению их среднегодовых температур. В пределах наиболее приподнятых и расчлененных участков плато более глубокому промерзанию способствует боковое охлаждение. В соответствии с этим высокие плато характеризуются максимальными для региона мощностями мерзлоты, достигающими 500—800 м и более на высотах рельефа до 1000 м на севере и 1100 м — на юге региона. С увеличением высоты рельефа до 1600—1700 м мощность мерзлоты может возрастать до 1100 м и более. На высоких вершинах плато формируются наиболее низкие среднегодовые температуры пород (—11 °С и ниже), с уменьшением высоты водоразделов они повышаются до минус 7—9 °С. Характерное для узких долин застаивание холодных воздушных масс воздуха в зимнее время приводит к значительному выхолаживанию пород в верхних крутых частях склонов, практически лишенных снежного покрова. В нижних частях долин в зимний период накапливаются значительные массы снега (2—3 м и более), которые существенно предохраняют днища долин от промерзания.

Анализ геотемпературного поля глубоких горизонтов, выполненный на месторождениях Талнахского рудного узла [26], свидетельствует о том, что, с одной стороны, мерзлые толщи большой мощности в горной части связаны с величиной среднегодовых температур и их распределением в толще пород, а с другой — установлена определенная связь аномалий в среднегодовых температурах пород с аномалиями глубинных температур, подчиняющихся тектоническому контролю. Локальные аномалии, выражающиеся в повышении градиента, приурочены к тектоническим нарушениям и зонам их влияния: Норильско-Хараелахскому разлому и системе оперяющих его сбросов. Геотермические градиенты в туфолавовых породах в пределах тектонически ненарушенных массивов имеют модальное значение 1,35 °С/100 м, в зоне влияния тектонических нарушений различных порядков градиент изменяется от 1,95 до 2,75 °С/100 м. Аналогичная картина наблюдается и в девонских отложениях. В интрузивных породах значения градиентов достигают 5 °С/100 м, что по сравнению с типичными для Сибирской платформы (1—3 °С/100 м) является повышенным.

Закономерности, отмеченные при анализе распределения геотермических градиентов, обусловливают и особенности распределения глубинных температур. Сравнение температурных кривых по скважинам, расположенным в тектонически ненарушенных блоках и в зонах тектонических нарушений, показывает, что различие в температурах пород на глубине до 1500 м составляет в пределах небольшого района 5—6 °С (рис. 53). Отчетливый тектонический контроль обнаруживается в распределении температур глубоких горизонтов Талнахского

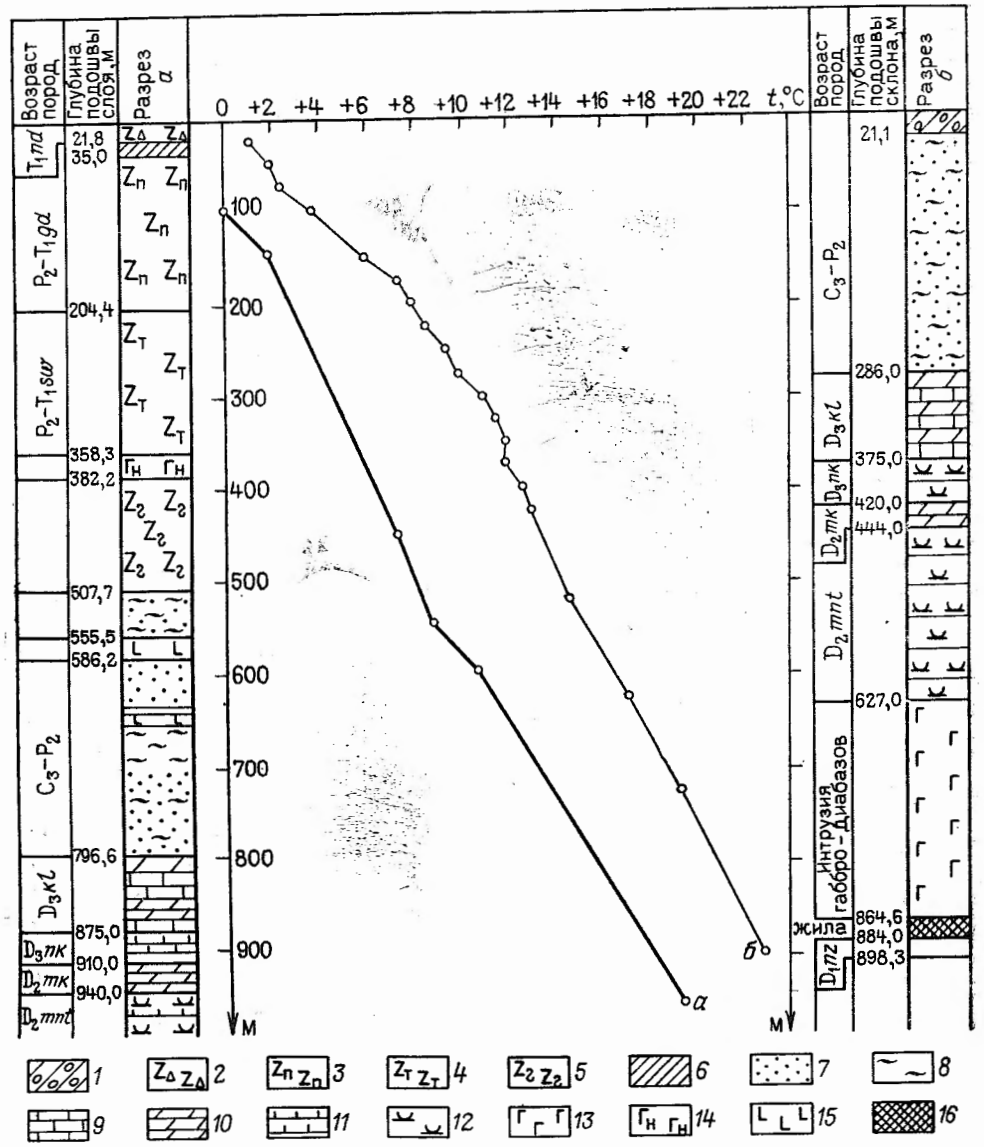


Рис. 53. Изменение температуры в различных тектонических структурах:
а — на участке спокойного залегания пород; *б* — в зоне разрывных нарушений: *1* — валунно-галечные отложения с суглинистым заполнителем; *2* — базальты полифировые; *3* — базальты пикритовые; *4* — базальты толеитовые; *5* — базальты двуполевошпатовые; *6* — туфы, туффиты; *7* — песчаники, алевролиты, аргиллиты; *8* — аргиллиты; *9* — известняки; *10* — доломиты; *11* — мергели; *12* — ангидриты; *13* — габбро-диабазы; *14* — габбро-долериты; *15* — долериты; *16* — руда

участка, где температура пород на горизонте минус 471 м изменяется от 8 до 16 °С, повышаясь от бортов мульды к Норильско-Хараелахскому разлому [26]. Установлено, что изотерма +16 °С вытянута вдоль главного тектонического шва, а +14 °С ограничивает грабен, образуя характерные изгибы в сторону оперяющих сбросов. Величина теплового потока для Норильского района составляет $6{,}7 \cdot 10^{-2}$ Вт·м$^{-2}$, что является довольно высокой, если учесть, что для Сибирской платформы его среднее значение не превышает 4,2 Вт·м$^{-2}$ [81].

Состав и криогенное строение пород

В скальных мерзлых породах плато и их склонов, представленных базальтами, ледяные включения довольно редки. Криогенные текстуры неполновыраженные, являются унаследованными и приурочены к тек-

тоническим трещинам и трещинам криогенного выветривания у подошвы мерзлоты.

Ледово-морские отложения в пределах морских террас характеризуются неравномерным распределением ледяных включений по глубине, определяющим комплекс криогенных текстур слоисто-сетчатого типа. Максимальное льдовыделение отмечается в верхней пачке пород, представленной суглинками с прослоями галечников и песков. Преобладающими криогенными текстурами являются линзовидно-волнистые, сменяющиеся с глубиной на горизонтально-слоистые.

Криогенное строение прибрежных ледово-морских отложений характеризуется текстурой, образованной льдом-цементом пленочного, реже контактного типа. Увеличение льдистости приурочено к прослоям суглинков и глин с сетчатой криогенной текстурой, с ледяными линзами мощностью 6—8 см и суммарной льдистостью 30—40 %. Часто мощность ледяных прослоев на глубине 9—10 м достигает 20 см.

Мерзлые суглинистые отложения глубоководной фации (переслаивание с прослоями песков) имеют в целом слоистую криотекстуру. При промерзании толщи происходила миграция влаги к контакту этих прослоев и увеличение мощности ледяных включений в контактных зонах до 3—5 см, а суммарной льдистости (влажности) до 40—50 %.

Озерные глины и тяжелые суглинки имеют высокую льдистость, составляющую 40—50 % объема породы. Криотекстура мерзлых глин слоистая и слоисто-сетчатая (рис. 54). На глубине от 3 до 7—8 м почти повсеместно залегают крупные ледяные тела инъекционного типа.



Рис. 54. Слоистая криогенная текстура озерных глин каргинско-сартанской террасы (рисунок с фотографии керна скв. М-3)

Лагунные отложения в разрезе четко выделяются повышенной льдистостью. В зависимости от состава отложений криогенные текстуры сетчатые (глины) и слоисто-сетчатые (суглинки, супеси), беспорядочные и косослоистые, реже массивные (пески). Толщина ледяных шлиров изменяется от 2—5 до 10—20 мм, реже 50 мм. С глубиной льдистость уменьшается в целом от 70 до 20 %.

Все заторфованные поверхности и торфяники разбиты серией морозобойных трещин, которые выполнены повторно-жильными льдами (рис. 55). Максимальная мощность ледяных жил в 2,5—6,8 м отмечается в толще супесчано-суглинистых отложений с включениями крупнообломочного материала. Криогенная текстура дельтовых галечников массивная. Лед-цемент преимущественно пленочного типа облекает обломочный материал. Льдистость невысокая: 15—20 %. Отдельные шлиры льда приурочены к прослоям песчано-глинистых пород и по толщине не превышают 1—5 мм. Верхняя часть льдово-морских отложений, непосредственно подстилающих дельтовые образования, характеризуется повышенной льдистостью. Ледяные включения в виде линз и прослоев наблюдаются до глубины 10—12 м. Мощность ледяных прослоев в суглинках достигает 8—10 см, а их направление изменялось от горизонтального до почти вертикального. Льдистость аллювиальных отложений достигает 60 % в оторфованных суглинках и

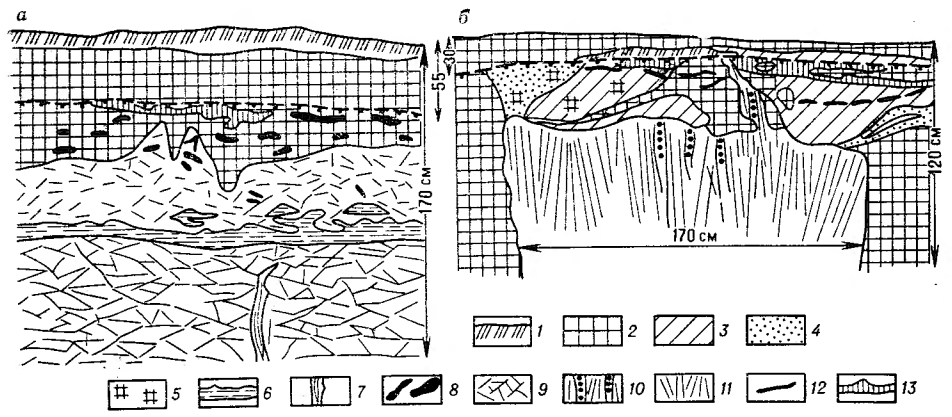


Рис. 55. Криогенное строение каргинских лагунных отложений в центре блоков (*а*) и в межбугровых понижениях (*б*):

1 — почвенно-растительный слой; *2* — торф; *3* — суглинок; *4* — песок; *5* — оторфованность; *6* — прослои и линзы льда; *7* — прожилок льда; *8* — сложношлировая криотекстура торфа; *9* — беспорядочная и кососетчатая криотекстура; *10* — жильный лед пузырчатой текстуры; *11* — вертикальнослоистый лед; *12* — отдельные шлиры льда; *13* — прослой стекловатого льда на подошве сезонноталого слоя

супесях. Криогенные текстуры в супесчано-суглинистых отложениях — слоистые и сетчатые, в галечниках — массивные.

Физико-механические свойства скальных пород в мерзлом и талом состоянии практически неизменны и существенно различны в основных генетических типах четвертичных отложений. Наиболее древними являются плиоцен-среднечетвертичные аллювиальные отложения, которые в основном выполняют древние переуглубленные долины и находятся в погребенном состоянии. Более молодые отложения представлены ледово-морскими, ледниковыми, флювиогляциальными, озерными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными и другими комплексами от среднечетвертичного до современного возраста.

Делювиальные и делювиально-солифлюкционные верхнечетвертичные — современные отложения развиты на пологих (до 10—15°) склонах и представлены преимущественно суглинистыми сильнольдистыми отложениями с большим содержанием щебня и дресвы мощностью от 1 до 5 м. Суммарная (естественная) влажность колеблется от 36 % у супесей до 52 % у суглинков, а объемная масса скелета составляет в среднем 1,48 г/см³ у талых пород и 1,09—1,24 г/см³ у мерзлых. Породы сильно сжимаемы (коэффициент сжимаемости $0{,}065 \cdot 10^{-5}$ Па$^{-1}$), при оттаивании приобретают текучую консистенцию и могут давать значительную осадку (до 17—18 %). В летний период поверхности, сложенные солифлюкционными отложениями, сильно переувлажнены; при инженерной подрезке склонов происходит их оплывание.

Ледово-морские средне-верхнечетвертичные отложения распространены в Приенисейском районе и в Норильско-Рыбнинской депрессии, слагая возвышенные водораздельные пространства. Сложены они галечниками, песками, супесями и суглинками с включениями грубообломочного материала мощностью от 10 до 150 м. Галечники и гравийно-галечные отложения с 20—25 % содержанием супесчаного и суглинистого заполнителя характеризуются примерно одинаковыми физическими свойствами в талом и мерзлом состоянии. Объемная масса скелета колеблется от 1,66 до 2,26 г/см³ в талом состоянии и от 1,7 до 2,18 г/см³ — в мерзлом; пористость соответственно изменяется от 25 до 37 %. Слабая льдистость отложений определяет их незначительную осадку (не более 5 %). Пески гравелистые, пылеватые и чистые кварц-полевошпатовые, с массивной криогенной текстурой. Содержание крупнообломочного материала не превышает 20 %. Чистые пески преимущественно крупно-среднезернистые, содержание песчаных частиц достигает 93 %. Естественная влажность составляет 10—20 %, увеличивается в тонкозернистых разновидностях до 30 %. Объемная масса скелета талых пород в среднем 2,15 г/см³, а мерзлых снижается до 1,98 г/см³. Пористость талых песков 30—40 %, мерзлых — преимущественно 40—50 %. Суммарная осадка при оттаивании под нагрузкой $4 \cdot 10^5$ Па не превышает 3—8 %. Среди глинистых пород преобладают пылеватые суглинки и супеси; включения гравия, гальки и валунов составляют 5—30 %. Характеризуются криогенной сетчатой и слоисто-сетчатой текстурой; толщина ледяных прослоев — 2—10 см. Известны крупные линзы льда в суглинистых отложениях Кайерканского угольного разреза, где их мощность достигает 8—15 м и более. Суммарная влажность мерзлых глинистых пород близка к верхнему пределу пластичности, иногда превышает его. Основные показатели свойств глинистых грунтов различны в зависимости от теплового состояния пород и глубины залегания. Наблюдается увеличение объемной массы и уменьшение пористости талых и мерзлых пород с глубиной. Объемная масса талых пород по сравнению с мерзлыми выше, а пористость их меньше. Супеси сильнольдистые, при влажности, близкой к пределу текучести, являются просадочными, среднельдистые — непросадочными. Среднельдистые суглинки относятся к непросадочным грунтам, суммарная осадка при оттаивании под нагрузкой $4 \cdot 10^5$ Па не превышает 2 %. Сильнольдистые суглинки при влажности, близкой к пределу текучести, являются просадочными, при влажности в 1,5 раза выше предела текучести — сильнопросадочными. Их суммарная осадка при оттаивании под нагрузкой $3 \cdot 10^5$ Па достигает 15—55 %.

Ледниковые средне-верхнечетвертичные отложения занимают значительные площади, особенно в северо-восточной части региона. Они представлены валунно-галечными отложениями с суглинистым заполнителем или плотными валунными суглинками, супесями, песками мощностью от 5 до 12 м, редко — до 25—30 м. Валунно-галечные отложения, находящиеся в мерзлом состоянии, слабольдистые, обладают массивной, реже слоистой криогенной текстурой. Валунные суглинки и супеси содержат в среднем 39—46 % гравия, гальки и валунов, 22—28 % песчаных частиц и 23—31 % пылеватых. Плотность их высокая — 2,81—2,84 г/см³. Естественная влажность в талом состоянии колеблется от 9 до 39 % (в среднем 20 % у супесей и 18 % у суглинков). Суммарная средняя влажность моренных отложений 25 % у супесей и 30 % у суглинков. Объемная масса мерзлых грунтов составляет 2,11—2,13 г/см³, объемная масса скелета — 1,77—1,8 г/см³, пористость — 37 %.

Озерные верхнечетвертичные отложения представлены преимущественно глинами, суглинками и супесями мощностью до 60 м. Для них характерна горизонтальная, местами ленточная слоистость, оглеенность, прослои и линзы торфа, слоистая и слоисто-сетчатая криогенная текстура. Глинистые грунты обладают текуче-пластичной консистенцией в талом состоянии и значительной льдонасыщенностью — в мерзлом. Глины сильновлажные; объемная масса скелета 1,23—1,88 г/см³ в талом состоянии и 0,73—1,34 г/см³ в мерзлом; пористость талых глин 41—61 %, мерзлых — 59—70 %. Тепловая осадка при оттаивании достигает 15—48 %. Суглинки также сильновлажные и водонасыщенные; объемная масса скелета уменьшается от 1,26—1,74 г/см³ у талых грунтов до 1,04—1,26 г/см³ у мерзлых, пористость увеличивается соответственно от 42—60 до 43—76 %. Суммарная осадка при оттаивании колеблется от 4 до 48 %. Супеси, по единичным определениям, характеризуются примерно такими же значениями свойств. Средние значения суммарной влажности озерных мерзлых отложений превышают предел текучести. Талые глины и суглинки сильно сжимаемы; коэффициент относительной просадочности при нагрузках $1 \cdot 10^5$—$3 \cdot 10^5$ Па в среднем составляет $0{,}01 \cdot 10^5$—$0{,}03 \cdot 10^{-5}$ Па$^{-1}$. Осадка мерзлых грунтов изменяется от 10 до 50 %.

Озерно-болотные верхнечетвертичные — современные отложения развиты в пределах равнинных пространств в замкнутых озеровидных впадинах, а также вблизи берегов современных озер. Сложены они торфом преимущественно слабой и средней степени разложения мощностью 0,5—6 м, подстилаемым сизовато-серыми суглинками, супесями, иловатыми песками мощностью до 15 м. Суглинистые грунты находятся обычно в мерзлом состоянии, имеют криогенную текстуру от тонко- до крупнослоистой при льдистости до 90 %; объемная масса составляет 1,45 г/см³ в мерзлом состоянии и 1,77 г/см³ в талом; естественная влажность 33—35 %. При оттаивании грунты приобретают текучую консистенцию, легко деформируются и уплотняются, осадка достигает 13—20 %. Торф сфагновый, осоково-сфагновый, иногда древесный с грубоволокнистой структурой; криогенная текстура крупнослоистая, слоисто-сетчатая и массивная, прослои льда могут достигать 1,5 м; суммарная влажность колеблется в пределах 81—714, в среднем 310 %; объемная масса ниже единицы; пористость достигает 70—90 %. При оттаивании торф может давать осадку до 60—80 %.

Аллювиальные верхнечетвертичные и современные отложения выполняют долины рек, слагая в основном низкие террасы и пойму. Представлены они галечниками, гравелистыми песками, супесями. Гравийно-галечные отложения имеют средние значения объемной массы 2,16 г/см³, объемной массы скелета 1,94 г/см³, пористости 33 %. Значение плотности и влажности мерзлых и талых грунтов близки между собой. Мерзлые грунты характеризуются массивной криогенной текстурой.

Сезонное промерзание и оттаивание пород

Разнообразие природных условий региона приводит к большому разнообразию типов и режима сезонного промерзания и оттаивания пород. По классификации В. А. Кудрявцева, сезонное промерзание и сезонное оттаивание по среднегодовым температурам пород относится в основном к переходному (0±1 °С), полупереходному (1±2 °С) и длительно-устойчивому (2±5 °С) типам. По амплитудам температур на поверхности (их физическим значениям) типы сезонного протаивания в пределах Приенисейской равнины являются преимущественно континентальными и реже — повышенно-континентальными (17—21 °С). Наличие переходных типов сезонного промерзания и оттаивания создает предпосылки для новообразования мерзлоты и разобщения многолетнемерзлых пород со слоем зимнего промерзания в связи с динамикой природных и техногенных факторов. В слое сезонного промерзания и оттаивания развиты почти все геолого-генетические комплексы: гравийно-галечные отложения аллювиального, дельтового и ледово-морского генезиса, озерные и ледово-морские суглинки, супеси и пески, озерно-болотный торф. На поверхности плато сезонное оттаивание происходит в базальтах, перекрытых маломощным чехлом элювиально-делювиальных суглинков с дресвой и щебнем. Для всех этих отложений характерно уменьшение глубины сезонного промерзания и оттаивания по мере возрастания дисперсности. Так, аллювиальные гравийно-галечные отложения при температуре —1, —2 °С оттаивают на 2,5—3 м, а лагунные суглинки при той же температуре — на 1—1,5 м. С составом отложений тесно связана их влажность, определяющая разницу в приведенных глубинах: в гравийно-галечных отложениях — 10—20 %, суглинках — 40—50 %. При одинаковом составе отложений изменение их влажности приводит к значительным изменениям глубины промерзания и оттаивания. При увеличении влажности резко возрастает количество тепла, идущего на фазовые переходы, и в определенных пределах увеличивается коэффициент теплопроводности. В суглинках увеличение влажности на 10 % приводит к уменьшению глубины сезонного оттаивания на 0,4—0,6 м, в галечниках — на 0,6—0,9 м. С

уменьшением влажности и увеличением амплитуды температур на поверхности возрастает влияние среднегодовой температуры на сезонное промерзание — протаивание. Так, при амплитуде 15 °С и влажности 30 % изменение температуры на 1 °С изменяет глубину сезонного оттаивания суглинков на 0,4 м, а при влажности суглинков свыше 50 % — всего на 0,1 м.

Геоморфологические и гидрогеологические условия также влияют на формирование глубин сезонного оттаивания и сезонного промерзания пород. Наибольшие глубины сезонного оттаивания, достигающие 4,5—5,5 м, отмечаются на пологих и пологонаклонных участках плато, сложенных высокотеплопроводными и слабовлажными базальтами, перекрытыми маломощным (1—2 м) чехлом четвертичных отложений. Глубина сезонного оттаивания уменьшается вверх по склону по мере понижения температур пород до 1,2—2 м и увеличивается вниз по склону до 2—3 м, соответственно возрастанию мощности четвертичных отложений и увеличению влажности пород сезонноталого слоя.

Наименьшие глубины сезонного оттаивания наблюдаются на лагунной и озерной террасах, характеризующихся высокой влажностью отложений. Так, в песках и суглинках при их высокой влажности (льдистости) глубина оттаивания различается незначительно: в песчаных отложениях лагунной террасы при температурах от —2 до —5 °С она составляет 1—1,2 м, а в суглинках — 0,7—1 м. На участках пойм и террас, перекрытых торфом, глубина сезонного оттаивания при тех же температурах не превышает 0,3—0,8 м. На поймах, речных террасах и дельтах сезонное оттаивание в большой степени определяется наличием и отепляющим влиянием надмерзлотных вод, широко развитых в пределах сезонноталого слоя. Наименьшие глубины оттаивания наблюдаются там, где аллювиальные отложения имеют наименьшую мощность, представлены более глинистыми породами, а надмерзлотные воды отсутствуют. Сезонное оттаивание на террасах и дельтах относится в основном к переходному типу и в соответствии с изменением среднегодовой температуры периодически переходит в сезонное промерзание. Вероятность этого перехода увеличивается под влиянием режима надмерзлотных вод.

Сезонное промерзание в талых породах наиболее распространено на пойме и надпойменных террасах рек. Глубина его в гравийно-галечных отложениях колеблется от 2 до 3,8 м при изменении температуры от +5 до 0 °С и влажности от 50 до 20 %. Наибольшие глубины сезонного промерзания наблюдаются в суглинках — 0,4—1 м при влажности 30—50 % и среднегодовой температуре +1—2 °С. Гравийно-галечные отложения при влажности 20—25 % и температуре +3—5 °С промерзают на 2,5—3 м. Увеличение объемной влажности на 10 % при температуре +1—2 °С приводит к уменьшению глубины промерзания галечных отложений на 0,4—0,5 м.

Особенно большие изменения происходят в связи с освоением территории, когда снятие и уплотнение снежного покрова приводит к уменьшению глубины сезонного оттаивания, а на участках развития талых пород — к образованию перелетков и даже линз многолетнемерзлых толщ. Уничтожение растительного покрова, торфа, наоборот, вызывает повышение среднегодовых температур пород, увеличение глубины оттаивания и разобщение слоя зимнего промерзания с многолетнемерзлой толщей. Этот процесс сопровождается вытаиванием подземных льдов и образованием провальных форм рельефа и развит на озерной и лагунной террасах при бурении скважин и в колеях дорог.

Криогенные процессы и образования

Повсеместное распространение многолетней мерзлоты и суровые климатические условия обусловили в регионе развитие таких криогенных процессов, как солифлюкция, термокарст, пучение, наледеобразование

и соответствующих им образований. Пластовые залежи льда выявлены и изучены в Приенисейской равнине от широты Полярного круга (пос. Ермаково — Ледяная гора) до устья р. Енисей [41]. Пластовые залежи подземного льда широко распространены в Норильско-Хараелахской долине, в бассейне среднего течения р. Турухан, на правом берегу р. Большая Хета. Протяженность залежи льда в Ледяной горе составляет около 500 м, мощность — свыше 40 м. Льдосодержащая толща — моренные суглинки.

В районе пос. Талнах пластовые льды широко распространены на каргинско-сартанской озерно-аллювиальной равнине и пространственно связаны с тектоническими нарушениями, подновленными в новейшее время. Залежи пластовых льдов имеют мощность 10—15 м, с поверхности выражены буграми шириной 10—50 м при протяженности 100—500 м и имеют преимущественно северо-восточную ориентировку, совпадающую с направлением тектонической трещиноватости. Вопрос о происхождении мощных пластовых залежей льда до настоящего времени остается дискуссионным. Следует отметить, что исследователи, изучавшие одни и те же обнажения, по-разному трактуют генезис одних и тех же льдов.

Повторно-жильные льды описаны в низовьях Енисея и на Таз-Енисейском водоразделе Б. И. Втюриным, Н. С. Даниловой, Т. Н. Каплиной, М. М. Корейшей, Л. Н. Крицук и др. Современные повторно-жильные льды, залегающие в плоско- и крупнобугристых торфяниках, а также древние ледяные жилы в минеральных грунтах описаны в бассейне р. Хантайка и в районе Игарки [41]. Повторно-жильные льды распространены в районе оз. Пясино, по краю широкой Норильской депрессии и в центральной ее части. Они вскрываются под подошвой сезонноталого слоя и прослеживаются до глубины 8—15 м.

Наличие повторно-жильных и пластовых льдов определяет возможность развития термокарста при техногенных нарушениях поверхностных условий и изменениях климата в сторону потепления. Термокарстовые образования широко развиты в районе оз. Пясино, в долине р. Норилки и по ее притокам. Южнее Норильска значительная часть подземных льдов интенсивно вытаивает. Большое количество озер различной величины и формы отмечается между реками Дудинка и Хантайка. Южнее р. Хантайки процесс вытаивания крупных залежей льда, вероятно, уже завершился, так как здесь развито много термокарстовых озер и заболоченных понижений. В местах развития маломощных рыхлых отложений термокарст представлен неглубокими западинами и воронками диаметром 1—3 м и глубиной не более 0,5—0,7 м. Обычно это молодые формы. Там, где мощность рыхлых отложений более значительна, образуются крупные воронки или западины; некоторые из них заполнены водой или заболочены.

С термокарстом тесно связаны термоэрозионные процессы. Они широко распространены на склонах озерно-аллювиальной равнины и речных террас. Термоэрозионные промоины в долине р. Норилки достигают глубины 5—6 м. При техногенном нарушении дерново-растительного покрова термоэрозия связана с размыванием грунтов слоя сезонного оттаивания. Скорость бокового размыва очень велика в долине Енисея и достигает 4,4 м за 1,3 месяца при расходе воды 0,2 л/с.

По долинам рек Норильской и Хантайско-Рыбнинской депрессий и на склонах гор у выходов источников подземных вод интенсивно формируются как грунтовые, так и речные наледи; однако чаще они характеризуются смешанным типом питания. Среди них отмечаются крупные и даже гигантские наледи объемом от 3 тыс. м^3 (р. Талнах) до 2 млн. м^3 (р. Имангда). Известны наледи в долинах ручьев Медвежий, Угольный, Малый, Барьерный, на оз. Наледное и ручье Наледный, на озерах Квадратное и Хариусное, на р. Щучья, р. Долгая, р. Хараелах и других. К концу зимнего периода площади наледей могут достигать 300 тыс. м^2 при мощности льда до 2 м. Поверхность наледей осложняется ледяными буграми высотой до 1 м и от 3 до 8 м в диаметре. Наиболее исследована Ергалахская наледь, объем льда которой составляет около 10 млн. м^3. Эта наледь растет всю зиму и достигает 3,5 км в длину. В конце зимы происходят неоднократные взрывы наледного льда с образованием ледяных бугров. Весной при вскрытии рек наледи разрушаются, а на высоких частях пойм их остатки могут сохраняться до июля.

В пределах Приенисейской равнины развиты преимущественно речные наледи небольших размеров, максимальный рост которых происходит с середины ноября до середины января. После промерзания русла многие наледи питаются подрусловыми аллювиальными водами, приобретающими напор при промерзании.

Относительно высокая пылеватость пород приводит к их пучению при замерзании. Встречаются многолетние и сезонные бугры пучения как с ледяным ядром, так и без него. Размеры однолетних бугров различны: их длина в зависимости от условий подтока воды колеблется от нескольких метров до 100 м при высоте 1—2 м. Крупные многолетние бугры пучения на пойме Енисея достигают высоты 7—10 м, иногда до 15 м, при ширине от 20 до 200 м и длине отдельных бугров до 300 м. До глубины 0,5—0,8 м, как правило, они сложены торфом, ниже — мерзлыми сильнольдистыми пылеватыми суглинками с включением ледяных линз мощностью 5—7 м.

Интенсивное пучение с образованием многолетних бугров пучения наблюдается вблизи озер. Такие формы имеют широкое распространение на высокой пойме Енисея и связаны с многолетним промерзанием участков распространения талых пород, приуроченных к днищам старичных озер. Высота таких бугров составляет 1—2 м и более. Процессы пучения проявляются в деформациях инженерных опор газопроводов, линий электропередач, малозаглубленных зданий и т. п. Так, суммарное выпучивание отдельных опор газопровода при переходе через наледный участок может достигать 2,5 м.

В северной и восточной частях региона на склонах средней крутизны широко развиты процессы солифлюкции и распространены солифлюкционные явления. На крутых склонах с выходами на поверхность коренных пород преобладают осыпные и обвальные процессы. На юге солифлюкционные процессы ограничены локальными участками, что объясняется прерывистостью мерзлых толщ и их глубоким залеганием.

ГЛАВА 12

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АНАБАРСКОГО И ПРИАНАБАРСКОГО РЕГИОНОВ

Условия формирования многолетнемерзлых пород

Орогидрография. Территория Анабарского и Прианабарского регионов занимает северо-восточную часть Сибирской платформы. Сибирская платформа в современном рельефе азиатского материка выражена в виде единой морфоструктуры высшего порядка. Современная орография платформы представлена различными типами плато, плоскогорьями и равнинами. На рис. 56 показаны основные элементы морфоструктур Анабарской антеклизы: I_1 — эрозионно-аккумулятивные равнины внутриплатформенных неотектонических впадин (1 — Попигайская, 2 — Муруктинская, 3 — Аганылийская); I_2 — эрозионные равнины незначительного поднятия (4 — Центральноякутская приводораздельная эрозионная); II_1 — высокие (350—600 м) останцово-трапповые плато (5 — Верхневилюйское, 6 — Вилюйско-Мархинское, останцово-трапповое с бронированным рельефом); II_2 — пластовые (150—300 м) плато (7 — Котуй-Анабарское, 8 — Верхнеоленёкское, 9 — Оленёк-Анабарское, 10 — Оленёк-Вилюйское); II_3 — пластовое плато (150—300 м) с останцовы-

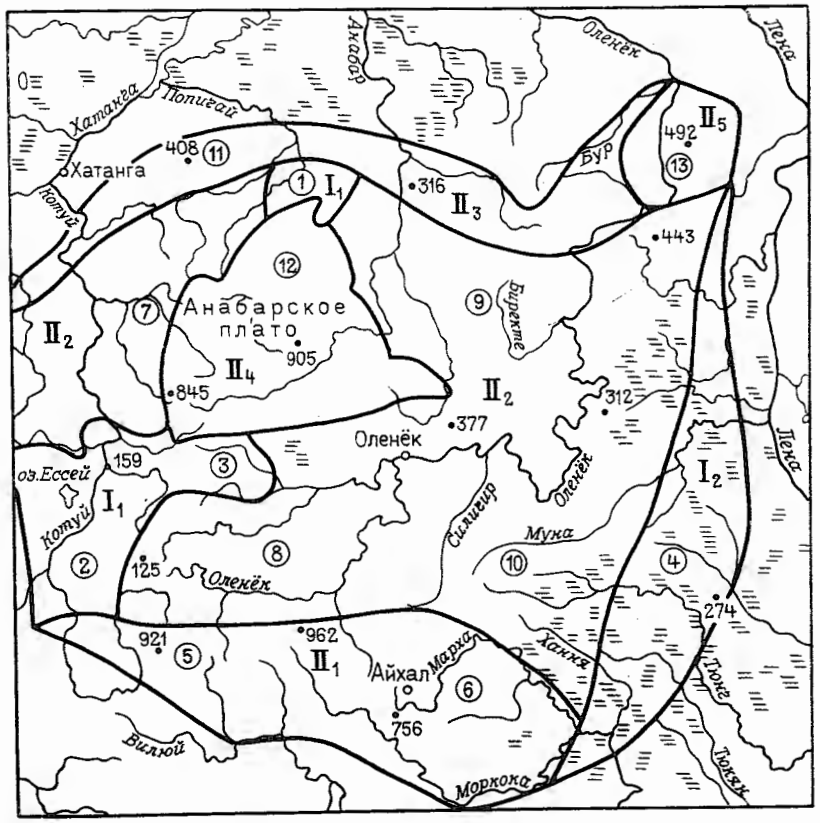


Рис. 56. Основные элементы морфоструктур Анабарской антеклизы (по С. С. Коржуеву) и типов рельефа

ми трапповыми грядами (11 — Куойско-Анабарское с бронированным рельефом); II_4 — плоскогорье (300—500 м) с малоконтрастными слабо дифференцированными новейшими движениями сводово-глыбового типа (12 — Анабарское); II_5 — пластовое (300—400 м) плато (13 — Оленёкское).

Абсолютные отметки пластовых и вулканических плато и плоскогорий изменяются от 150—250 м в восточной и северо-восточной части района до 300—400 м в центральной части, повышаясь до 650—750 м в южной к юго-западной частях и достигая максимальных значений (800—900 м) на Анабарском массиве. Приводораздельная поверхность плато ровная или слегка волнистая, слабо расчлененная современной эрозией, нередко с остатками древних долин различных возрастных генераций.

Структурно-денудационный рельеф в регионе преобладает над аккумулятивным. Аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные равнины приурочены к восточной зоне, граничной с Приверхоянским краевым прогибом, а также к Муруктинской и Попигайской впадинам. Характерная выровненность поверхности пластовых и вулканических плато является следствием изначально пологого почти горизонтального залегания пород осадочного чехла и траппов. Другой морфоструктурной особенностью рельефа в данном районе является широкое развитие вулканических (трапповых) плато (рис. 57). Широкое развитие глубинных разломов и трещин, по которым внедрялись траппы, предопределило трещинный характер резко изломанной гидрографической сети, сильную порожистость рек, характерный для них ступенчатый профиль.

Водоразделы имеют слабоволнистую поверхность. Ширина отдельных водоразделов, измеряется несколькими километрами. Они часто прорезаны верховьями мелких водотоков, берущими начало в едва за-



Рис. 57. Глыбовые развалы на траппах водораздела рек Мархи и Сохсолоох. Фото А. Ю. Деревягина

метных заболоченных понижениях. В пределах трапповых плато на различных гипсометрических уровнях широко распространены замкнутые или полузамкнутые котловины до 5—7 км в поперечнике. В их центральной части располагаются озера округлой или слегка вытянутой неправильной формы диаметром до 2—3 км.

Особую роль в современном состоянии рельефа сыграла избирательная денудация, связанная с различной стойкостью к выветриванию пород пластовой структуры. Крупные останцовые возвышенности, бронированные пластовыми интрузиями траппов, имеющие облик столовой страны с характерным ступенчатым рельефом, типичны для Оленёкско-Вилюйского, Анабаро-Оленёкского и частично — для Оленёкского плато.

Крупнейшие реки района — Оленёк, Анабар, Котуй, Попигай, Марха, Муна, Тюнг — относятся к бассейнам Северного Ледовитого океана и Лены, имеют субдендровидное расположение речной сети, изобилуют многочисленными крупными, средними и мелкими притоками. Глубина эрозионного вреза крупных рек составляет в верховьях 50—100 м, в низовьях — 300—450 м. Склоны долин имеют *V*-образный или корытообразный поперечный профиль, в средних и нижних частях долин, где существуют устойчивый сезонный и даже круглогодичный сток, форма их каньонообразная (рис. 58). Направление отрезков долин контро-

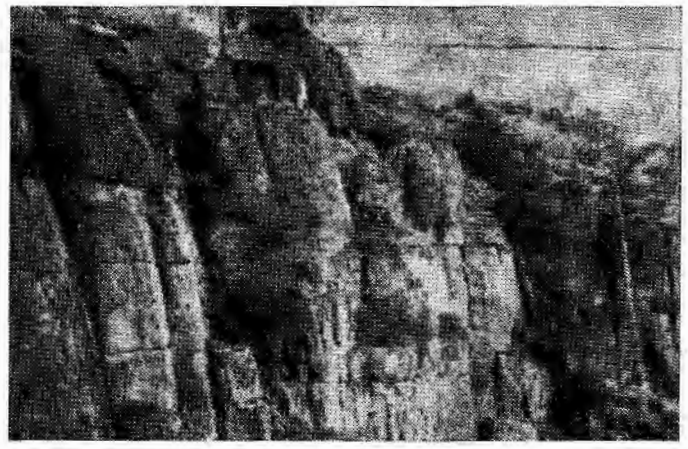


Рис. 58. Выходы траппов в левом борту р. Сохсолоох (левый приток р. Мархи). Фото А. Ю. Деревягина

лируется разрывными нарушениями, имеющими субмеридиональное, субширотное и юго-восточное направление. Абсолютные отметки урезов рек в каньонообразных долинах близки к 200—230 м. Реки района по гидрологическому режиму относятся к восточно-сибирскому типу. Питание рек смешанное, преимущественно атмосферное. Сток рек характеризуется крайней неравномерностью. В режиме уровней отмечается высокий весенний паводок, продолжающийся 15—25 дней, за который проходит 50—70 % годового стока воды. Весеннее половодье начинается в первых числах июня, в летнюю межень наблюдаются дождевые паводки с подъемом воды до 4—5 м. Минимальный уровень отмечается в конце июля — начале августа. Характерной особенностью верховьев рек является их распластанная форма с большой заболоченностью поверхности водосборной воронки и зарегулированность озерами.

Озера по генезису относятся преимущественно к термокарстовым, их глубины редко превышают 2—3 м. Формы и площади озер различны. Наиболее крупные озера, например в верховьях широкой долины р. Мархи, имеют площадь: оз. Мутное — 0,9 км², оз. Юбилейное — 0,15 км², оз. Травянистое — 0,25 км². Наиболее крупное озеро всей Средней Сибири — оз. Ессей площадью 238 км² расположено на Котуйском пластовом плато. Дно озера преимущественно плоское, глубина составляет 4—6 м и быстро выклинивается к низким берегам высотой 2—4 м.

В пределах ледниковых равнин озера имеют вытянутые формы, окружены моренными валами, круто уходящими в воду. Глубина озер достигает 23—28 м и более и, по-видимому, связана с вытаиванием захоренного глетчерного льда.

Ледостав на реках и озерах начинается во второй половине сентября на юге региона и в первой половине — на севере. В зимнее время мелкие водотоки полностью промерзают, на средних и крупных реках перемерзают перекаты и частично — плёсы. Толщина льда на реках составляет 1,2—1,6 м, на озерах — 1,6—1,8 м.

Климат. Район характеризуется субарктическим климатом с четко выраженными чертами континентальности. Своеобразие климатических условий обусловлено не только высоким широтным положением территории, но и характером взаимодействия арктических морских и континентальных воздушных масс умеренных широт, особенностями рельефа. В холодный период общий фон погоды определяется Сибирским отрогом Азиатского барометрического максимума, формирование которого начинается в сентябре, а разрушение в марте—апреле. Антициклональные условия на протяжении 8—9 месяцев характеризуются устойчивостью, крепкими морозами, малой скоростью ветров, обилием штилей при небольшом по мощности снежном покрове. Приземные слои воздуха интенсивно выхолаживаются и температура воздуха может понижаться до —50, —60 °С. При падении температуры ниже —35, —40 °С над населенными пунктами происходит конденсация водяных паров, нередки морозные туманы.

Пространственное изменение температурного поля приземного слоя воздуха в антициклональных условиях контролируется стратификацией разреза воздушных масс и характеризуется ярко выраженной инверсионностью. Температурные инверсии охватывают слой воздуха до высоты 1,5 км и при безветрии достигают максимума в 2—5 °С на каждые 100 м подъема. В условиях значительной расчлененности рельефа это приводит к формированию более низких среднегодовых температур воздуха в долинах.

Характерно уменьшение инверсионного распределения температур воздуха с продвижением на север. В теплый период года продолжительностью 3—4 месяца воздуха, приходящий из области высокого давления над Арктикой в область пониженного давления над нагретой сушей, вызывает развитие циклонической деятельности на арктических фронтах и выпадение осадков; приносят волны холода и ветры северных румбов. Максимальные летние температуры могут достигать +30 °С, что способствует быстрому таянию снега, несмотря на краткость лета.

Температурное поле приземного слоя воздуха охарактеризовано по 7 метеостанциям, расположенным в различных широтных и высотных условиях (табл. 12). Наиболее низкие значения среднегодовой температуры воздуха (—13,3, —14,6 °С) и контрастные амплитуды (55,7—58,4 °С) свойственны днищам долин (метеостанции Далдын, Оленёк (долина), Джалинда). Среднегодовая температура воздуха в пределах междуречий вследствие дополнительного адвективного теплопривноса и ослабления радиационных инверсий повышается до —12, —13 °С (при значениях амплитуд 52—53 °С по метеостанциям Айхал, Удачный, Оленёк).

Район относится к территориям избыточного увлажнения, где осадки преобладают над испарением, хотя количество их в течение года не превышает 300—310 мм на севере и 350—370 мм на юге района (табл. 13). Основная их часть, составляющая 70—75 %, выпадает в теплый период при усилении циклонической деятельности. В виде снега выпадает в среднем 60—70 мм в год. Установление устойчивого снежного покрова происходит не сразу, между первым его образованием (конец сентября) и временем его окончательного установления проходит 2—3 недели. Нарастание мощности снега происходит в течение зимы постепенно и достигает 50—60 см (до 90 см) в марте—апреле (табл. 14). Отсутствие оттепелей в зимний период обусловливает его незначительную плотность. Метелевый перенос снега и преимущественно тундровый облик днищ долин приводят к формированию в них меньшего по мощности снежного покрова (30—40 см) при высокой его плотности (0,2—0,25 г/см³). На залесенных водораздельных поверхностях мощность снежного покрова увеличивается до 50—60 см, а плотность составляет 0,18—0,2 г/см³.

Растительность. Район относится к зоне северных редколесий и лесотундры. Наиболее распространенной растительной формацией являются редкостойные лиственнично-кустарниково-мохово-лишайниковые леса на мерзлотно-глеевых слабо оподзоленных почвах, покрывающие обширные пространства пластовых и вулканических плато. Преобладающий вид древесной растительности — даурская лиственница. В нижних ярусах господствуют кустарники (различные виды карликовых берез, ив, ольхи) и кустарнички (голубика, багульник, хвощи, брусника и др.). В пределах Анабарского массива на высоких водораздельных поверхностях развита арктическая тундра с преобладанием щебнистого покрова, а на пологих и средних склонах — горные тундры.

Хорошо дренируемые междуречья в пределах пластовых плато, перекрытые маломощным элювием, характеризуются развитием кустарниково-осоково-мохово-лишайниковых растительных сообществ. Древесный ярус нередко отсутствует. Отличительной чертой ландшафтов междуречий в пределах плато является широкое развитие на пологих склонах полос стока со своеобразным комплексом растительности. Пространства между ложбинами стока занимают ерниково-моховые редколесья, а увлажненные пониженные участки между ними — комплексы ерниково-ивово-осоково-травяных растительных группировок.

В пределах трапповых плато водораздельные поверхности и склоны покрыты плащом каменных развалов (рис. 57), которые практически лишены растительности; нередко с ними соседствуют участки разреженных лиственничных лесов (рис. 59). Характерной чертой является повсеместное развитие ольховников. В озерно-болотных котловинах на междуречьях развиты мари — осоковые и гипново-осоковые сообщества по мочажинам и мохово-ерниковые — на грядах. Более зрелая ста-

Таблица 12

Среднемесячные и среднегодовые температуры воздуха по материалам метеостанций, °С

Метеостанции	Месяцы												Год	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	температура, °С	амплитуда
Айхал (654 м)	—31,3	—30,1	—21,8	—12,2	—2,0	8,4	13,9	10,3	11,1	—11,4	—26,1	—29,8	—10,9	45,2
Удачный (500 м)	—31,7	—30,2	—21,1	—10,8	—0,6	9,4	15,1	11,1	2,3	—10,9	—30,2	—29,7	—10,6	46,8
Далдын (272 м)	—44,4	—40,0	—25,0	—14,2	—1,1	10,1	14,0	9,4	1,9	—11,4	—30,7	—40,8	—14,3	58,4
Оленёк (водораздел) 220 м	—37,8	—33,0	—22,6	—11,8	—1,7	8,4	14,9	15,2	3,3	—8,3	—33,0	—33,5	—12,0	53,0
Оленёк (долина) 127 м	—41,3	—36,8	—26,6	—13,1	—1,3	10,5	14,4	9,6	2,2	—11,7	—31,2	—37,6	—13,6	55,7
Джалинда (62 м)	—41,2	—35,5	—27,6	—14,1	—2,7	9,4	14,2	9,2	1,9	—12,1	—30,6	—35,5	—14,0	55,4
Сухана (170 м)	—42,5	—37,1	—26,3	—12,8	—0,7	11,3	14,7	10,1	2,5	—11,3	—31,0	—38,5	—13,5	54,4

Таблица 13

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков, мм

Метеостанция	Месяцы														Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI—V	VI—X	
Айхал	11,5	7,9	17,2	17,3	33,0	51,1	56,4	41,2	42,7	32,3	20,0	22,4	129,3	223,7	353
Удачный	6,0	6,5	10,5	13,5	28,4	42,7	50,3	38,9	59,1	33,5	16,8	11,8	93,5	224,5	317,8
Оленёк (водораздел)	10,1	7,8	9,9	13,2	23,0	37,2	52,9	36,2	33,5	28,2	18,7	15,7	98,4	188,0	286,4
Далдын	11,2	8,0	10,1	15,2	29,3	40,7	50,1	60,4	27,2	26,3	18,1	15,2	107,1	204,7	312,1
Джалинда	9,2	6,6	9,6	12,1	18,1	32,2	41,8	33,9	34,4	21,9	13,7	11,1	80,4	164,2	244,6

дия развития болот представлена торфяниками с мощностью торфа до 1—2 м.

Видовой состав растительности долин более разнообразен. На песчано-супесчаных участках низкой поймы развиты разнотравно-дриадовые растительные сообщества, на высокой пойме при ухудшении условий дренажа поверхности — плотносомкнутые ивняково-моховые сообщества, а на I террасе — лиственничники различных типов.

Геологическое строение. Район расположен на северо-востоке Сибирской платформы в пределах Анабарской антеклизы. В северо-западной части территории выходы архейско-протерозойского кристаллического фундамента образуют Анабарский мегасвод (Анабарский щит). Выходы протерозойского фундамента платформы зафиксированы также в своде Оленёкского поднятия на северо-востоке Анабарской антеклизы. Породы Анабарского кристаллического массива рассечены разломами преимущественно северо-западного простирания, с некоторыми из них связаны внедрения траповых интрузий. На склоны Анабарского мегасвода наложены более молодые структуры — Попигайский грабен (Попигайский метеоритный кратер), Аганымийская впадина, Котуйская впадина, выполненные отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Полого погружаясь от Анабарского мегасвода и Оленёкского сводового поднятия к внутренним частям антеклизы и ее периферии, поверхность фундамента перекрывается мощной толщей вулканогенно-осадочных пород рифея, венда и фанерозоя. Мощность осадочного чехла в среднем составляет 2—2,5 км, достигая наибольших значений (до 5 км) между Анабарским и Оленёкским поднятиями в районе Суханской впадины. Палеозойские горизонты на крыльях антеклизы осложнены пликативными дислокациями низших порядков. Наиболее крупные — Мунское поднятие, Мархинский вал, Верхнетюнг-

Таблиица 14

Высота снежного покрова по материалам наблюдений на метеостанциях

Метеостанции	Месяцы и декады накопления снега																									
	IX	X			XI			XII			I			II			III			IV			V			VI
	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
Айхал	4	10	16	19	20	22	27	32	34	34	34	40	43	44	45	46	48	49	51	51	51	53	51	49	29	5
Удачный	2	4	38	44	46	50	54	60	62	63	63	64	65	66	67	70	71	70	70	72	68	66	54	46	15	
Далдын		5	10	17	21	21	23	28	31	32	31	31	33	35	39	40	39	40	42	42	54	57	52	38	27	
Оленёк (водораздел)		5	8	14	25	26	26	26	27	29	40	48	47	47	47	48	50	51	51	51	49	50	62	66	35	
Оленёк (долина)		8	16	21	24	29	30	33	36	37	38	40	43	43	45	46	47	48	49	49	49	44	39	24		
Джалинда	3	6	8	12	15	18	19	20	22	22	24	25	26	27	27	28	29	29	30	30	30	27	24	17	5	
Сухана		8	14	20	24	27	29	32	34	36	37	38	41	43	44	45	46	47	47	48	48	45	41	20		



Рис. 59. Лиственничное лишайниковое редколесье на траппо-вом плато. Фото А. Ю. Деревягина

ский вал, Уджинский вал, Верхнеморкокинский прогиб, Костромин-ский вал, как правило, вытянуты и имеют северо-западное простирание. Залегание толщи пород осадочного чехла в целом моноклинальное, углы падения пород по поверхностным горизонтам составляют 1—3°, достигая лишь в некоторых случаях (Уджинский вал) 5—6°. Режим тектонических движений на протяжении длительного времени формирования вулканогенно-осадочного чехла платформы неоднократно изменялся. Перестройки структурного плана обусловлены главным образом интенсивными блоковыми движениями фундамента. Новейший период сопровождался подвижками в зонах тектонических разломов и интенсивными дифференцированными, преимущественно вертикальными движениями с амплитудой от 200—300 до 500—600 м различных структурных элементов. Ведущая роль среди разломов платформенного чехла принадлежит региональным сбросам, связанным с вертикальными перемещениями отдельных блоков, проявляющимися в осадочном чехле в виде флексур и разрывных нарушений. Крупные дизъюнктивные дислокации имеют преимущественно субмеридиональную и северо-западную ориентировку. Зоны разломов отличаются повышенной проницаемостью и служат основными путями движения подземных вод. С развитием трещинной тектоники в районе тесно связано распространение карстовых депрессий.

Преимущественным развитием в строении осадочного чехла Анабарской антеклизы пользуются карбонатные и терригенно-карбонатные породы рифея, венда и палеозоя — известняки, доломиты (рис. 60), мергели, песчаники, алевролиты. Терригенные и терригенно-угленосные мезозойские отложения — алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоями конгломератов, песков, глин развиты фрагментарно и приурочены к периферийным частям антеклизы.

Кайнозойская группа пород представлена корами выветривания, отложениями древних карстовых полостей, неоген-четвертичными и четвертичными образованиями. Покров нелитифицированных рыхлых отложений, залегающий на размытой поверхности палеозойских и мезозойских пород, отвечает весьма длительному времени осадконакопления — от раннего мела до голоцена. При этом наиболее полные разрезы рыхлых отложений приурочены к погребенным карстовым депрессиям, зафиксированным в северной и северо-восточной частях района. Карстовые и карстово-эрозионные депрессии встречаются здесь по всему гипсометрическому диапазону современного эрозионного вреза,

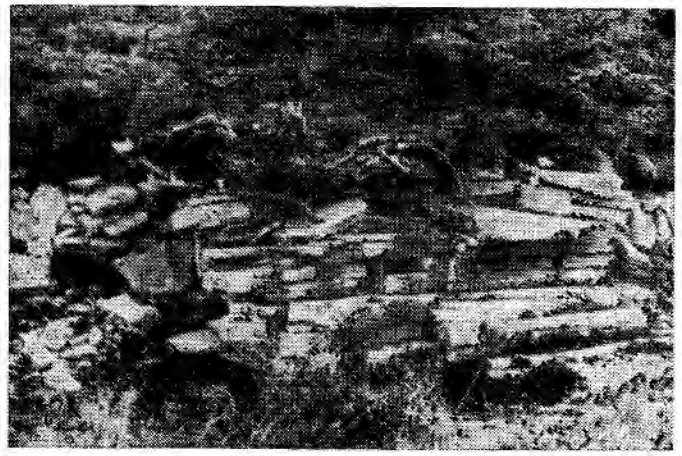


Рис. 60. Тонкоплитчатые доломиты анабарской свиты. Фото А. Ю. Деревягина

но имеют лучшую сохранность на междуречьях, где их мощность изменяется от 15—30 до 70—100 м и более. Площадь депрессий до глубин 15—30 м изменяется от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных метров при округлой, изометрической и часто вытянутой форме. Комплекс осадков, заполняющих эти депрессии, имеет облик ритмично построенного, нередко с прослеживающейся косой слоистостью. Он представлен в основном опесчаненными глинами, песками с включениями гальки, слабосцементированными песчаниками и гравелитами, алевролитами [89].

Коры выветривания различной степени выраженности сохранились на всех гипсометрических уровнях современного рельефа и развиты как на карбонатных палеозойских породах, где они проявлены наиболее интенсивно, так и на мезозойских. В районе распространены остаточные и перемещенные коры выветривания площадного и линейного типов. Наиболее полные вертикальные профили выветривания приурочены к площадям развития древнего карста, зонам геологических контактов и тектонических нарушений, где они имеют весьма ограниченное распространение. В разрезе остаточных кор выветривания площадного типа на карбонатных породах выделяются три горизонта. Нижняя часть — разобщенные глыбы, щебень и дресва коренных карбонатных пород. Выше по разрезу — горизонт желто-серой, белой «доломитовой муки» с включениями дресвы, щебня и глыб материнских пород. Еще выше залегает ярко-желтая или желто-бурая пластичная карбонатная глина. Мощность остаточных кор выветривания площадного типа не превышает 15 м, как правило, составляя 0,5—2 м. Преобладающая литологическая разновидность — «доломитовая мука» — представляет собой рыхлую, сыпучую зернистую массу.

Ограниченным развитием на северо-востоке района пользуются неоген-нижнечетвертичные отложения эрозионно-карстовых западин — пески с включениями гальки экзотических пород, суглинки, супеси. Генезис этих образований неясен и интерпретируется как половодно-ледниковый, аллювиальный, ледниковый и водно-ледниковый. В пределах междуречных пространств в северо-восточной и восточной частях района широкое распространение имеет комплекс верхнеплиоцен-верхнечетвертичных озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений древних аккумулятивных равнин, представленных галечниками, галечно-песчаными разновидностями.

Повсеместное распространение имеет маломощный чехол четвертичных, преимущественно грубообломочных образований. Рыхлый покров в долинах в генетическом отношении неоднороден и представлен

сложно соотносящимися аллювиальными, озерными, болотными и солифлюкционно-делювиальными образованиями: песками, галечниками, пылеватыми суглинками и супесями, нередко со значительным содержанием крупнообломочного материала, торфом. Наибольшей мощности (до 10—20 м) аллювиальные отложения достигают на участках перстративной фазы аллювиального осадконакопления. Участки I, II, III и IV надпойменных террас прослеживаются фрагментами, узкими полосами и сегментами вдоль долин рек. В нижней части разреза надпойменных террас повсеместно отмечаются гравийно-галечные отложения с примесью песка, пески с галькой, прослои глины, редкие валуны. Выше по разрезу русловые отложения перекрываются илистыми, пылеватыми суглинками и супесями пойменной фации. Русловой аллювий представлен песчано-щебнисто-галечными отложениями с примесью валунов и глыб. Содержание грубообломочного материала колеблется от 10 до 70 %. Мощность руслового аллювия, как правило, не превышает 3—5 м. В разрезе отложений низкой поймы кроме галечников, которые по составу сходны с русловыми, почти повсеместно в верхней части отмечается слой пылеватых суглинков, супесей мощностью 0,5—2 м. Разрез отложений высокой поймы представлен пылеватыми супесями, суглинками, с включением крупнообломочного материала мощностью 1—4 м и подстилающими их галечниками, мощность которых достигает 3—5 м. В истоках рек и ручьев широкое развитие имеют озерные, озерно-болотные отложения, представленные пылеватыми суглинками, супесями в различной степени оторфованными, торфами. Мощность озерно-болотных отложений колеблется от 0,5 до 15—17 м.

На участках междуречий, не затронутых процессами древнего карстообразования или подвергшихся глубокому денудационному срезу, развит маломощный покров современных элювиальных, солифлюкционных, делювиальных, коллювиальных образований. Мощность отложений не превышает 2—4 м. Элювий представлен суглинками и супесями со значительным включением крупнообломочного материала. Профиль элювиальных образований обусловлен процессами криогенеза, главным следствием которого является формирование двух обломочных горизонтов — поверхностного и в основании разреза.

Комплекс склоновых образований в целом представлен супесчано-суглинистыми отложениями с включениями обломков местных коренных пород. В замкнутых котловинах в пределах междуречий широко развиты озерно-болотные отложения, мощность которых достигает 10—15 м.

Накопление четвертичных отложений шло в условиях преимущественно холодного климата. Их литологические и криологические особенности зависят от состава субстрата, геоморфологического положения, условий промерзания и осадконакопления. Глубокое промерзание пород определило их структурно-текстурные особенности и физико-механические свойства.

Характерной чертой геологического строения района является траповый магматизм. Породы трапповой формации, включающие в себя эффузивные и интрузивные траппы, туфогенные образования, кимберлиты, карбонатиты ,играют существенную роль в строении платформенного чехла. Возраст пород, как правило, позднепермский — раннетриасовый, позднетриасовый. Эффузивная фация траппов представлена базальтами и их туфами, образующими покровы и пластообразные тела мощностью до 60—80 м. Интрузивная — в основном пластообразными интрузиями долеритов, слагающими неправильно-пластовые пологосекущие силлы, дайки и штоки. Вмещающими породами являются породы терригенно-карбонатной, терригенной и карбонатной формаций палеозоя. Мощность интрузивных образований изменяется от первых метров до 100 м и более (рис. 61). Кимберлитовые трубки сечением от нескольких десятков до сотен метров прослеживаются на глубину более 1 км.

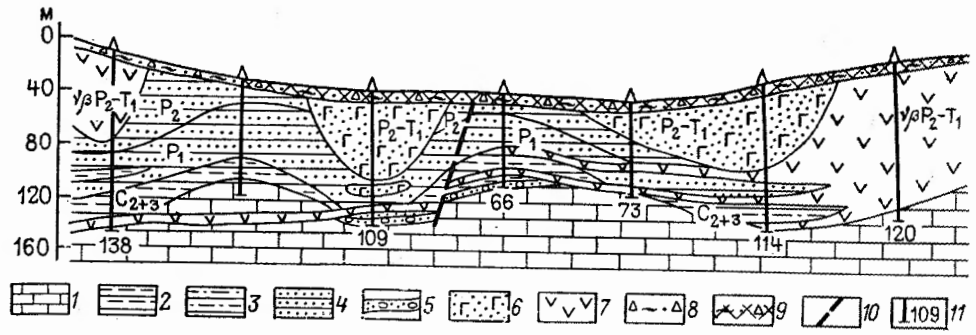


Рис. 61. Геологический разрез в верховьях р. Мархи:
1 — известняки; *2* — алевролиты; *3* — песчанистые алевролиты; *4* — песчаники; *5* — галечники; *6* — туфы и туфопесчаники; *7* — долериты; *8* — аллювиально-делювиальные отложения; *9* — элювиальные и озерно-болотные отложения; *10* — сброс; *11* — глубина скважины

Геоморфология. Длительное континентальное развитие района, протекавшее в условиях устойчивых преимущественно нарастающих положительных движений, привело к глубокому денудационному срезу. В результате с платформы были снесены огромные толщи пород (по данным изучения кимберлитовых трубок, величина сноса для бассейна р. Оленёк Далдыно-Алактитского района составила 200—300 м) и на большей части территории на поверхность были выведены древние палеозойские свиты, а местами обнажился цоколь платформы. Новейшие движения развивались здесь большей частью унаследованно и дифференцированно и способствовали общему оживлению эрозионных процессов, усилили контрастность рельефа и привели к интенсивному врезанию речных долин. Геологические данные позволяют предполагать, что формирование современного облика рельефа началось в мезозое.

В течение мезозоя и кайнозоя территория неоднократно подвергалась эпейрогеническим движениям и представляла собой область сноса. В этот период была сформирована единая денудационная поверхность выравнивания, имеющая два уровня: более высокий — на породах трапповой формации и низкий — на карбонатных и терригенно-карбонатных породах палеозоя, обусловленные разной степенью устойчивости пород по отношению к денудации. В неогене с началом более интенсивного тектогенеза произошел новый эрозионный врез, денудационная поверхность расчленилась сетью речных долин, которые продолжали формироваться в четвертичном периоде. В голоцене при наиболее стабильном положении базиса эрозии оформились широкие днища крупных речных долин. В настоящее время в результате нового поднятия происходит новый врез и спрямление русел, перехват и миграция мест впадения притоков. К важнейшим современным рельефообразующим факторам относятся процессы, связанные с существованием многолетней мерзлоты.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур и сезонного оттаивания пород

Район расположен в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Начало формирования криолитозоны здесь было связано с глобальными изменениями условий теплообмена в системе атмосфера-литосфера при общем ритмически направленном похолодании климата, начавшемся в конце неогена (см. гл. 1). Начиная с этого времени на карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных эпигенетически промерзавших породах палеозоя, мезозоя и кайнозоя формируется сингенетично накапливавшийся и промерзавший чехол полигенетических рыхлых отложений; сохранение длительное время условий

для глубокого промерзания пород определило формирование здесь мощной толщи криолитозоны.

Формирование среднегодовых температур пород. Основными факторами природной среды, определяющими формирование температурного режима пород в слое годовых колебаний температур, в пределах основных элементов рельефа данной территории являются: радиационный режим и рельеф (высотное положение местности, экспозиция и крутизна склонов), снежный и растительный покровы, поверхностные воды и заболоченность, инфильтрация осадков, сублимация льда и гольцовый лед в крупнообломочных отложениях, состав, влажность и теплофизические свойства пород. Оценка влияния этих факторов показала, что наибольшее значение оказывает снежный покров, имеющий сравнительно равномерное распределение на всех элементах рельефа. Существенную роль в перераспределении снега играет растительный покров, выступающий в роли снегонакопителя. Наибольшие мощности снега характерны для участков с развитием древесной, кустарниковой и кустарничковой растительности. В долинах отепляющее влияние снега составляет 6,4—7 °С при мощности снежного покрова 0,5—0,6 м и плотности 0,2—0,25 г/см³. Такое же распространение снежного покрова зафиксировано и в озерно-болотных котловинах и депрессиях на междуречьях. Локальное увеличение снежного покрова до 0,8—1,5 м характерно для тыловых частей надпойменных террас и участков подножий крутых склонов. Однако большая мощность снега на затененных участках требует большего времени на его стаивание, поэтому такие снежные надувы либо не являются отепляющими, либо действуют даже охлаждающе.

На водораздельных поверхностях накапливаются два типа снежных толщ, контролируемых характером растительности: пониженной мощности на открытых участках — 0,3—0,4 м с плотностью 0,2—0,25 г/см³ и повышенной — на залесенных участках — 0,5 м с плотностью 0,2—0,22 г/см³. При этом его отепляющее влияние составляет соответственно 5,5 и 3,5—4 °С. Пониженные мощности снежного покрова характерны также для участков со свежими гарями.

Кустарниковый и кустарничково-моховый растительный покров оказывает отепляющий эффект зимой, способствуя накоплению снега, и охлаждающий — в теплый период, затеняя поверхность почвы. Суммарное влияние в условиях сурового климата данного района является отепляющим и составляет 0,3—0,5 °С на водоразделах. В долинах и понижениях плоских водоразделов с более влажным мохово-лишайниковым покровом его отепляющее влияние меньше (0,1—0,4 °С).

Отепляющий эффект инфильтрации летних осадков в районе невелик, что обусловлено их незначительным количеством и низким теплосодержанием и составляет 0,07—0,15 °С на севере района и до 0,3 °С на юге. В днищах долин проявляется отепляющее влияние инфильтрации часто повторяющихся паводков.

Состав и влажность сезонноталого слоя проявляется через величину температурной сдвижки. Понижение среднегодовых температур пород за счет различия теплофизических свойств мерзлого и талого грунта наиболее заметно в днищах долин, подножиях склонов, озерно-болотных котловинах и может достигать 0,8—1,4 °С. Это вызвано увеличением в составе рыхлых поверхностных отложений тонкодисперсного материала и повышением его влажности. При значениях влажности менее 10—20 %, что характерно для широко распространенных грубообломочных глыбово-щебнисто-дресвяных отложений с супесчаным заполнителем, величина температурной сдвижки не превышает 0,2—0,5 °С. Широкое развитие грубообломочного чехла обусловливает значительную роль процессов конвективного теплообмена в формировании среднегодовых температур пород, сопровождающихся дополнительным тепловыделением при конденсации водяных паров, содержащихся в воздухе. Повышение среднегодовых температур при этом может достигать

1—2 °С. В случае значительной кольматации межглыбового пространства суглинисто-супесчаным заполнителем ведущая роль отводится механизму кондуктивного теплообмена, что при учете величины температурной сдвижки приводит к общему понижению среднегодовых температур пород.

Наибольшие значения глубины слоя годовых колебаний температур (14—17,5 м) характерны для участков развития маломощного чехла рыхлых отложений (1—5 м); участки развития заторфованных озерно-болотных отложений отличаются наименьшей (9—12 м) мощностью слоя годовых колебаний температур. Анализ формирования среднегодовых температур пород в зависимости от влияния всего комплекса природной среды, присущей каждому элементу рельефа, позволяет выявить региональные закономерности их пространственной дифференциации.

Длительно существующая структура радиационно-теплового режима земной поверхности, свойственная арктической зоне Сибирского плоскогорья, обусловливает повсеместное формирование отрицательных среднегодовых температур пород и сплошное распространение многолетнемерзлых пород. Несквозные гидрогенные талики формируются в результате дополнительного привноса тепла, осуществляемого путем конвективного и кондуктивного теплообмена.

Следствием инверсионного распределения среднегодовых температур приземного слоя воздуха является инверсионное распределение температур горных пород в ряду: днища долин — склоны долин — междуречные пространства. Наиболее низкие среднегодовые температуры пород характерны для участков долин, тогда как на междуречьях они имеют более высокие значения. Общий диапазон их изменения в пределах плато составляет минус 3—9 °С, на крутых склонах — минус 7—11 °С, на высоких водоразделах Анабарского плоскогорья — минус 11—13 °С.

Наиболее низкими температурами пород характеризуются долины района, участки придолинных склонов с широким распространением эрозионных борозд — деллей, полигональные торфяники в пределах долин, подножия крутых обвально-осыпных склонов, уступы скальных пород. Формирование низких температур происходит здесь на фоне наиболее низких по району среднегодовых температур приземного слоя воздуха. При общем понижении абс. отметок долинной сети с юга на север с 250—350 м (долины рек Марха, Далдын, Алакит и др.), до 60—100 м (долины рек Анабар, Малая Куонамка, Уджа, Молодо и др.) значения среднегодовых температур пород понижаются соответственно от минус 3—6 до минус 7—9 °С (рис. 62).

По мере поднятия вверх по склонам, т. е. от днищ долин к водораздельным участкам, среднегодовые температуры пород повышаются вследствие ослабления инверсии. В южной части региона на пластовых плато с абс. отметками 450—650 м они составляют минус 2,5—4 °С, а на сухих хорошо дренированных участках повышаются до —1 °С. В северной части региона, где поверхность плато снижается до 150—200 м, среднегодовые температуры понижаются до минус 5—8 °С (рис. 63), а на участках с крупноглыбовыми развалами и на оторфованных грунтах до —9 °С. На водоразделах с широким развитием карстовых полостей, заполненных обломками с супесчаным заполнителем, они могут быть выше (рис. 63, *б*). Следует отметить снижение амплитуды инверсионного распределения температур пород при сглаженных формах рельефа (верховья долин на водоразделах — рис. 64) и в северной части района. Так, в пределах Анабаро-Оленёкского низкого пластового плато при глубине эрозионного вреза 50—60 м (реки Анабар, Эбелях) инверсионное распределение температур пород практически отсутствует (рис. 65).

Экспозиция склонов и контрастность рельефа в пределах останцово-трапповых плато существенно влияют на формирование среднегодо-

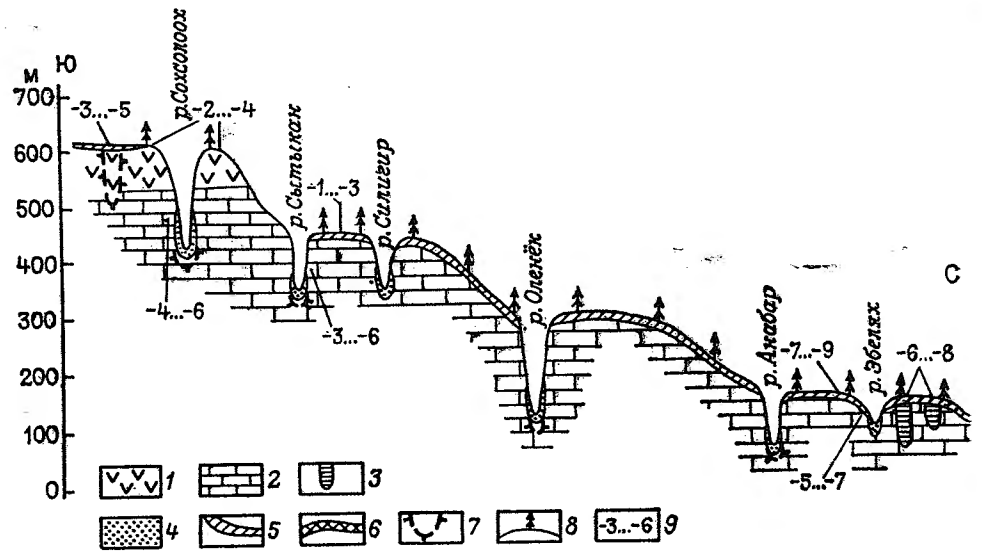


Рис. 62. Распределение температур пород по профилю Айхал — Эбелях:

1 — породы траппового комплекса; *2* — доломиты, известняки карбонатной формации; *3* — заполнитель карстовых полостей; *4* — отложения аллювиального комплекса; *5* — элювиально-делювиальные образования; *6* — торфяники; *7* — талики под озерами; *8* — лиственнично-кустарниково-моховое редколесье; *9* — среднегодовая температура пород (°С) по данным скважин

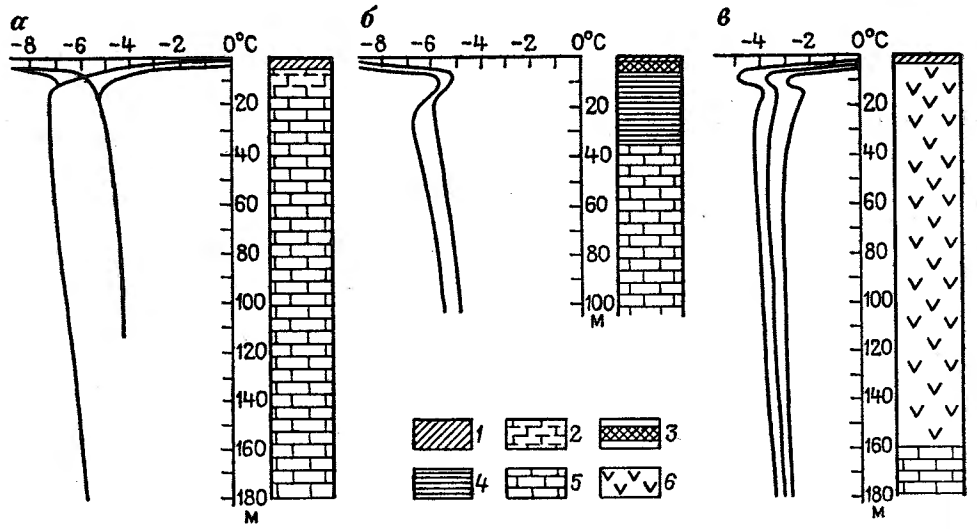


Рис. 63. Температуры пород в скважинах:

а — низкое пластовое плато; *б* — то же, с карстовыми полостями у поверхности; *в* — трапповое плато: *1* — супесчано-суглинистый слой; *2* — элювий пород карбонатной формации; *3* — лед; *4* — кора выветривания; *5* — породы карбонатной формации; *6* — породы траппового комплекса

вых температур пород. Здесь вследствие затененности северных склонов на участках долин субширотного простирания разница температур за счет поступления прямой радиации на северные и южные склоны составляет 1—2 °С. Существенным охлаждающим фактором являются курумы с гольцовым льдом, обычно развитые на северных склонах, в результате чего температуры пород на склонах северных экспозиций на 2—3 °С ниже, чем на южных (рис. 66). На крутых осыпных склонах долин в северной части района среднегодовые температуры понижаются до —12 °С и ниже.

Наименее изученным является Анабарское плоскогорье, где среднегодовые температуры получены расчетным путем в соответствии со

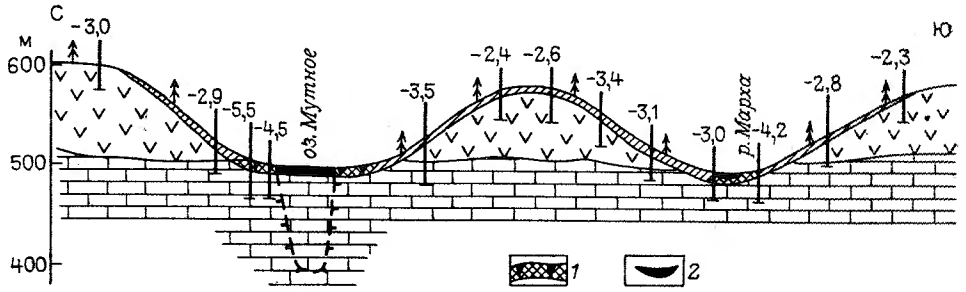


Рис. 64. Распределение температур пород в пределах траппового плато в верховьях р. Мархи:

1 — плоскобугристые торфяники с повторно-жильными льдами; *2* — водные покровы рек, озер; остальные обозначения см. на рис. 62

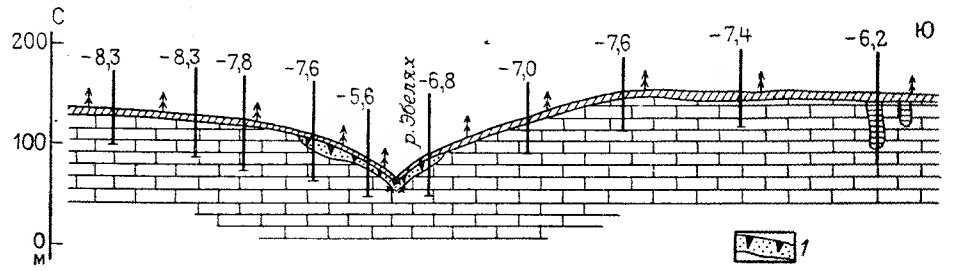


Рис. 65. Распределение температур пород на Анабаро-Оленёкском низком пластовом плато:

1 — аллювиальные отложения с повторно-жильными льдами; остальные обозначения см. на рис. 62

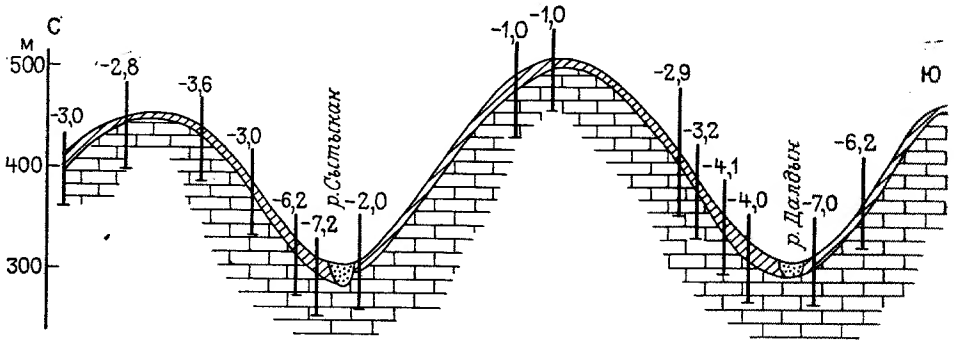


Рис. 66. Распределение температур пород на водоразделах и склонах разных экспозиций в пределах высокого пластового Далдыно-Алакитского плато. Условные обозначения см. на рис. 62

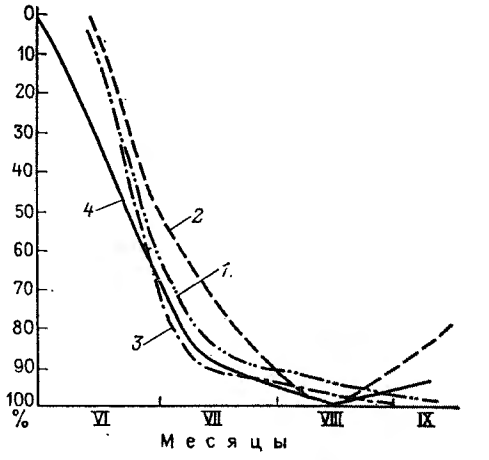


Рис. 67. График темпа сезонного оттаивания пород по режимным наблюдениям в пос. Амакинский (долина р. Эбелях):

1 — на низкой и высокой пойме; *2* — на пологих склонах; *3* — на водоразделах; *4* — на участках со снятым растительным покровом

средним коэффициентом понижения температур воздуха с высотой — 0,4—0,6 °С на 100 м. Полное отсутствие древесной и кустарниковой растительности, суглинисто-щебнистый характер склоновых покровов с отдельными уступами скал и останцев, суровые условия короткого холодного лета и ранней зимы способствуют формированию весьма низких среднегодовых температур пород — на высоких водоразделах и крутых склонах до —11, —13 °С, на сниженных водоразделах, в долинах и на склонах средней крутизны — до —9, —11 °С, на террасах, пологих склонах и в днищах долины — до —7, —9 °С (рис. 18).

Сезонное оттаивание пород. Этот процесс развит на всей описываемой территории и в естественных условиях (с ненарушенным растительным покровом) начинается в первой половине — середине июня, сразу после схода снежного покрова. Этому способствует малая мощность снежного покрова и его сравнительно равномерное распределение по территории. Наиболее интенсивно грунты протаивают в июне и июле: за это время оттаивает около 70—80 % (рис. 67) мощности сезонно-талого слоя. В августе темпы протаивания падают, а к середине сентября протаивание, достигнув своей максимальной величины, прекращается. Устойчивое промерзание оттаявшего слоя сверху начинается во второй половине сентября. Талые породы на изучаемой территории практически отсутствуют, поэтому сезонного промерзания нет.

Придерживаясь классификации В. А. Кудрявцева, в соответствии со среднегодовой температурой пород по устойчивости процесса выделяются 4 типа сезонного протаивания: переходный, полупереходный, длительно-устойчивый и устойчивый. Закономерная инверсионная дифференциация среднегодовых температур пород обусловливает приуроченность полупереходного и длительно устойчивого типов сезонного оттаивания преимущественно к породам, слагающим междуречные пространства, устойчивого типа — к породам, слагающим днища долин и придолинных склонов, переходного типа — к некоторым участкам пойм (фация прирусловых отмелей и кос) на юге описываемого региона.

Вариации значений амплитуды колебаний температур на поверхности почвы, являющиеся вторым классификационным признаком, определили формирование на данной территории континентального (с амплитудами температур на поверхности от 15,5 до 17,5 °С), повышенно-континентального (с амплитудами 17,5 до 21 °С) и резко континентального (с амплитудами от 21 до 23,5 °С) типов сезонного оттаивания пород. Континентальный и повышенно-континентальный типы сезонного оттаивания присущи участкам днищ и бортов долин, озерно-болотным котловинам и депрессиям. Резко континентальный тип наиболее характерен для междуречных пространств.

По составу отложений в пределах района выделяются суглинистый, супесчаный, гравийно-галечный, песчаный и глыбово-щебнистый типы сезонного оттаивания. Состав отложений и их положение в рельефе в значительной мере определяют влажность пород сезонно-талого слоя. Диапазон изменения состава и влажности поверхностных отложений в регионе определяет существование мелкого и среднего типов сезонного оттаивания. Наиболее увлажненными являются грунты, приуроченные к участкам промежуточной аккумуляции: замкнутым озерно-болотным депрессиям и понижениям в пределах водораздельных поверхностей, нижним частям склонов, днищам долин. Мощность сезонно-талого слоя здесь, как правило, невелика и варьирует в пределах 0,4—1 м. Переувлажненность и оторфованность пород определяют большие величины фазовых переходов воды в сезонно-талом слое, чем и объясняется его малая глубина. Однако на некоторых локальных участках наличие зеркала воды (например, в заболоченных депрессиях с мочажинами, в заболоченных старичных понижениях низкой поймы и др.) обусловливает протаивание пород до 1,9—2,5 м.

По мере увеличения содержания крупнообломочного материала, уменьшения влажности пород сезонно-талого слоя, что наиболее характерно для ландшафтов пластовых и вулканических плато, глубина сезонного оттаивания увеличивается до 1—1,5 м. На участках междуречий, сложенных щебнисто-глыбовыми грунтами, и днищ долин с хорошо промытыми галечниками глубина оттаивания увеличивается до 1,6—2,4 м и уменьшается в случае значительной кольматации межглыбового пространства мелкодисперсным заполнителем. Различные виды техногенных нарушений природных условий, как правило, приводят к увеличению глубины сезонного оттаивания. Например, на участках гарей, промышленных и строительных площадках, отвалов, насыпях, карьерах она варьирует в пределах 0,5—3 м.

Строение и мощность криолитозоны

В разрезе криогенной толщи Анабарской антеклизы выделены два яруса криогенных пород: 1) ярус преимущественно эпикриогенных многолетнемерзлых пород со льдом и морозных; 2) ярус охлажденных ниже 0 °С пород, содержащих соленые воды и рассолы. В разрезе криолитозоны в скважинах зафиксирован промежуточный (по А. Б. Чижову) ярус совместного нахождения в криогенной толще пород подземных минерализованных вод и льда, находящихся в термодинамическом равновесии. Поскольку высокоминерализованные воды существовали задолго до их многолетнего промерзания пород, то их совместное обнаружение может быть интерпретировано и как следствие вторичного регионального перераспределения соленых вод и рассолов. Выделение распространения промежуточного яруса в разрезе по территории весьма затруднено и проблематично. Ярусный характер строения криолитозоны в пределах Анабарской антеклизы обусловлен историей геокриологического развития, геолого-структурными и гидрогеологическими особенностями территории.

В сводовой части Анабарской антеклизы — собственно Анабарском кристаллическом массиве и на его склонах — криогенная толща представлена многолетнемерзлыми породами, по-видимому, не превышающими 100—150 м, что соответствует мощности кор выветривания, породы которых содержали подземные воды до промерзания. Ниже залегают плотные, практически нельдистые кристаллические породы архея и протерозоя, возможно с частичным заполнением льдом по трещинам разрывных нарушений, особенно под долинами.

В. С. Якуповым и В. М. Калининым [94 и др.] для Анабарского массива на основе данных ВЭЗ среднее значение мощности мерзлой толщи для высот 400—450 м определено в 730 м, наибольшие и наименьшие значения мощности равны соответственно 1200 и 360 м. По мнению этих исследователей, мерзлая толща Анабарского массива не является исключительно морозной, так как в геоэлектрических разрезах четко прослеживается разница сопротивлений мерзлых и талых пород, а подстилающие талые породы содержат пресные или слабоминерализованные воды.

На крыльях антеклизы, полого погружаясь к ее периферии, породы кристаллического фундамента перекрываются мощной моноклинально залегающей толщей осадочных, преимущественно карбонатных и терригенно-карбонатных палеозойских пород. Хорошо карстующиеся и обладающие высокими коллекторскими свойствами карбонатные палеозойские отложения, с одной стороны, а также существенная активизация тектогенеза в новейший период — с другой, обусловили формирование повышенной мощности зоны активного водообмена на пологих склонах антеклизы в период, предшествовавший многолетнему промерзанию. Поэтому мощность толщи многолетнемерзлых пород увеличивается до 500 м и более. Ниже разрез криолитозоны представлен толщей плотных, преимущественно морозных пород палеозоя. Такое строение криогенной толщи зафиксировано на северо-восточном и северо-западном склонах Анабарской антеклизы.

Таблица 15

Геотермические параметры криогенной толщи в приполярной части Анабарской антеклизы.
По В. Т. Балобаеву, В. Н. Десяткину [81]

Участок наблюдений	Абсолютная высота, м	Среднегодовая температура, °С	Мощность криолитозоны, м	Интервал глубин (м) и геотермический градиент, °С/м
Мархинская площадь	240	—5	1500	200—1500 / 0,3—0,8
Удачный	325	—3—7,5	700—1000	200—800 / 0,5—1,0
Сытыкан	720	—4—6	900—1100	100—600 / 0,3—0,6
Юбилейный	620	—3—6	800	600—800 / 0,7—0,8
Айхал	500	—3—5	800	600—800 / 0,7—0,8

Другой тип строения криолитозоны свойствен южным склонам Анабарской антеклизы. Здесь формирование криолитозоны происходило в условиях региональной миграции минерализованных вод, вызванной активизацией тектонических движений в новейший период [3]. В результате этого скопления отрицательно-температурных рассолов оказались сконцентрированными в южной части антеклизы, обращенных в сторону областей прогибания Тунгусской синеклизы, Вилюйской гемисинеклизы, Ангаро-Ленского и Приверхоянского краевых прогибов. Верхний ярус криогенной толщи представлен многолетнемерзлыми породами палеозоя и мезозоя. Мощность многолетнемерзлых пород в большинстве случаев контролируется кровлей первого от поверхности водоносного горизонта и варьирует в пределах 120—500 м, увеличиваясь от долин к водоразделам. При этом часто фиксируется переходная зона между мерзлыми и нижележащими обводненными отрицательно-температурными породами мощностью, по А. Б. Чижову, 50—150 м. Нижний ярус криогенной толщи представлен отрицательно-температурными обводненными, преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными палеозойскими породами. Значения минерализации отрицательно-температурных соленых вод и рассолов — криопэгов не выдержаны по разрезу и составляют, как правило, 50—150 г/л, повышаясь на отдельных участках до 400 г/л и более. По химическому составу — это преимущественно хлоридные натриевые и кальциевые воды. Обводненность пород данного яруса, согласно проведенным испытаниям в Далдыно-Алакитском районе и районе Мархинского вала, незначительна, однако фактические данные свидетельствуют о ее резком повышении на участках дизъюнктивных нарушений. В пределах отдельных структур на распределение минерализованных вод существенное влияние оказывает местный тектонический контроль. Общая мощность криолитозоны включает мощность многолетнемерзлой толщи и мощность яруса отрицательно-температурных пород.

Материалы геотермических исследований свидетельствуют, что район отличается уникальной по мощности криолитозоной. Охват геотермическими исследованиями глубоких горизонтов земной коры в районе имеет ограниченный характер. Так, первые сведения о мощности криолитозоны были получены в 60-е годы, когда П. И. Мельников по термометрии в скважинах оценил мощность криогенной толщи в 650 м в районе трубки «Удачная» и 1470 м — в районе Мархинского вала. Даль-

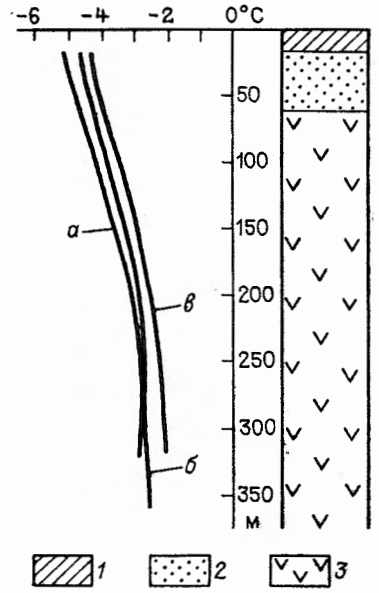


Рис. 68. Температура пород в пределах траппового плато (участок «Юбилейный»):
а — скв. 129; *б* — скв. 217; *в* — скв. 213; *1* — суглинок оторфованный; *2* — песчаник; *3* — кимберлит

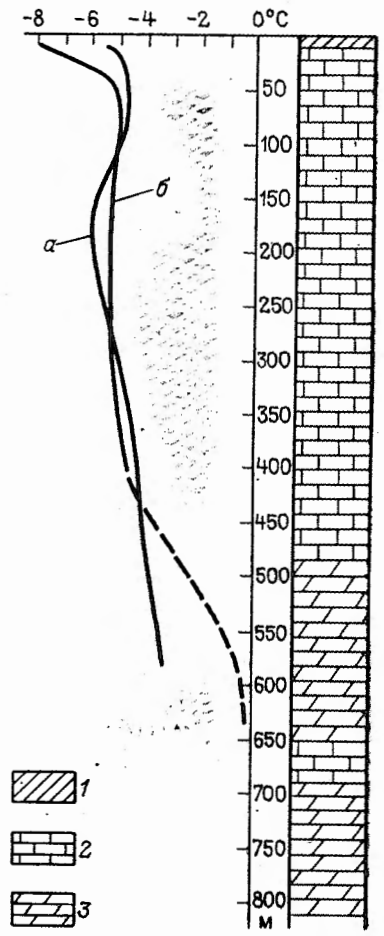


Рис. 69. Температура пород в скважинах на Олёнек-Анабарском пластовом плато (участок «Амакинский»):
а — скв. 1 ГГ; *б* — скв. 2 ГГ (в скважине с 400 м отмечается неустановившийся температурный режим); *1* — четвертичные суглинистые отложения; *2* — известняки; *3* — доломиты

нейшие геотермические наблюдения в пределах Далдыно-Алакитского района существенно уточнили и расширили представление о мощности и строении криолитозоны (табл. 15, рис. 68). Интерпретация материалов комплексного каротажа глубоких скважин также позволяет оценить мощность криолитозоны здесь в 800—1000 м. При изучении мощности криолитозоны методом ВЭЗ в южной и юго-восточной части Анабарской антеклизы В. С. Якуповым и В. М. Калининым были установлены резкие колебания мощности по профилю с амплитудой до нескольких сотен метров (рис. 28). Резкое сокращение мощности криолитозоны с 670 до 1550 м ими фиксируется как в связи с изменением минерализации подмерзлотных вод, так и в зонах крупных разломов и подтверждается данными бурения.

Менее изучен в геотермическом отношении северный, северо-восточный и северо-западный склоны Анабарской антеклизы. По геотермическим исследованиям на северо-восточном склоне Анабарского массива (участок Ыраас, абс. отм. около 600 м) В. Т. Балобаев [81] предположительно оценивает мощность криогенной толщи в 890 м, а на северо-восточном склоне Анабарской антеклизы в бассейнах рек Анабар и Эбелях (рис. 69) — в 800—900 м.

Таким образом, установленные в настоящее время мощности криолитозоны в данном регионе в среднем изменяются в пределах 800—1100 м, повышаясь в бассейне верховьев р. Мархи до 1500 м. Аномально мощная, неоднородная по строению зона отрицательных температур свидетельствует о сложном соотношении влияния экзогенных и эндогенных факторов на формирование криогенной толщи.

Формирование криолитозоны на севере Евразии связывается с многолетним промерзанием горных пород при начавшемся в неогене и продолжающемся в четвертичное время общем ритмически направленном похолодании климата. На территории Северо-Восточной Азии отрицательный тепловой баланс горных пород на протяжении четвертичного периода оставался относительно стабильным, незначительно меняясь по абсолютной величине в ледниковые и межледниковые эпохи. Длительно существующая структура отрицательного радиационно-теплового баланса поверхности в рассматриваемом регионе привела к формированию мощной по глубине и распространению криогенной толщи. Однако зафиксированные в настоящее время мощности криолитозоны в 1000 м и более не могут быть объяснены только палеоклиматическими предпосылками. Поэтому мощная зона отрицательных температур свидетельствует об особенностях влияния эндогенных факторов на формирование криогенной толщи.

Регион отличается низкими значениями внутриземного потока тепла (рис. 25), значения которого в пределах территории весьма низкие и изменяются от 13 до 27 мВт/м² [81].

Карбонатные палеозойские породы, имеющие преимущественное распространение в данном регионе, характеризуются высокой теплопроводностью, обеспечивающей быстрый отвод тепла. Средние значения коэффициента теплопроводности известняков изменяются в пределах от 2,4 до 4,1 Вт/(м·К), у доломитов — от 2,8 до 3,4 Вт/(м·К), что практически в два раза превышает значения коэффициента теплопроводности песчано-глинистых отложений.

Существенным моментом при оценке особенностей формирования мощности криолитозоны является охлаждающее влияние высокоминерализованных отрицательно-температурных подземных вод. Их широкое площадное распространение и региональное перераспределение обусловили азональный характер дифференциации мощностей криолитозоны в пределах Анабарской антеклизы. Именно за счет охлажденных пород, содержащих криопэги, в пределах отдельных тектонических структур зафиксирована повышенная мощность криолитозоны.

Криогенное строение многолетнемерзлых пород. В строении многолетнемерзлых толщ данного района принимают участие породы архейского метаморфического комплекса, а также осадочные породы протерозоя и фанерозоя. В них распространены основные типы подземных льдов: лед-цемент, жильный лед, инфильтрационный, сублимационный. Верхняя часть разреза мерзлых пород сложена рыхлыми льдистыми мезозойско-кайнозойскими отложениями, промерзавшими как эпи-, так и сингенетически; нижняя — мощной толщей эпигенетически промерзших скальных и полускальных пород. В чехле рыхлых отложений криогенные текстуры в значительной степени имеют наложенный характер. Скальные и полускальные породы характеризуются унаследованными криогенными текстурами, обусловленными главным образом трещиноватостью. Повышенной выветрелостью и трещиноватостью породы отличаются в верхней 10—25-метровой части разреза (зона интенсивного выветривания пород). Особенности строения этой зоны и ее мощность определяются литологическим составом и конкретной геологической ситуацией. Фиксируемый на некоторых участках трапповых и высоких пластовых плато факт интенсивной циркуляции воздуха в ряде скважин свидетельствует о наличии сильнотрещиноватых зон в диапазоне глубин до 100 м. Однако в пределах всего района толщу многолетнемерзлых пород в зоне интенсивного выветривания следует рассматривать как совокупность разобщенных блоков и глыб, связанных трещинным льдом и дисперсным материалом. Характерно, что наиболее частые и мощные ледяные включения приурочены к участкам ослабления связей в породах: к контактам пород различных минерального и петрографического состава, плоскостям напластования в осадочных породах, к зонам тектонического дробления. Наиболее характерные типы льда

в эпигенетически промерзших коренных породах: жильный, инфильтрационный, сублимационный.

С глубиной вне зон дизъюнктивных нарушений трещиноватость пород закономерно убывает. Горные породы, залегающие на глубинах более 100—150 м, часто лишены ледяных включений и переходят в тип морозных пород, или включения льда в них незначительны и фиксируются в виде спорадических тонких пленок инея и льда, небольших друз и отдельных зерен кристаллов. Породы карбонатной и терригенно-карбонатной формаций палеозоя, представленные преимущественно известняками, доломитами, песчаниками, мергелями, характеризуются трещинными и трещинно-жильными криогенными текстурами, часто распученными [36]. Наиболее типичными являются горизонтально и вертикально ориентированные трещины первичной отдельности, а также трещины выветривания, каверны и полости выщелачивания. Коэффициент трещинной пустотности в наиболее выветрелой и трещиноватой приповерхностной зоне достигает 3—15 %. Известняки и доломиты относятся к породам средней прочности. По испытаниям монолитов этих пород предел прочности при одноосном сжатии составляет 28,9—56,3 МПа, пористость пород — 3,5—14 %. Характерной особенностью разреза многолетнемерзлых пород карбонатной формации в данном районе является широкое развитие приповерхностного горизонта «доломитовой муки». Этот горизонт, как правило, представляет собой воздушно-сухую сыпучую породу с включениями плитняка, щебня и дресвы карбонатных пород и не содержащую включений льда. Исключения составляют участки развития пластовых инъекционно-сегрегационных льдов, где под влиянием гидродинамического напора во льду формируются вихреобразные ксенолиты «доломитовой муки».

Для пород угленосно-терригенной формации — мезозойских песчаников, алевролитов, аргиллитов, песков — наиболее типичны трещинные, пластово-трещинные и массивные криогенные текстуры, часто расширенные, развивающиеся по трещинам выветривания и первичной отдельности. Коэффициент трещинной пустотности в приповерхностной зоне варьирует в диапазоне 5—15 %. Максимальная ширина трещин 10—15 см. Характерная особенность — значительная пористость пород, достигающая 20 %. По прочностным параметрам их можно отнести к группе слабых пород. Пористость пород туфогенной формации изменяется от 5,4 до 28 %. Многолетнемерзлым породам туфогенной формации, представленной преимущественно туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, свойственно развитие трещинных криогенных текстур по трещинам выветривания. В верхней части разреза нередко наблюдается базальная криогенная текстура. Породы туфогенной формации можно отнести к породам средней прочности.

Породы трапповой формации в регионе представлены главным образом долеритами и базальтами. Несмотря на высокие прочностные показатели, позволяющие отнести их к группе прочных горных пород, в приповерхностной 7—15-метровой зоне они характеризуются значительной степенью дезинтеграции. Преобладают трещины первичной отдельности и трещины выветривания. Коэффициент трещинной пустотности изменяется в пределах 1—7 %. Однако не все трещины заполнены льдом и льдистость их, как правило, невысока (1—3 %). Ширина льдонасыщенных трещин в траппах изменяется от долей миллиметра до 2—5 см, наиболее типичны трещинные и трещинно-жильные криогенные текстуры.

Наиболее древние рыхлые образования данного района — мезозойские и мезозойско-кайнозойские плотные глины с прослоями песка, включениями гравия и гальки, пески с линзами и прослоями гравийно-галечного материала характеризуются невысокой льдистостью — 5—15 %. Криогенная текстура отложений, как правило, массивная и корковая, нередко бывает нарушена отдельными горизонтальными линзами и шлирами льда, приуроченными к трещинам слоистой отдельности

глин, контактам отложений различного литолого-фациального состава. Обширные пространства междуречий в пределах пластовых плато перекрыты чехлом рыхлых отложений, генезис которых неясен. Их относят к широкому возрастному интервалу — N_2 — Q_{III}. Разрез отложений не выдержан по мощности (1—15 м) и представлен переслаиванием песков, глин, с включением линз и прослоев гравийно-галечных отложений с льдистостью 25—50 %. Преобладающие криогенные текстуры: массивная, корковая, базальная, линзовидно-слоистая. Для отложений характерно включение повторно-жильных льдов мощностью до 3—5 м.

Среди четвертичных аллювиальных отложений выделяются два основных типа разреза. Первый тип свойствен современным долинам, где аллювиальное осадконакопление находится в инстративной фазе. Он характеризуется маломощным чехлом рыхлых синкриогенных отложений, перекрывающих сильно выветрелые эпикриогенные коренные породы. Второй тип разреза характерен для долин, где аллювиальному осадконакоплению свойственна перстративная фаза аккумуляции. Залегающий здесь на эпикриогенных коренных породах чехол рыхлых отложений характеризуется наличием в разрезе повторно-жильных льдов, залежей пластовых льдов и линз льдогрунта (рис. 70, 71). Наименьшие значения льдистости (10—20 %) характерны для русловой фации аллювия, наибольшие (до 40 % и более) — для пойменной фации. Преобладающие криогенные текстуры для отложений более грубого механического состава — корковая, массивная, линзовидная; для отложений более тонкого механического состава — мелкошлировая линзовидная, слоистая, сетчатая. Повсеместное распространение в отложениях террас имеют повторно-жильные льды, мощность которых, как правило, контролируется мощностью аллювия и его составом. Характерной особенностью криогенного строения является развитие повторно-жильных льдов не только в тонкодисперсных, но и в грубодисперсных (песчаных) отложениях. Палеогеографические условия позднечетвертичного времени и специфика гидрогеологической обстановки при промерзании аллювиальных и ряда склоновых отложений способствовали формированию крупных пластов и линз льдогрунта мощностью до 4—7 м. Последние отмечаются повсеместно и приурочены к зонам контакта тонкодисперсных и крупнообломочных отложений в пределах тыловых швов надпойменных террас, обводненных подножий склонов и др. Криогенное строение и льдистость элювия во многом определяются вариациями состава и мощности отложений, морфологией кровли коренных пород и характером дренажа поверхности. На хорошо дренируемых междуречьях в пределах пластовых и трапповых плато с близким залеганием коренных пород льдистость отложений редко превышает 20 %, ледяные включения формируют мелколинзовидную, корковую, реже базальную и массивную криогенные текстуры. Увеличение льдистости возможно за счет линз льдогрунта, сформированных в карстово-эрозионных депрессиях и понижениях кровли коренных пород.

В пределах плато с преимущественным развитием крупнообломочных образований пород траппового комплекса с содержанием суглинистого заполнителя 5—15 % преобладают корковая и массивная криогенные текстуры, льдистость не превышает 10 %.

Для плохо дренируемых, заболоченных водораздельных поверхностей низких пластовых плато наиболее характерно двухслойное строение рыхлого покрова. Верхняя часть разреза мощностью до 4 см представлена сильнольдистыми пылеватыми суглинками и супесями, нередко оторфованными, с плохо разложившимися растительными остатками и единичными включениями дресвы и щебня коренных пород. Льдистость отложений составляет 30—50 %. Преобладающие криогенные текстуры — мелкошлировая линзовидно-слоистая, слоистая, массивная. Нижняя часть разреза мощностью 5—6 м представлена льдистыми супесями и суглинками, вмещающими повторно-жильные и пластовые льды. Мощность жил льда контролируется мощностью супесчано-сугли-

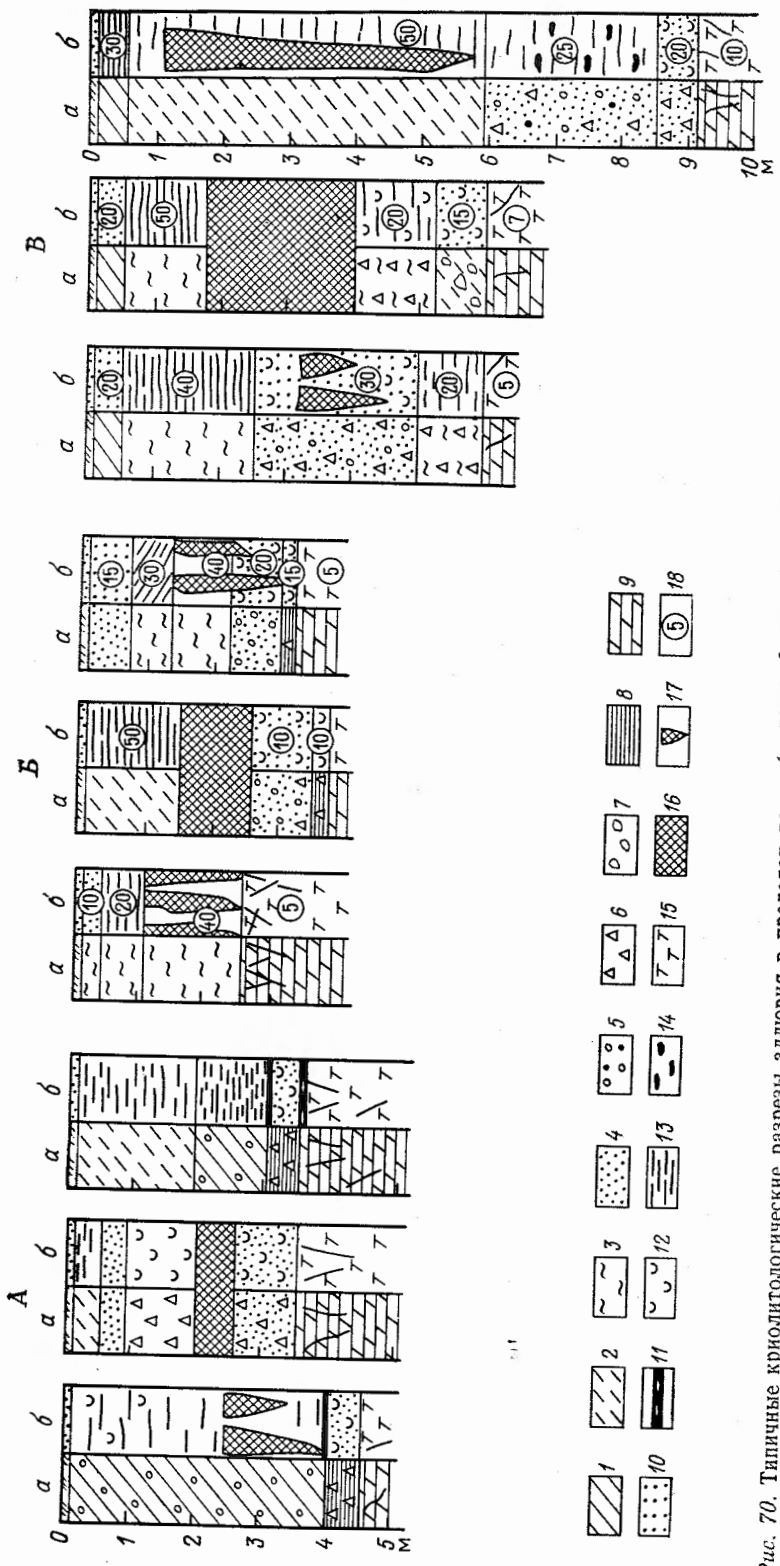


Рис. 70. Типичные криолитологические разрезы аллювия в пределах долин Оленёк-Анабарского пластового плато:
А — на высокой пойме; *Б* — на I надпойменной террасе; *В* — на III надпойменной террасе; *а* — литологический разрез: *1* — суглинки, *2* — супеси, *3* — алевриты, *4* — пески, *5* — гравийно-галечные отложения, *6* — дресвяно-щебнистые отложения, *7* — глыбы, *8* — доломитовая мука, *9* — доломиты трещиноватые; *б* — криогенные текстуры: *10* — массивная, *11* — базальная, *12* — корковая; *13* — слоистая, *14* — линзовидная, *15* — пластово-трещинная; *16* — крупные линзы и пласты льда; *17* — повторно-жильные льды; *18* — объемная льдистость, %

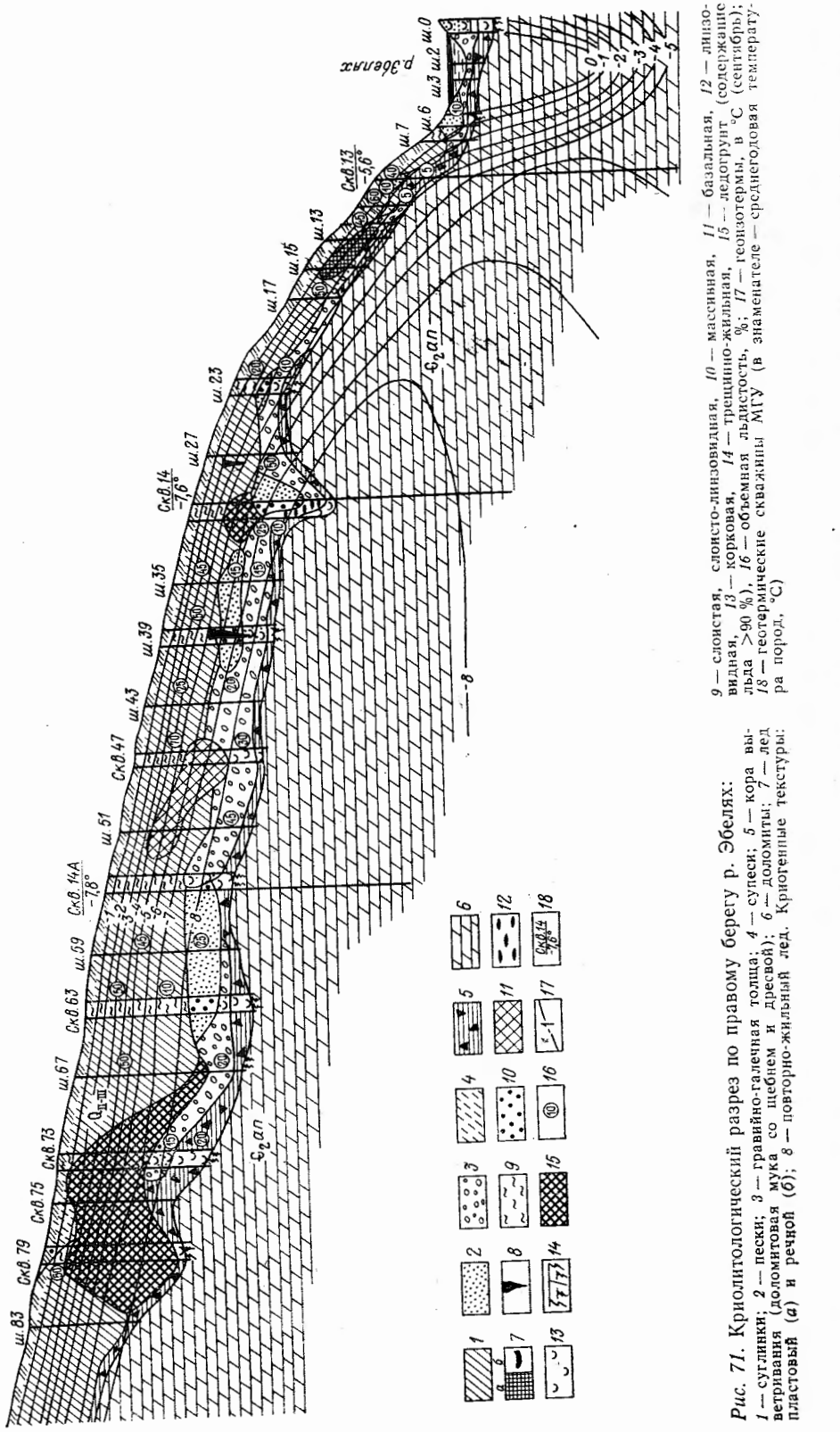


Рис. 71. Криолитологический разрез по правому берегу р. Эбелях:
1 — суглинки; *2* — пески; *3* — гравийно-галечная толща; *4* — супеси; *5* — кора выветривания (доломитовая мука со щебнем и дресвой); *6* — доломиты; *7* — ледогрунт пластовый (*а*) и речной (*б*); *8* — повторно-жильный лед. Криогенные текстуры: *9* — слоистая, слоисто-линзовидная, *10* — массивная, *11* — базальная, *12* — линзовидная, *13* — корковая, *14* — трещинно-жильная, *15* — ледогрунт (содержание льда >90 %), *16* — объемная льдистость, %; *17* — геоизотермы, в °С (сентябрь); *18* — геотермические скважины МГУ (в знаменателе — среднегодовая температура пород, °С)

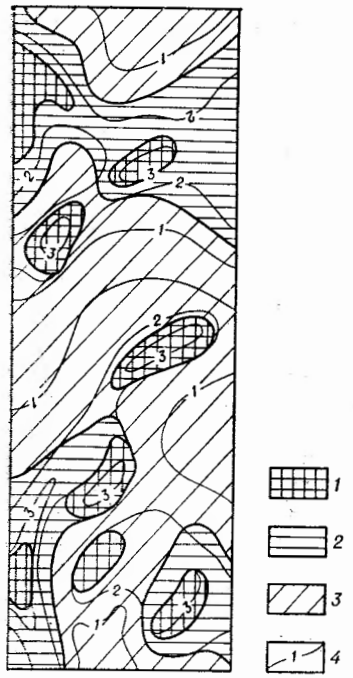


Рис. 72. Залегание линз ледогрунта и льдистого суглинка в плане (масштаб 1 : 25 000) в карстово-эрозионных депрессиях на плоских водоразделах, сложенных карбонатными породами ордовика:
1 — ледогрунт ($i_{об}$>50 %); *2* — суглинок льдистый ($i_{об}$ 30—50 %); *3* — суглинок ($i_{об}$ до 30 %); *4* — мощность рыхлых отложений, м

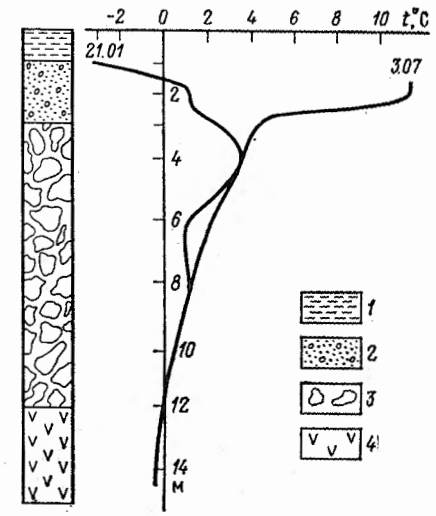


Рис. 73. Температура пород под руслом р. Мархи в ее верхнем течении:
1 — вода; *2* — песчано-галечная толща руслового аллювия; *3* — валуны и глыбы долеритов подруслового аллювия, переходящие в разборную скалу; *4* — долериты

нистых отложений. На площадях развития древних карстовых и карстово-эрозионных депрессий (рис. 72) в нижней части разреза фиксируются линзы льдогрунта и пластовые залежи инъекционно-сегрегационных льдов мощностью 8—9 м. На участках развития неоген-верхнечетвертичных отложений нижняя часть разреза, как правило, отсутствует.

Широкое распространение в регионе имеют солифлюкционные отложения — солифлюкционных террас, потоков и покровов, приуроченные к средним и нижним частям склонов; структурно-солифлюкционных и делювиально-солифлюкционных покровов, формирующихся на пологих и средних склонах. В разрезе солифлюкционных отложений преобладают пылеватые суглинки и супеси, количество включений обломочного материала варьирует в пределах 10—30 %. Льдистость отложений закономерно увеличивается вниз по разрезу от 15 до 60 %. Преобладающие криогенные текстуры: линзовидная, базальная со следами плойчатости, сетчатая, массивная.

Делювиальные отложения, приуроченные к подножиям склонов, представлены льдистыми пылеватыми суглинками и супесями с включениями дресвы и щебня. Мощность отложений изменяется от 2—3 до 7—8 м. Преобладающие криогенные текстуры: слоистая, линзовидно-слоистая неполносетчатая, массивная. В нижней части разреза в зоне контакта с русловой фацией аллювия и разрушенными коренными породами отмечается наличие линз и прослоев льдогрунта.

Современные термокарстово-озерные и озерно-болотные отложения развиты в пределах понижений на плоских водоразделах, мощность их не превышает 10 м. Отложения представлены оторфованными суглинками и супесями, торфами и характеризуются высокой льдистостью — до 50—70 % объема. Преобладают слоистая, сетчатая и массивная криогенные текстуры. Отложения повсеместно содержат повторно-жильные льды мощностью до 5—7 м.

Распространение и условия формирования таликов. Они определяются суровой геокриологической обстановкой, на больших пространствах исключающей развитие сквозных положительно-температурных таликов. Несквозные талики также имеют ограниченное распространение и относятся преимущественно к гидрогенному типу (подрусловые и подозерные).

Подрусловые несквозные талики распространены под участками русел рек Анабар, Оленёк, Марха, Котуй и их крупных притоков. Развитие таликов здесь связано с режимом и мощностью водотока (его шириной и глубиной), характером подруслового стока и составом русловых отложений, соотношением с трещиноватыми зонами в коренных породах, с мощностью мерзлых толщ и криолитозоны в целом.

Гидрометрические и гидрогеологические характеристики рек и данные электропрофилирования, ВЭЗ и бурения свидетельствуют, что подрусловые талики по площади не выходят за пределы водной поверхности. Характерной особенностью рек рассматриваемой территории является их порожистость, чередование плесов и перекатов, что связано с наличием галечно-песчаного руслового аллювия и сильнотрещиноватых коренных пород. Это создает благоприятные условия для фильтрации руслового потока в нижележащие отложения и формирования таликовой чаши вдоль русла. На участках плесов с глубинами более 2 м развиты талики мощностью от 6—8 до 30—40 м. На участках перекатов наличие таликовых зон проблематично; здесь вероятно увеличение сезонноталого слоя до 3—5 м. Переход по боковым контактам от талых пород к мерзлым происходит в большинстве случаев резко и граница является крутопадающей или вертикальной. Границы таликов динамичны во времени за счет сезонного и многолетнего промерзания берегового аллювия, который может в виде мерзлых «карнизов» и «козырьков» протяженностью до 10—20 м и мощностью 1—3 м располагаться над нижележащими талыми породами. Такие случаи зафиксированы в бассейнах рек Молодо, Анабар, Эбелях. Характер температур под руслом реки показан на рис. 73.

В прирусловых зонах крупных рек, представленных хорошо водопроницаемыми галечниками, под косами и бечевниками нередко развиты прирусловые талики. Состав аллювия и гидрологические условия, при которых бечевник целиком попадает в сферу действия речного потока, при паводках обусловливают хорошую промытость отложений и, следовательно, условия для инфильтрации и фильтрации, что создает здесь дополнительный теплоперенос, обеспечивающий существование прирусловых таликов.

Несквозные подозерные талики распространены практически под всеми озерами Прианабарского региона [78]. Ведущими факторами, определяющими мощность таликовой зоны, являются параметры водоема (глубина, площадь), связанные со стадией его развития, а также характер субаквального разреза, его фильтрационные характеристики. Наиболее подробно, с помощью геофизических исследований, изучены подозерные талики Далдыно-Алакитского района (табл. 16).

В общем для района исследований строение подозерных таликов представляется следующим образом. Первый от поверхности слой, мощность которого соответствует горизонту сильно трещиноватых коренных пород, содержит относительно много свободной воды (около 10 %), находящейся в трещинах и порах. Второй слой характеризуется крайне незначительным содержанием воды и почти полным отсутствием фильтрации. Основные характеристики подозерных таликов (мощность, границы в плане) значительно меняются в процессе естественного развития водоемов. Некоторые озера имеют тенденцию к зарастанию и обмелению, что влечет за собой изменения в конфигурации таликов и приводит к новообразованию многолетнемерзлых пород. Подобный процесс происходит под оз. Верхнее, которое было спущено при водозаборе и

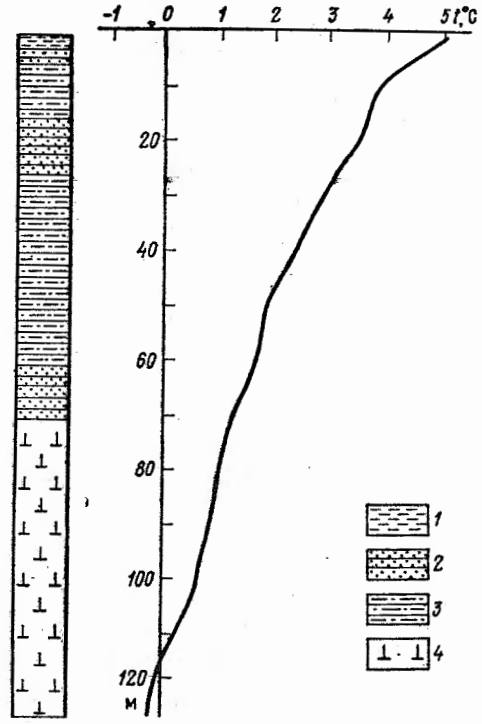


Рис. 74. Мощность и температура талых пород под оз. Безымянным:
1 — вода; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — кимберлиты

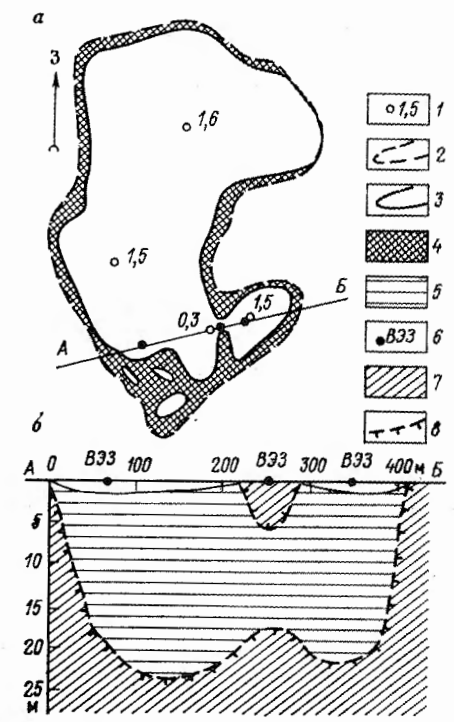


Рис. 76. Динамика озера (*а*) и талика под ним (*б*):
1 — глубина озера; *2* — граница озера в 1953 г.; *3* — граница озера в 1973 г.; *4* — площадь новообразования мерзлоты; *5* — талик; *6* — точки ВЭЗ; *7* — многолетнемерзлая толща; *8* — граница талика и многолетнемерзлых пород

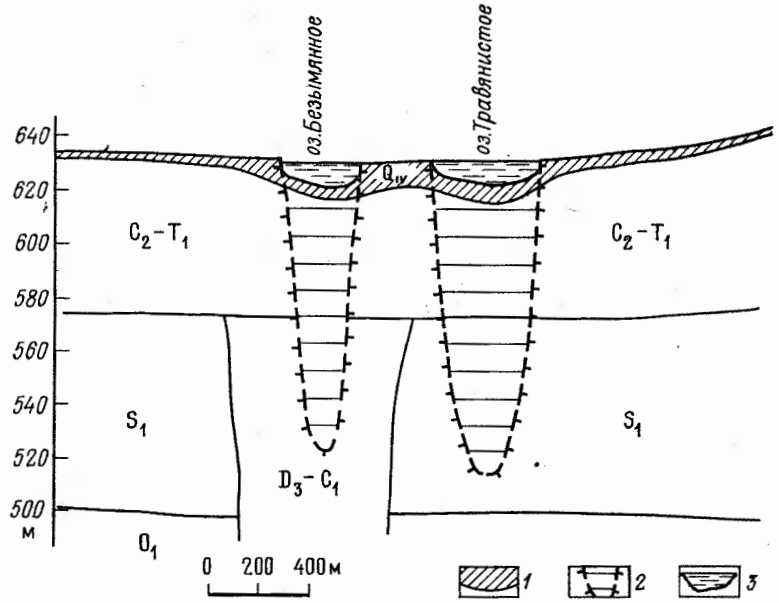


Рис. 75. Конфигурация и мощность подозерных таликов в пределах траппового плато (участок Юбилейный):
1 — чехол четвертичных отложений; *2* — талики под озерами; *3* — озеро

Таблица 16

Гидрографическая характеристика водоемов и мощность таликовых зон под ними

Озера	Площадь, тыс. м²	Глубина, м	Мощность талика, м	Озера	Площадь, тыс. м²	Глубина, м	Мощность талика, м
Травянистое	276	1,8	63	Перевальное	230	1,8	76
Безымянное	293	2,14	70	Верхнее	375	0,5	От 8,5 до 76
Мутное	905	1,95	79				
Круглое	350	1,6	52	Ойуур-Кюель	550	1,7	2,7
Марха	1835	1,6	92	(водохранилище)			
Аччагый-Сытыкан	800	1,7	46	Орто-Кюель	250	1,5	88

создании водохранилища для водоснабжения пос. Айхал и изолировано от области питания насыпной автодорогой Айхал — Удачный.

Данные бурения и расчеты глубины талика под оз. Безымянное, расположенном в пойме р. Мархи, показывают, что при размерах озера 250—300 м в диаметре и 2—2,5 м глубиной температура пород в талике понижается от 4—5 °С на урезе до 0 °С на глубине 115 м (рис. 74). Среднегодовая температура окружающих талик пород составляет —4,5 °С. Конфигурация подозерных таликов, так же как и речных, характеризуется крутонаклонными или отвесными границами. Это установлено геофизическими исследованиями и для других водораздельных озер (рис. 75). Динамика озер и подозерных таликов прослежена на высокой пойме р. Мархи за 20-летний период. На рис. 76 показано, что за этот срок произошло промерзание талика на участке зарастающей отмели как сверху, так и снизу, со стороны мерзлой толщи. Наряду с процессами новообразования многолетнемерзлых пород под водоемами происходит и обратный процесс, т. е. их протаивание под вновь создаваемыми водоемами, водохранилищами, хвостохранилищами.

Криогенные процессы и образования

Расположение района в зоне сплошного распространения низкотемпературных многолетнемерзлых пород обусловило специфику интенсивности развития и пространственной дифференциации криогенных и других экзогенных процессов и образований.

Криогенное выветривание пород. На рассматриваемой территории криогенное выветривание распространено повсеместно и обусловлено резко континентальным климатом и процессами протаивания — промерзания горных пород. Процессы криогенной дезинтеграции, в основе которых лежит расклинивающее действие кристаллов и агрегатов льда и воды, приводят к крупнообломочному разрушению пород, вследствие чего скальные и полускальные породы карбонатной, терригенно-карбонатной, трапповой формаций, доминирующие на данной территории, теряют свою монолитность, подвергаются трещинообразованию и разрушению. Мощность зоны интенсивного криогенного выветривания неодинакова в различных геолого-тектонических и геоморфологических условиях: наибольшая составляет 15—25 м и присуща породам карбонатной и терригенно-карбонатной формации палеозоя. Повышение мощности установлено в днищах долин, в зонах дизъюнктивных нарушений.

Криогидратационная дезинтеграция является причиной тонкозернистого дробления, что приводит к характерному преобладанию крупноалевритовых частиц (0,05—0,01 мм) в рыхлых поверхностных отложениях при относительно равном содержании более крупных и более мелких фракций. Так, содержание крупноалевритовой фракции в рыхлых отложениях бассейна р. Анабар составляет в среднем: в элювиальных

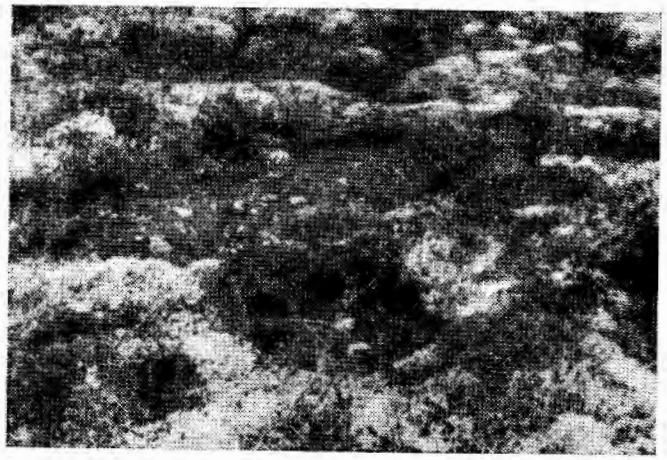


Рис. 77. Пятна-медальоны. Фото А. Ю. Деревягина

образованиях — 30,9 %, в склоновых — 32,2 %, в пролювии — 36,2 %, в пойменной фации аллювия — 32,7 %. Содержание крупноалевритовых частиц в более древних меловых отложениях древних карстовых полостей составляет лишь 14,6 %. Аналогичное распределение крупноалевритовой фракции в рыхлых поверхностных отложениях зафиксировано и в Далдыно-Алакитском и Приленском районах.

Пучение. В естественных условиях в связи с преобладающей глубиной сезонного оттаивания 0,5—1 м пучение пород связано в первую очередь с широким развитием процессов дифференциального выморaживания (выпучивания) каменного материала на поверхность. Типичными для микро- и мезорельефа высоких и низких пластовых и вулканических плато являются структурные грунты — формы рельефа, возникающие в результате сортировки неоднородной грунтовой массы, насыщенной водой, при ее многократном замерзании и оттаивании. На водораздельных поверхностях — это пятна-медальоны (рис. 77), каменные кольца и многоугольники с более или менее выраженной морозной сортировкой. На склонах — это каменные полосы обломков пород с линейной дифференциацией мелкозема, каменные реки и курумы. Наиболее часто встречающиеся формы — каменные многоугольники и кольца — представляют собой слегка выпуклые участки вязкого тиксотропного мелкозема, окруженные валиками камней (дресва, щебень, валуны). Поперечник каменных многоугольников варьирует от 0,3—0,4 до 1,5—3 м, ширина каменного бордюра — от 0,2—0,5 до 1,5—2 м. Центральные части каменных многоугольников и колец часто лишены растительности. В их разрезе выделяется четко выраженное суглинисто-супесчаное ядро, окруженное разноразмерными обломками коренных пород. На поверхности пятен, как правило, хаотически (реже с полигональным рисунком) расположен крупнообломочный материал — дресва, гравий, щебень. Каменные поля из крупных глыб и обломков наиболее характерны для участков трапповых плато (рис. 57). Это обширные пространства (до нескольких сотен метров в поперечнике), занятые хаотически расположенными глыбами и щебнем с редкими спорадически расположенными пятнами мелкозема (рис. 59). На поверхности нередко наблюдаются участки с морозной сортировкой крупнообломочного материала, создающие в плане характерные круглые и овальные формы — «каменные венки».

Потенциальная возможность развития процессов пучения, несмотря на малую мощность сезонного слоя и чехла рыхлых отложений, предопределена высокой влажностью супесчано-суглинистых грунтов практически на всех элементах рельефа. Вместе с тем такие формы как многолетние бугры пучения (рис. 78) имеют весьма ограниченное рас-



Рис. 78. Многолетний бугор пучения. Фото А. Ю. Деревягина

пространение и приурочены к заболоченным верховьям ручьев и к озерно-болотным котловинам. Их развитие связано с достаточно мощными (до 10—15 м) сильно увлажненными пылеватыми супесчано-суглинистыми отложениями в условиях незначительных гидродинамических напоров. Нередко бугры пучения сгруппированы по 2—3 и ориентированы вдоль проток, имеют овальную в плане форму и размеры от 7—10 до 20—30 м в поперечнике; высота бугров не превышает 2—4 м. Бугры окружены пушицево-осоковым болотом, нередко на поверхности развит сухостойный «пьяный» лес.

Разрез бугров пучения характеризуется наличием суглинистого ядра с объемной льдистостью 50—70 %. Частые ледяные прослои создают тонко- и мелкошлировую слоистую криогенную текстуру. С поверхности бугры перекрыты сильно оторфованной супесью. Дерново-моховый покров маломощен и составляет не более 5—10 см. Особенности строения бугров пучения свидетельствуют о миграционно-инъекционном механизме их образования.

С озерно-болотными отложениями связано развитие плоскобугристых торфяников (рис. 79). Они имеют обычно неправильную в плане форму, высоту около 0,5 м, иногда более; мощность торфа составляет

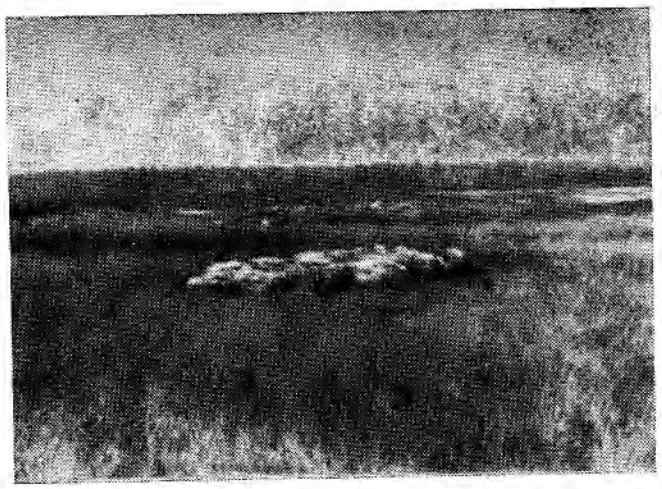


Рис. 79. Плоскобугристые торфяники. Фото А. Ю. Деревягина

10—15 см. Поверхность этих торфяников кочковатая, кустарниковый покров отсутствует.

Морозобойное трещинообразование. На большей части территории района развито морозобойное трещинообразование, проявляющееся в виде системы узких трещин различной длины. Выраженность образований, в основе которых лежит морозобойное растрескивание, различна, что связано со свойствами пород и современными процессами сноса. На плоских междуречных пространствах, в пределах низких пластовых плато, перекрытых неоген-среднечетвертичными отложениями, отмечается слабовыраженный плоский безваликовый полигональный рельеф. Валиковый микрорельеф фиксируется в заболоченных озерно-болотных котловинах, надпойменных террасах, участках развития озерно-аллювиальных отложений. На высоких пластовых и трапповых плато с маломощным чехлом крупнообломочных отложений с супесчано-суглинистым заполнителем морозобойное трещинообразование отражается в виде широко развитых форм структурных грунтов — каменных колец, многоугольников, полигональных крупнообломочных грунтов. На склонах в связи с динамичностью чехла поверхностных отложений полигональные образования фиксируются в неявном виде. Здесь наиболее характерными формами микрорельефа являются делли и каменные полосы.

С процессами морозобойного растрескивания связано развитие повторно-жильных льдов, условия формирования которых на данной территории в пределах различных морфоструктур неодинаковы. В южной части региона на трапповых и высоких пластовых плато в связи с глубоким эрозионным расчленением и незначительной мощностью рыхлых отложений условия формирования для ледяных жил в целом неблагоприятны. Широкое развитие сингенетических и эпигенетических повторно-жильных льдов характерно здесь только для участков распространения пойменных и озерно-болотных отложений. Мощность ледяных жил в них не превышает 1—3 м, жилы растущие, глубина их залегания составляет 0,3—0,5 м. В плане повторно-жильные льды образуют четырех-пятиугольную систему со стороной 10—15 м. Над ледяными жилами нередко наблюдаются зияющие трещины шириной 0,5—5 см. Повторно-жильные льды, не затронутые термокарстом, обычно слабо выражены в рельефе и плохо читаются на аэрофотоснимках. Форма полигонов, как правило, плоская, безваликовая, реже вогнутая валиковая с болотцами в центре.

На севере территории в пределах низких пластовых плато повторно-жильные льды установлены практически во всех генетических комплексах рыхлых четвертичных отложений. Наиболее широкое развитие они имеют в аллювиальных, озерно-аллювиальных, озерно-болотных и делювиальных отложениях. Возрастной диапазон развития повторно-жильных льдов — от конца среднечетвертичного до современного времени. Характерной особенностью распространения повторно-жильных льдов является их приуроченность не только к супесчано-суглинистым, но и к песчаным и крупнообломочным отложениям. Мощность ледяных жил, как правило, контролируется мощностью рыхлых отложений и не превышает 2—4 м, возрастая в пределах аллювиальных террас, полигональных и плоскобугристых торфяников до 5—7 м. Формирование повторно-жильных льдов в настоящее время наблюдается здесь в пределах полигональных и плоскобугристых торфяников, на участках верховых болот, низкой и высокой поймы, частично I надпойменной террасы, на некоторых участках долин временных водотоков и подножий склонов.

Термокарст. Специфика геологической среды, незначительная мощность рыхлых отложений, относительно стабильные условия теплообмена на поверхности пород, глубокое эрозионное расчленение, хороший дренаж обусловливают ограниченное распространение процессов термокарста. Вместе с тем высокая льдистость отложений (солифлюкционных, делювиально-солифлюкционных, аллювиальных, пролювиальных) часто увеличивающаяся за счет повторно-жильных и пластовых льдов и линз

льдогрунта, предопределяет интенсивное развитие термокарста при нарушении условий теплообмена на поверхности. Прогрессирующие процессы термокарста (проседание поверхности, образование отрицательных форм микро- и мезорельефа — воронок, западин, ложбин, мочажин нередко с зеркалом воды) приурочены к заболоченным плохо дренируемым участкам водоразделов с озерно-болотными льдистыми отложениями и к льдистым отложениям с повторно-жильными льдами в долинах и озерно-аллювиальных равнинах.

Солифлюкция. Это один из важнейших факторов денудации в районе исследований. В результате солифлюкционного сноса происходит транспортировка и перераспределение рыхлого материала на склонах, формирование своеобразных склоновых отложений и форм микрорельефа. Вязкопластичное солифлюкционное течение дисперсных грунтов нередко происходит одновременно с плоскостным (делювиальным) смывом. Верхние и средние части склонов долин, а на Анабарском плоскогорье — средние и нижние части склонов, как правило, покрыты плащом делювиально-солифлюкционных и солифлюкционных образований, придающих определенные морфологические черты склоновым поверхностям. К типично солифлюкционным формам, наблюдаемым на склонах, относятся солифлюкционные языки и террасы, натечные формы, разрывы сплошности дернины и мохового покрова. К числу наиболее характерных солифлюкционных и эрозионно-солифлюкционных форм микро- и мезорельефа в регионе относятся делли — неглубокие ориентированные вдоль склонов борозды и ложбины. Делли на склонах низких и высоких пластовых и вулканических плато хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, создавая специфический веерообразный рисунок. Зарождаясь на возвышенных пологих водораздельных поверхностях, они нередко соединяются между собой ниже по склону в более крупные ложбины. Ширина деллей разнообразна и колеблется от 5 до 30 м, расстояние между ними от 10 до 60 м. Глубина вреза деллей зависит от мощности рыхлых отложений и составляет в среднем 1—2 м, достигая 2—3 м в нижних частях склонов. Дно ложбин покрыто влаголюбивой растительностью, иногда заболочено, в тальвеге довольно часто видны эрозионные борозды, заполненные заиленным песком и мелким щебнем. Водные потоки в деллях функционируют в период снеготаяния и после дождей. Постоянный поверхностный сток наблюдается в некоторых случаях только в нижних частях склонов, где в связи с этим в конце лета отложения переувлажнены и на лишенных дернины участках образуются натеки грунта.

Воды, стекающие по деллям, размывая оттаявшие склоновые отложения, выносят суглинисто-супесчаный материал вниз к подошве склона, что приводит к образованию своеобразных плоских конусов выноса, которые, сливаясь, создают единый сплошной шлейф. У бровок вблизи крутых склонов местами наблюдается их оседание, приуроченное к морозобойным трещинам, трещинам отдельности и сопровождающееся вывалом крупных глыб. Помимо этого здесь же имеет место процесс осыпания мелких обломков. Этот процесс идет постоянно, усиливаясь в апреле—мае и августе—сентябре, когда наступают контрасты температур в суточном цикле их изменений.

ГЛАВА 13

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТУНГУССКО-ВИЛЮЙСКОГО РЕГИОНА

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород

Орогидрография. Регион располагается в западной части Среднесибирского плоскогорья, охватывая бассейн Нижней Тунгуски и низовья ее притоков. В рельефе региона широко развиты структурно-денудацион-

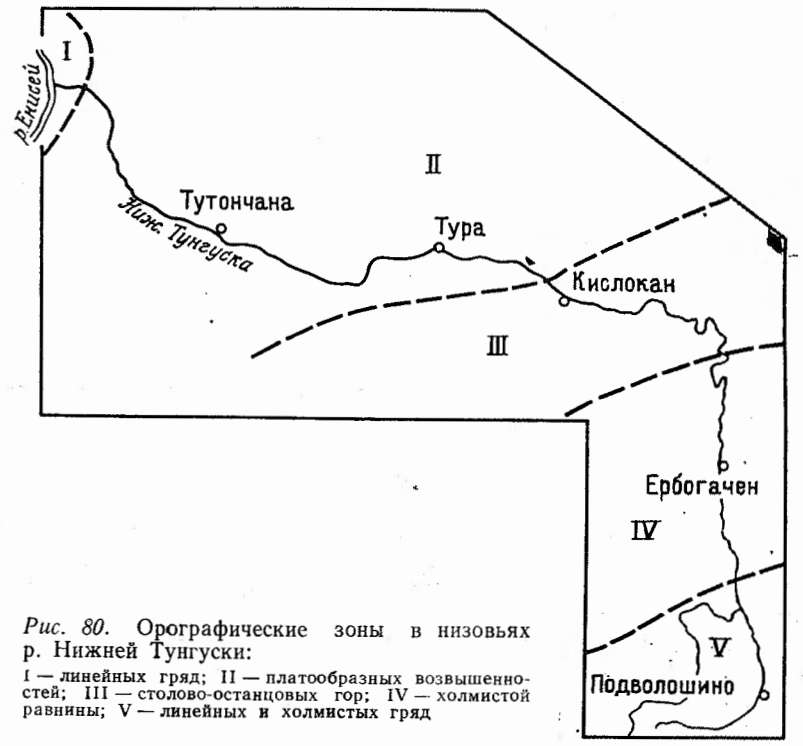


Рис. 80. Орографические зоны в низовьях р. Нижней Тунгуски:
I — линейных гряд; II — платообразных возвышенностей; III — столово-останцовых гор; IV — холмистой равнины; V — линейных и холмистых гряд

ные плато. Абсолютные высоты плоских водоразделов постепенно снижаются с севера плато Путорана на юг к долине р. Нижней Тунгуски от 1500 до 300 м, глубина расчленения уменьшается от 1000 до 100 м, крутизна склонов — от 30 до 3°, ширина водоразделов увеличивается от 1 до 20 км, ширина долин (от горной к равнинным частям) — от 0,5 до 5 км.

В пределах долины Нижней Тунгуски выделяются пять тесно связанных с определенными геологическими формациями орографических зон: линейных гряд, платообразных возвышенностей, столово-останцовых гор, холмистой равнины, линейных и холмистых гряд (рис. 80).

Зона линейных гряд охватывает низовья Нижней Тунгуски и приурочена к предгорной ступени, разделяющей Западно-Сибирскую низменность и Среднесибирское плоскогорье. Она отвечает зоне линейных и коробчатых складок верхнепротерозойских — среднепалеозойских карбонатных пород. Невысокие линейные гряды, имеющие длину 60—70 км и ширину 1—3 км, разделены заболоченными понижениями и в западном направлении сменяются отдельными возвышенностями с абс. отм. 160—180 м. Абсолютные отметки гряд — 140—160 м, понижений — 60—100 м. Долина реки террасирована, имеет ящикообразную форму с глубиной вреза до 200 м. Широкое распространение карстующихся пород обусловливает развитие карстовых форм рельефа. Для рельефа прилегающей местности характерны столовые возвышенности, иногда — ступенчатые с отметками до 500—550 м.

Зона платообразных возвышенностей занимает площадь широкого развития лавовых, туфолавовых пород триаса и пермских терригенных отложений, сильно насыщенных интрузиями долеритов. На данном участке для значительно расчлененного эрозионной сетью рельефа (глубина вреза 500—600 м) характерно чередование плоских междуречий с абс. отм. 550—600 м и глубоких каньонообразных долин с маломощным (до 10 м) аллювием, эрозионными и эрозионно-аккумулятивными террасами. Абсолютные отметки отдельных возвышенностей и гор достигают 800—900 м (Таймурские и Вивикские горы, г. Дегепин-Янгин,

г. Монмогчан и др.). Поверхность водоразделов местами заболочена, к выходам более слабых пермских пород приурочены понижения и озерные котловины. В русле Нижней Тунгуски часто встречаются пороги, связанные с выходами траппов (Вивикский, Учамский, Большой, Косой и др.), и большие отмели длиной до 100 м и высотой 5—10 м, сложенные крупновалунным аллювием. Рельеф этого участка заметно осложнен наложенными ледниковыми формами (конечные гряды, камы, озы, друмлины и др.). Долина Нижней Тунгуски на этом отрезке характеризуется чередованием участков ящикообразной асимметричной формы шириной по днищу 2,4—4,5 км с узкими V-образными врезами шириной до 0,3—0,5 км.

Зона столово-останцовых гор (см. рис. 80) располагается в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски (реки Ейка, Иритка, Илимпея, Таймура) и представляет собой переходную зону от платообразных междуречий и узких каньонообразных долин к холмистой равнине. Для нее характерен ландшафт столово-останцовых гор и грядовых возвышенностей, разделенных обширными низинами. В южном и юго-восточном направлении количество и размеры столовых останцов заметно уменьшаются. Абсолютные отметки водоразделов составляют 400—500 м, отдельных вершин — 800—900 м; высоты гряд обычно не превышают 650 м. Чередование прочных коренных пород с более слабыми обусловливает смену резкорасширенных (до 2—6 км) и суженных (0,2—0,5 км) участков долин, появляется ряд крупных излучин. Долина Нижней Тунгуски в среднем течении врезана на глубину 300—400 м.

Холмистая равнина образовалась на слабых осадочных породах перми и юры, распространенных в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски. Над плоской поверхностью равнины поднимаются отдельные куполовидные возвышенности и гряды различных очертаний, образованные дайками долеритов. Абсолютные отметки плоских заболоченных междуречий составляют 350—400 м, отдельных вершин — до 600 м. Долина реки ящикообразная с пологими террасированными склонами и глубиной вреза 100—150 м. Ширина днища долины достигает 8—10 км. Узкие V-образные участки долины, связанные с долеритовыми интрузиями, сравнительно редки. На этих участках много перекатов, шивер, встречаются пороги (Ждановский и др.).

Зона линейных и холмистых гряд (см. рис. 80) соответствует области развития карбонатных пород кембрия и ордовика, охватывает междуречья Непы, Нижней Тунгуски и Лены. Абсолютные отметки поверхности плато составляют 500—600 м, отдельные возвышенности достигают 700 м. Долина Нижней Тунгуски в этой части региона широкая, до 7—8 км, террасированная, с глубиной вреза в среднем 100—150 м. В верховьях долина Нижней Тунгуски распластанная, встречаются карстовые проявления — воронки, пещеры; отмечается поглощение поверхностных водотоков.

Основная река региона — Нижняя Тунгуска — целиком протекает в пределах Серднесибирского плоскогорья, лишь самые ее низовья (60—80 км) попадают в зону сочленения Среднесибирского плоскогорья с Западно-Сибирской низменностью. Река берет начало на северных склонах Лено-Ангарского водораздела и в верхнем течении имеет субмеридиональное направление, севернее пос. Наканно круто меняя его на субширотное. На субмеридиональном отрезке река течет по дну широкой долины в преимущественно галечном русле, изобилующем перекатами и шиверами. В нижнем течении чередование твердых коренных пород с более мягкими обусловливает то резкое расширение долины до 2—3 км, то превращение ее в узкое и глубокое каньонообразное ущелье с крутыми скалистыми стенами высотой 100—200 м (рис. 81). Ширина русла Нижней Тунгуски изменяется от 300—400 м (пос. Кислокан) до 600—700 м (фактория Большой Порог); в устье, при впадении в Енисей, ширина русла достигает 1000 м. Средняя скорость течения на 120 км от устья составляет 4—5 м/с в паводок, 1—1,5 м/с — в летнюю

межень и 0,2—0,3 м/с — зимой. Глубина реки в межень составляет менее 10 м, в низовьях реки в крупных западинах достигая 70—80 м. Для нее характерны высокие подъемы уровней — до 24 м в верховьях, 10—15 м в среднем течении и 20—30 м в низовьях. На половодье приходится 65—70 % годового стока. Первые ледовые явления на реке появляются в первой половине октября. Толщина льда 70—85 см, в верхнем течении 100—110 см. На зажорных участках и в местах впадения притоков образуются наледи. Продолжительность ледостава в среднем 7 месяцев, максимальная — 8, минимальная — 5,5. Вскрытие реки начинается в конце апреля — начале мая, ледоход продолжается 1—1,5 недели. Воды Нижней Тунгуски отличаются малой мутностью.

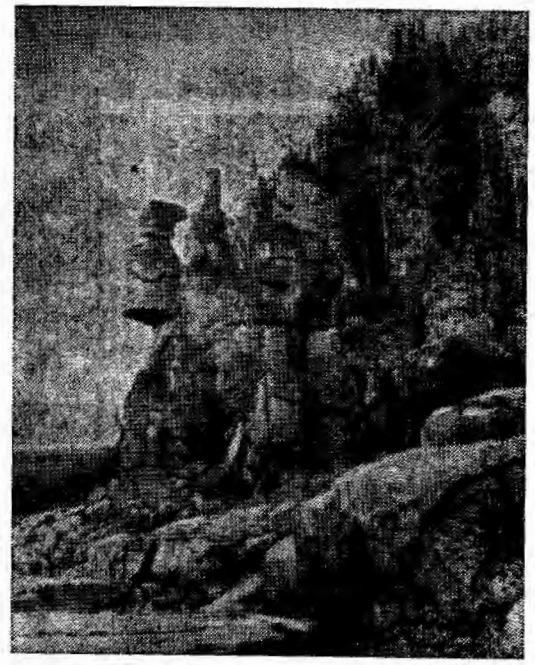


Рис. 81. Трапповые обрывы в долине Нижней Тунгуски. Фото Н. Ф. Кривоноговой

Характерной особенностью бассейна Нижней Тунгуски является его асимметричность: в верхнем течении преобладают левые притоки, ниже — правые. В среднем и нижнем течении изгибы реки угловатые, коленчатой формы, заметна приуроченность изгибов русла, положения долин притоков и отдельных отрогов к единому северо-западному простиранию тектонических разломов в траппах. Основными правыми притоками являются реки Ейка, Кочечумо, Виви, Тутончана, Ерачимо, Северная; левыми — Непа, Ерёма, Тетея, Илимпея, Нидым, Таймура, Учами.

Самым крупным притоком Нижней Тунгуски является р. Кочечумо, берущая начало в горах Путорана. Крупными притоками р. Кочечумо являются реки Тембенчи, Эмбенчимэ, Туру. Долина р. Нижней Тунгуски в районе Большого Порога симметричная, ящикообразная, с глубокими врезами, террасированные берега чередуются со ступенчатыми, обусловленными пластовыми интрузиями, часты скальные обрывы (рис. 81). Четко выделяются три террасы и высокая пойма. Высота III террасы 85—90 м, уступ ее чаще всего выполаживается, покрыт чахлым, довольно густым лесом. Поверхность террасы постепенно переходит в столовую возвышенность. Вторая терраса высотой 40—45 м имеет почти вертикальный уступ с четкой бровкой, хорошо выраженным тыловым швом и почти горизонтальной поверхностью. Первая терраса высотой 23—25 м распространена фрагментарно, расчленена притоками и имеет неровную поверхность. Останцы ее часто округлые, с мягкими очертаниями. Уступ террасы местами обнажен и покрыт характерной низкорослой кустарниковой растительностью. Часто I терраса имеет характер прируслового вала и при этом она отделяется от коренного берега (или террасы) заболоченным логом. В целом различные по высоте и генезису террасы сохранились в виде останцов на всем протяжении реки. Высокая пойма развита почти повсеместно. Высота ее 20—22 м, она полого спускается к руслу, в нижней части сложена валунами, в верхней — галечником и песком. Русло реки лишено проток и стариц. Ширина его 400—450 м, имеется несколько озер круглой формы, слепых долин, карстовых воронок, исчезающих водотоков.

В низовьях Нижней Тунгуски прослеживается не менее шести террас, хорошо выражена высокая 100-метровая, распространенная почти повсеместно, и низкая 18—20-метровая; промежуточные проявлены хуже. Останцы рифейских пород образуют высокие обрывы и резко выступающие мысы.

Климат. Характеризуется резкой континентальностью с холодной продолжительной зимой и коротким, но относительно теплым летом. Среднегодовые температуры воздуха по всей территории отрицательные. Наиболее высокие их значения характерны как для юго-запада региона (—5,1 °С в пос. Верхнеимбатское на Енисее), так и для юго-востока (—5,6 °С в пос. Преображенка в верховьях Нижней Тунгуски). Но уже в г. Туруханске на Енисее температуры воздуха понижаются до —7 °С, а на отрезке долины от пос. Кочумдек до пос. Наканно (поворота широтного течения реки на меридиональное) температура воздуха изменяется от —8,2 до —9,9 °С. Амплитуды температур воздуха по всей долине изменяются от 42 до 52 °С. Вследствие развития зимней температурной инверсии среднегодовые температуры воздуха на водораздельных пространствах на 1—1,5 °С выше, чем в долинах.

В холодное время года климат региона находится под влиянием мощного антициклона, который начинает формироваться в сентябре и под действием арктических воздушных масс и сильного радиационного выхолаживания достигает максимума в январе — феврале. Средняя температура января изменяется от —31,2 до —36,7 °С, абсолютный минимум (от —63 до —68 °С) отмечен в феврале. В условиях антициклонального режима, благоприятствующего застою воздуха, часто отмечается безоблачная или малооблачная погода, а при больших морозах и безветрии образуется туман. Весной и осенью усиливается циклоническая деятельность, при этом преобладает неустойчивая погода. Циклоны сопровождаются не только усилением ветров, но и увеличением осадков, вызывая зимой снегопады, летом обильные дожди. Самый теплый месяц — июль со средней температурой от 15,3 до 16,3 °С, абсолютный максимум (36—38 °С) приходится на июнь—июль. Переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С происходит в первой половине мая и в начале первой декады октября. Повышение температуры весной и понижение осенью происходит довольно интенсивно. При этом характерны большие различия между дневными и ночными температурами.

Годовое количество осадков в районе нижнего течения Нижней Тунгуски колеблется от 400 до 570 мм, количество дней с осадками — от 163 до 213, суточный максимум осадков от 46 до 55 м. В течение года преобладают ветры, дующие вдоль долины реки. Средняя годовая скорость ветра по району составляет 2 м/с, наблюденная максимальная — от 20 до 28 м/с. Расчетные максимальные скорости ветра юго-восточной четверти за период без ледостава составляют: обеспеченностью 2 % — 20 м/с, 4 % — 18 м/с. Устойчивый снежный покров образуется в конце первой — начале второй декады октября, сходит в течение мая. Наибольшая высота снежного покрова колеблется от 60 до 115 см, средняя — 40—50 см. В году бывает 210—228 дней со снежным покровом, 9—13 дней с грозой, 18—63 дня с туманами, 15—51 — с метелью, до 2 дней с изморозью, гололед образуется 1—2 раза в 10 лет.

Оценивая особенности климата данной территории, прежде всего следует отметить весьма низкие среднегодовые и экстремально низкие январские температуры воздуха. Это обстоятельство в сочетании с другими факторами, вызванными антициклональным состоянием атмосферы (малое количество осадков, зимнее безветрие), благоприятствуют глубокому выхолаживанию воздушных масс и сохранению верхних слоев земной коры в мерзлом состоянии.

Геологическое строение. Главнейшие этапы развития Сибирской платформы — архейско-протерозойский, с которым связано формирование кристаллического фундамента, и позднепротерозойско-мезозойский, в течение которого накопилась мощная толща осадочных образований, — определили геологическое строение региона. Кристаллические породы фундамента в пределах западной части региона погружены на большую глубину. По составу и условиям формирования дочетвертичные породы представлены пятью формациями: угленосно-терригенной, терригенно-карбонатной, долеритовой, базальтовой и туфогенной. В пределах западной части региона породы базальтовой формации вверх и вниз по течению Нижней Тунгуски сменяются туфами, терригенными породами и долеритами. В обрамляющих структурах преобладают карбонатные породы.

В зонах тектонических разломов карбонатные породы смяты в микроскладки, гофрированы, характеризуются повышенной трещиноватостью, мощными корами выветривания. Разрывные нарушения в карбонатных породах способствуют активному развитию карста. За пределами тектонических нарушений карбонатные породы отличаются близким к субгоризонтальному залеганием и разбиты тремя системами трещин, одна из которых — пологопадающая с углами падения до 15—30°, две другие с углами падения 60—90°, с модулем трещиноватости 2—4 трещины на 1 м.

Интрузивы обычно представлены пластовыми телами, прорванными более поздними секущими интрузиями, как, например, долеритовое тело мощностью, по данным бурения, до 300 м, пересекаемое Нижней Тунгуской в ее нижнем течении на протяжении 12 км. Под дном долины подошва долеритовой интрузии находится на глубинах 70—100 м. Секущие интрузии долеритов — дайки — многочисленны и разнообразны по составу и размерам (от нескольких десятков до сотен метров), часто ориентированы параллельно долине, являются крутопадающими и имеют четкие тектонические контакты. Вмещающими породами являются отложения бургуклинской свиты раннепермского возраста, которые на контакте с интрузией представлены роговиками скрытокристаллическими, тонкополосчатыми, ниже по разрезу подстилаются толщей переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, песчаников, углистых сланцев, углей. При пересечении тектонических нарушений в интрузивном теле образуются участки интенсивного дробления пород до состояния щебня, дресвы и супеси с характерной орешкообразной формой отдельностей — кокирит. Соотношения сохранных и раздробленных пород в зонах кокиритизации колеблются от 1 : 1 до 1 : 3. Породы в пределах зон интенсивно цеолитизированы и хлоритизированы. Долериты в сохранных блоках прочные, в зонах кокиритов — слабые, легко подвергаются выветриванию. Зоны кокиритизации широко развиты по руслу Нижней Тунгуски, наследующему тектонические зоны дробления. Мощность зоны поверхностного выветривания долеритов незначительна. Наиболее ярко она выражена на обнажающихся уступообразных выходах долеритов, где ее мощность достигает нескольких метров. Под чехлом четвертичных отложений и в прирусловых частях долин зона поверхностного выветривания в долеритах выражена слабо, ее мощность не превышает 2—5 м.

Четвертичные образования в зоне ледниковой деятельности характеризуются широким распространением моренных супесей и суглинков средне- и позднечетвертичного возраста, мощность которых в долинах рек Нижняя Тунгуска, Ерочимо, Кочечумо и других достигает 30—80 м, иногда 100 м, а также флювиогляциальных гравийно-галечных отложений, заполняющих на отдельных участках днища долин на глубину 30—60 м, и развитых повсеместно озерно-ледниковых глин мощностью 10—15 м. Аллювиальные образования различного возраста и состава (преимущественно крупнообломочные) в долинах крупных рек достигают 15—20 м.

Склоновые глыбовые, дресвяно-щебнистые, суглинисто-глинистые образования представлены всеми генетическими типами. Весьма распространены мощные толщи коллювия на курумных склонах водоразделов и днищ долин на территории развития магматических пород. На

делювиально-солифлюкционных склонах, наиболее характерных для районов развития карбонатных и терригенных пород, мощность четвертичных щебнисто-дресвяных суглинков и супесей достигает 15—20 м. В пределах развития карбонатных пород карстовые полости выполнены суглинисто-дресвяным материалом.

Гидрогеологические условия. Структурно-тектонические особенности, распространение и мощность мерзлых толщ, а также характер региональных дрен определяют гидрогеологические условия западной части региона. Особенностью Турухано-Хантайской гидрогеологической складчатой области, характеризуемой островным и массивно-островным распространением мерзлых толщ и интенсивной закарстованностью карбонатных пород, является глубокое проникновение (до 1 км) пресных вод в толщу коренных пород. Водовмещающими являются карбонатные породы протерозоя — доломиты, доломитизированные кавернозные известняки, в различной степени закарстованные. Водоносный горизонт, как правило, безнапорный, дренируется Енисеем и Нижней Тунгуской и их притоками. Водопроницаемость пород определяется степенью их тектонической нарушенности и закарстованности. Коэффициент фильтрации при средней закарстованности пород составляет 30 м/сут, сильной — до 100 м/сут и более, при слабой — 7—10 м/сут. Воды комплекса пресные, гидрокарбонатные, кальциевые и магниевые.

По отношению к многолетнемерзлым толщам подземные воды подразделяются на надмерзлотные воды слоя сезонного оттаивания, подмерзлотные воды и воды подрусловых таликов. Надмерзлотные воды развиты повсеместно и характеризуются сезонным проявлением. Уровень воды залегает на глубине 0,1—0,5 м, мощность водоносного горизонта в левом борту Нижней Тунгуски не превышает 0,4 м, в правом составляет 0,5—1,5 м. Разгрузка надмерзлотных вод происходит в понижениях рельефа в виде малодебитных временных водотоков. По химическому составу надмерзлотные воды сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-магниевые пресные с минерализацией порядка 0,01—0,10 г/л.

Подмерзлотные воды распространены ниже верхнего яруса мерзлой толщи, часто приурочены к нижним частям долеритовых интрузий и к залегающим под ними пермским роговикам с прослоями сланцев и каменных углей. Воды относятся к трещинному типу, напорные, вскрываются в нижней части долины Нижней Тунгуски на глубине 70 м, их пьезометрический уровень устанавливается на глубине 11,2 м от поверхности земли, в пределах мерзлой толщи. Соответственно напор здесь составляет 58,8 м. На отдельных участках, ближе к водоразделам, где мощность мерзлой толщи невелика, подмерзлотные воды могут быть безнапорными. По химическому составу — это хлоридные кальциево-натриевые высокоминерализованные (до 115 г/л) воды, по данным Тунгусской опорной скважины, их минерализация закономерно увеличивается с глубиной при неизменном химическом составе.

Воды подрусловых таликов Нижней Тунгуски и ее притоков приурочены к аллювиальным валунно-галечным грунтам мощностью от 1 до 15 м, к трещиноватым долеритам, к верхней части пермских роговиков. Под руслом Нижней Тунгуски они представляют собой подземный поток шириной 600—700 м и мощностью до 100 м, движущийся соответственно уклону уровня воды в реке. Воды порового и трещинного типа тесно связаны как с поверхностными водами реки, так и с высокоминерализованными водами глубоких горизонтов. До глубины 50—60 м их статический уровень близок к уровню воды в реке; ниже подземные воды приобретают напор, величина которого возрастает с глубиной и достигает нескольких десятков метров. Воды подрусловых таликов пресные, глубже 20—30 м их минерализация возрастает и на глубине 60—100 м достигает 100 г/л. По химическому составу воды хлоридные кальциево-натриевые. Водопроницаемость пород, изученная опытными откачками, весьма неоднородна. В русловой части долины рыхлые аллювиальные отложения характеризуются коэффициентом

фильтрации от 0,5—1 до сотен метров в сутки. Проницаемость коренных пород, как долеритов, так и пермских роговиков, сравнительно невысокая и характеризуется коэффициентами фильтрации 0,1—0,5 м/сут, на глубине 100 м до 1 м/сут. Зоны повышенной тектонической трещиноватости, выветривания и приконтурной разгрузки долины характеризуются величиной $K_ф$ 1—15 м/сут. В элювиально-делювиальных и коллювиально-солифлюкционных грунтах в зависимости от гранулометрического состава $K_ф$ меняются от 0,1—0,5 до 50 м/сут, достигая 500 м/сут в крупноглыбовых грунтах без заполнителя. В аллювиальных отложениях надпойменных террас $K_ф$ изменяется от 0,5—1 м/сут в супесях, суглинках, пылеватых песках до 100 м/сут — в гравийно-галечных образованиях с песчаным заполнителем.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий

Распространение и температурный режим. Эти параметры многолетнемерзлых пород определяются взаимообусловленным воздействием нескольких факторов, основными из которых в Тунгусско-Вилюйском регионе являются: резкая смена климатических условий с юго-запада на северо-восток и микроклиматических — от долин к водоразделам; резкое различие в расчлененности рельефа и геологическом строении, определившем состав и структурные особенности скальных и полускальных пород, состав и мощность четвертичных образований; особенности растительного и снежного покровов, микрорельеф поверхности.

Большое влияние на формирование среднегодовых температур пород оказывают структурно-геологические особенности территории, выражающиеся в степени их трещиноватости и раздробленности. Для районов со среднегодовой температурой на водоразделах выше —3 °С по крутопадающим зонам тектонического дробления отмечаются сквозные, обычно водопроводящие талики. При наличии на поверхности практически нефильтрующих четвертичных образований отмечается понижение температур пород.

Сравнение температур пород по скважинам (рис. 82), расположенным на правом склоне долины Нижней Тунгуски в ее нижнем течении, показывает, что при 15-метровой мощности моренных суглинков (рис. 83) среднегодовая температура пород составляет —3,2 °С, а при уменьшении этой толщи до 5—7 м повышается до —1 °С. Наличие моренных суглинков на склоне юго-западной экспозиции приводит к формированию более низких (на 0,7 °С) среднегодовых температур пород и к развитию более мощной мерзлоты (на 20 м) по сравнению со склоном северо-восточной экспозиции, где моренные суглинки отсутствуют. На температурный режим пород резко влияет также наличие курумов, снижая среднегодовые температуры до нескольких градусов.

Для большей части описываемого региона характерен зимний антициклональный режим погоды, что проявляется в существенном влиянии на температурный режим пород зимней температурной инверсии. По данным термометрии, в среднем течении Нижней Тунгуски при повышении высоты склона на 50—60 м температура пород снижается на 0,7—0,8 °С. При крутизне 25—40° влияние экспозиции склонов, покрытых редким лиственничным лесом, составляет 0,3—0,4 °С. Температурная инверсия, связанная с антициклональным режимом погоды, способствует формированию более низких температур пород на I надпойменной террасе, чем на сходных элементах II террасы, что установлено исследованиями Н. А. Граве в долине Нижней Тунгуски еще в 50-е годы (табл. 17). Фактические данные и анализ формирования температур пород в определенных ландшафтно-климатических и геолого-структурных условиях позволили отразить региональные и местные особенности распределения температур на карте масштаба 1 : 2 500 000 (рис. 84).

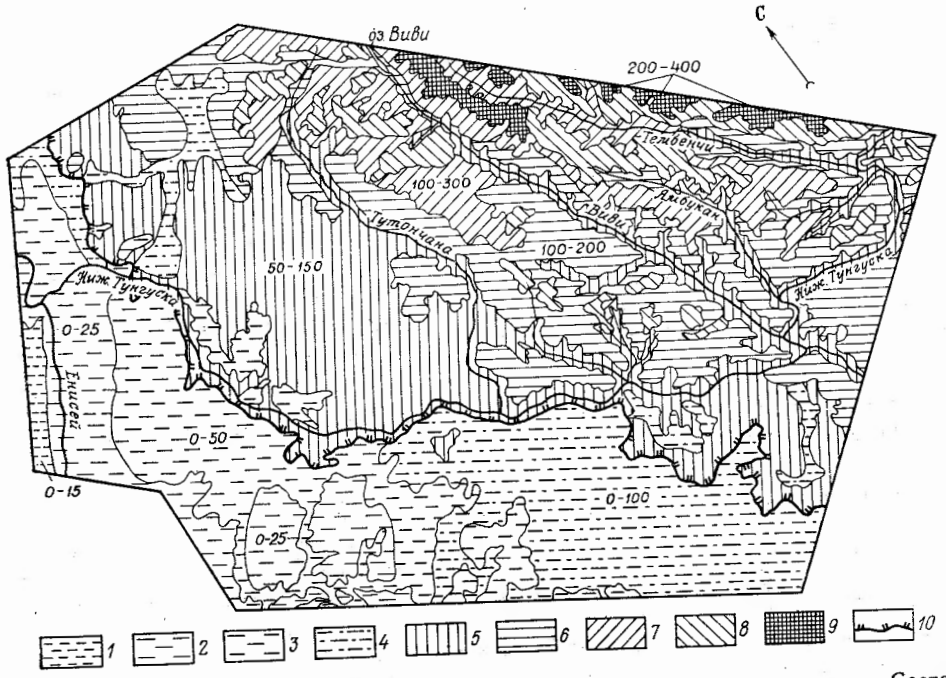


Рис. 82. Карта мощности мерзлых толщ (в м) Тунгусско-Вилюйского региона. Составлена К. А. Кондратьевой.

В южной геокриологической зоне: *1* — 0—15; *2* — 0—25; *3* — 0—50; *4* — 0—100; в северной геокриологической зоне: *5* — 50—150; *6* — 100—200; *7* — 100—300; *8* — 200—300; *9* — 200—400; *10* — граница зон

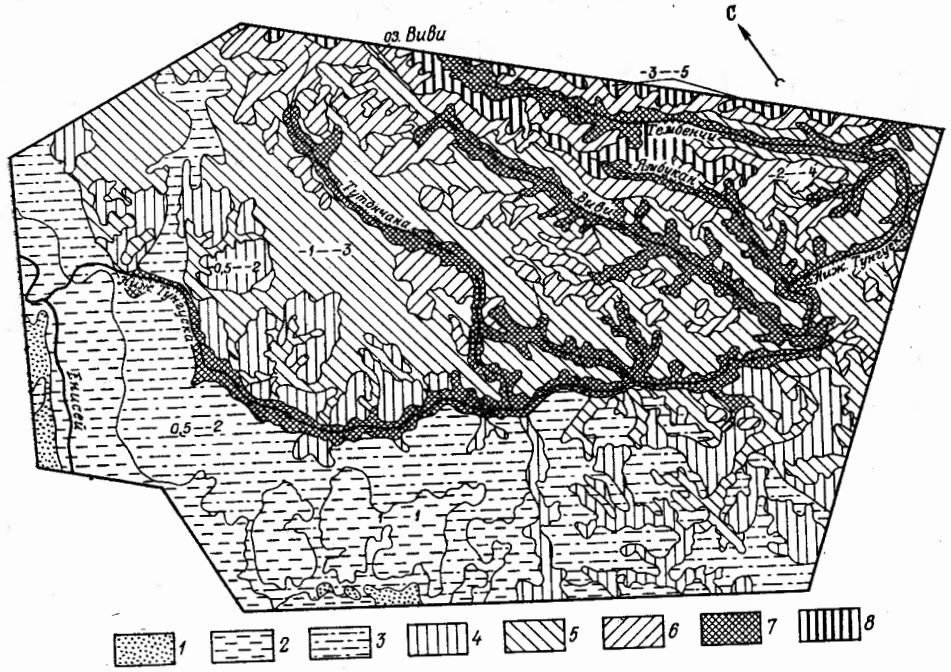


Рис. 83. Распространение талых и мерзлых пород и их среднегодовые температуры (в °С). Составлена К. А. Кондратьевой:

1 — редкоостровное (от 2 до —0,5); *2* — редко- и массивно-островное (от 1 до —1); *3* — массивно-островное и прерывистое (от 0,5 до —2); *4* — преимущественно сплошное (от —0,5 до —2); сплошное: *5* — от —1 до —3; *6* — от —2 до —4; *7* — от —1 до —5; *8* — от —3 до —5

Таблица 17

Среднегодовая температура и мощность многолетнемерзлых пород в долине Нижней Тунгуски.
По Н. А. Граве

Место наблюдения	Глубина слоя нулевых годовых амплитуд, м	Температура, пород, °С	Мощность мерзлых толщ (расчетная), м
Устье р. Кривой, I терраса	11,0	—1 —2	60
пос. Девдевдяк, I терраса	12,5	—3,8 —4	190
Змеиный обрыв, II терраса	10,5	—2,3	125
пос. Наканно, I терраса	12,0	—3,5 —4	190
пос. Наканно, III терраса	8,5	—1,5 —1,8	100
Устье р. Баркакит, I терраса	9,5	—1,5	100
пос. Усть-Илимпея, I терраса	11,0	—2,5 —3	150
пос. Тура, I терраса	12,0	—2 —3	150
пос. Тутончаны, I терраса	10,0	—1,2 —1,5	80

Распространение многолетнемерзлых пород отражено на карте в виде подзон, вытянутых с северо-запада на юго-восток, т. е. от редких островов на юго-западе региона до сплошного распространения их на северо-восток, и показано по элементам рельефа. Так, в долине Енисея, сложенной аллювиальными, флювиогляциальными и ледниковыми отложениями, острова мерзлых пород развиты на заболоченных заторфованных участках. На таких же участках они развиты в низовьях Подкаменной Тунгуски, в долине р. Бахты и других правых притоков Енисея. Площади мерзлых пород в этой части региона не превышают 10—15 % общей площади геотемпературной подзоны в ее южной части и достигают 25 % в северной. В целом среднегодовые температуры пород в ее пределах преобладают в интервале от +2 до —0,5 °С. К северо-востоку от этой зоны развита подзона мерзлых пород массивно-островного распространения с преобладающими температурами от +1 до —1 °С. Мерзлые породы здесь занимают около 50 % площади подзоны, увеличиваясь до 75 % к северной ее границе, распространяясь не только по долинам и склонам рек северных экспозиций, но и на плоских пониженных и замшелых водоразделах. Еще северо-восточнее, в подзоне прерывистого распространения мерзлых пород, которые занимают от 75 до 80 % площади подзоны, среднегодовые температуры мерзлых пород достигают —2, местами —3 °С, а талые практически не выходят за пределы +1 °С, преимущественно укладываясь в интервал от 0 до +0,5 °С. Зона сплошной мерзлоты протягивается по водоразделам рек Тутончана — Виви, Виви — Кочечум и далее, на северо-востоке захватывает угол поворота русла Нижней Тунгуски с широтного направления на меридиональное и уходит на восток к водоразделу рек Вилюй — Нюя. В этой части региона температуры пород изменяются от —2 до —4 °С, в глубоких долинах и на высоких водоразделах до —5, —7 °С. Участки с такими низкими среднегодовыми температурами занимают небольшие площади и приурочены в основном к средним и нижним частям склонов долин, характеризующихся развитием температурных инверсий.

Мощность мерзлых толщ. В регионе она изменяется в больших пределах. В низовьях Нижней Тунгуски, в районе Большого Порога и г. Ногинска она не превышает 100 м, к северо-востоку существенно увеличивается. Н. А. Граве и В. А. Кудрявцевым мощность мерзлоты была рассчитана для пунктов изучения среднегодовых температур (см. табл. 17) с учетом возможных более низких температур пород в период промерзания в позднем плейстоцене в северной части региона на 2 °С, в южной — на 0,5 °С.

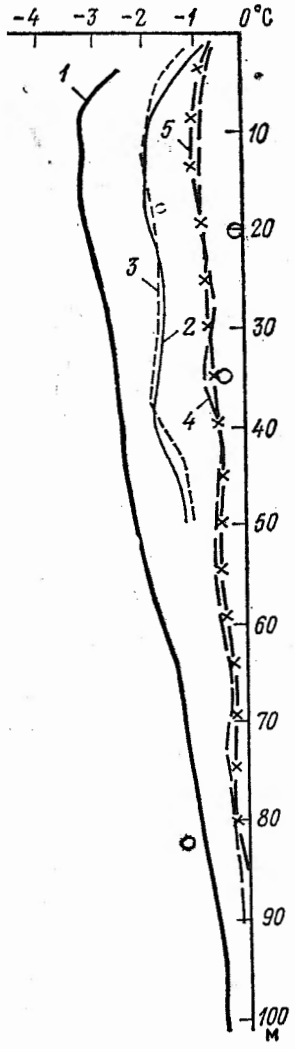


Рис. 84. Температуры пород в скважинах в районе Большого Порога по правому берегу Нижней Тунгуски:

1 — скв. 15 (1981 и 1982 гг.); *2*, *3* — скв. 35 (*2* — 1980 и 1981 гг., *3* — 1980, 1981 и 1985 гг.); *4*, *5* — скв. 21 (*4* — 1980 и 1982 гг., *5* — 1981 г.)

В результате в соответствии с историей геологического развития региона, особенностями климата, широтной зональностью и высотной поясностью теплообмена, типичной для региона зимней температурной инверсией, геологическими и гидрогеологическими условиями установлено, что рассматриваемая территория располагается в двух геокриологических зонах: северной и южной. Северная характеризуется преимущественно сплошным распространением многолетнемерзлых пород, прерываемых несквозными таликами под озерами [78] и руслами рек. На северо-востоке региона криогенная толща в этой зоне имеет двухъярусное строение: верхний ярус представлен собственно мерзлыми породами мощностью 100—300 м, нижний — охлажденными ниже 0 °С породами с криопэгами. Общая мощность криогенной толщи изменяется от 100—200 м на междуречье Нижней и Подкаменной Тунгуски и достигает 200—400 м на севере региона (рис. 85). Криогенная толща обычно сливающегося типа, глубина сезонного протаивания на коренных породах не превышает 5 м, в рыхлых мерзлых отложениях — 0,5—1,5 м.

В южной геокриологической зоне мощность мерзлых пород увеличивается в направлении понижения среднегодовых температур от первых метров до 100—150 м, реже более. Так, наименьшие мощности мерзлоты (до 10, 15, затем до 25 м) присущи подзоне редкоостровного и островного распространения. По мере понижения температур пород мощность мерзлых суглинистых и супесчаных ледниковых отложений, а также мерзлых слаботрещиноватых коренных пород увеличивается до 50—70 м, создавая довольно крупные массивы мерзлоты, а в подзоне прерывистого распространения увеличиваясь до 100 м, а возможно, и более. На участках развития карста преобладают талые породы.

Криогенные текстуры пород. В западной части Тунгусско-Вилюйского региона они обусловлены структурно-геологическими особенностями пород, их составом, пористостью, трещиноватостью, кавернозностью, условиями обводненности и дренированности к моменту промерзания и особенностями динамики этого процесса. Эпигенетическое промерзание пород, преимущественно неоднократное, не способствовало формированию сильнольдистых пород. Коренные породы отличаются унаследованными трещинными и трещинно-жильными криогенными текстурами. Наименьшей льдистостью отличаются долериты, практически до 100 м и более промерзавшие в зоне аэрации, в результате чего значительная часть толщи является морозной. Глубже современного вреза долин льдонасыщенность долеритов увеличивается: за пределами зон дробления до 0,1—0,2 %, в самих зонах объемная льдистость может достигать 1 %, так же как и в зонах интенсивного криогенного выветривания. Для осадочных карбонатных пород, перекрытых толщей нефильтрующих ледниковых отложений, характерны трещинные и трещинно-карстовые криотекстуры с льдистостью 1—2 %. В терригенных осадочных и туфогенных породах, особенно при переслаивании в разрезе алевролитов,

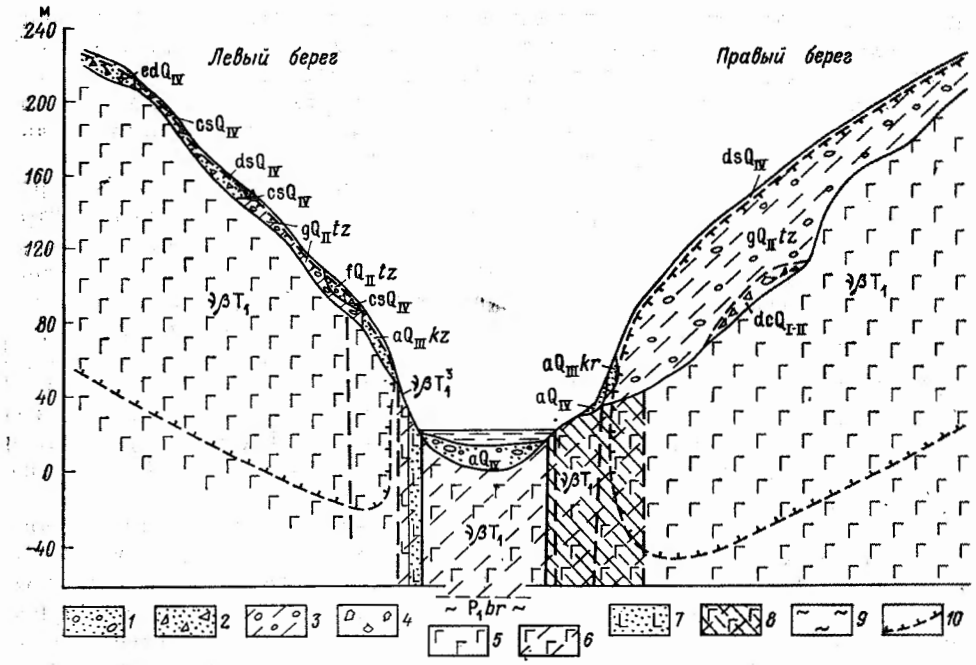


Рис. 85. Геокриологический разрез через долину р. Нижней Тунгуски. По Н. Ф. Кривоноговой:

1 — валунно-галечные песчано-супесчано-суглинистые отложения; *2* — глыбово-щебнистые и щебнисто-дресвяные супеси и суглинки; *3* — суглинки и супеси с гравием, галькой и валунами; *4* — глыбовые образования с суглинисто-дресвяным и супесчаным заполнителем; *5* — долериты оливиновые; *6* — долериты трещиноватые; *7* — микродолериты порфировые; *8* — трещиноватые долериты в зоне разлома; *9* — роговики; *10* — граница многолетнемерзлых пород

аргиллитов, песчаников и углей, объемная льдистость может достигать 10—15 % за счет трещинного и межгранулярного льда. Участки пород с повышенной льдистостью, вероятно, распучены, при оттаивании могут давать тепловые осадки.

В ледниковых отложениях, представленных валунными супесями и суглинками разного состава, верхние 5—7 м характеризуются высокой льдистостью — от 20—40 до 60 %, толстошлировыми или базальными криогенными текстурами. Ниже наблюдаются линзовидные и корковые криогенные текстуры, льдистость падает до 5—7 %, однако на подошве слоя при его мощности в несколько десятков метров снова может отмечаться льдистый слой 5—7-метровой мощности, например на контакте с долеритами. В этом слое отмечались инъекционно-сегрегационные слои и жилы льда, породы распучены, их объемная льдистость превышает 15—20 %. На пологонаклонных поверхностях речных террас Нижней Тунгуски ледниковые суглинки, подстилаемые валунно-галечным аллювием, характеризуются тонкошлировыми и корковыми криотекстурами при льдистости 10—12 %, не распучены льдом. Коллювиальные и коллювиально-солифлюкционные образования представлены глыбовыми грунтами с суглинисто-дресвяным супесчаным заполнителем с прослоями сильнольдистого суглинка (льдогрунта) и льда. Криогенная текстура корковая, на отдельных участках базальная, в нижней части разреза часто без заполнителя и льда.

Аллювиальные и флювиогляциальные гравийно-галечные и песчаные грунты отличаются преимущественно массивными криотекстурами, реже — линзовидными и корковыми. Видимые включения льда часто составляют 10—15 % объема пород. В северной части региона наиболее вероятно криогенное разуплотнение пород при промерзании, что при их оттаивании приводит к тепловым осадкам. Делювиально-солифлюкционные супеси и суглинки в разной степени дресвяно-щебнистые, на участках со среднегодовыми температурами пород ниже —3 °С явля-

ются в основном синкриогенными. Они отличаются повышенной льдистостью за счет включений сегрегационного льда, достигающей 20—40 %, распучены льдом и характеризуются слоистыми и сетчатыми криотекстурами. В северной части региона характерно присутствие в этих отложениях повторно-жильных льдов с неправильной полигональной решеткой, неоднородных по ширине и мощности.

Криогенные геологические явления. Своеобразие их развития определяется особенностями геологических условий, климатическими факторами и мерзлотной обстановкой. Широкое развитие многолетнемерзлых магматических пород обусловило их интенсивное криогенное выветривание. На отдельных приводораздельных участках в долине Подкаменной Тунгуски коренные склоны представлены «каменным лесом» — продуктами избирательного глубокого выветривания долеритов с характерной столбчатой отдельностью. Криогенное выветривание долеритов и базальтов дает начало широкому развитию курумов различных фаций и форм — полей, потоков, языков и других мощностью от 3—7 до 20 м и более. На водораздельных пространствах севернее Нижней Тунгуски развиты каменные развалы, кольца и полигоны.

Курумы занимают площади до нескольких квадратных километров, образуют каменные потоки, которые на отдельных участках спускаются с водораздельных уступов на пойму. Курумы развиваются на склонах с углами наклона 5—15°, вблизи уступов — до 25—30°. Строение курумов неоднородно. Вблизи уступов (источников питания) курумы представлены крупноглыбовыми (1—3 м) скоплениями долеритов мощностью до 5 м, без заполнителя. В нижней части курумов между глыбами появляется заполнитель — мелкозем со льдом. На осадочных породах криогенное выветривание приводит к формированию щебнистых осыпей, покрывающих склоны.

Солифлюкция широко развита на пологих склонах, сложенных ледниковыми отложениями, льдистыми в верхней части разреза. Солифлюкционные процессы захватывают верхнюю часть сезонноталого слоя мощностью до 1,5 м. В естественных условиях, когда склоны задернованы, скорости течения переувлажненного грунта небольшие и составляют несколько миллиметров в год. Крупные солифлюкционные формы редки, обычно это мелкие солифлюкционные потоки, вытянутые по уклону.

Термокарстовые формы, как правило, мелкие и чаще всего связаны с техногенным нарушением мохово-растительного покрова и с пожарами. На поверхности низких террас развит мелкобугристый рельеф, обусловленный криогенным пучением и термокарстом по трещинам с льдогрунтом. Крупные бугры пучения отмечаются в долинах заболоченных ручьев и рек в северо-восточной части региона, их высота достигает 10 м, а диаметр — 30—70 м. Поверхности и склоны бугров местами покрыты свежими трещинами, отдельные растущие на них деревья расщеплены морозобойным растрескиванием грунта, между буграми часто развиты озера. В долинах рек развиты сезонные наледи. По долинам рек, прорезающих интрузивные породы, довольно типичны рвы оседания. Протяженность отседающих блоков до нескольких десятков метров при ширине 1—5 м и мощности до 5—6 м.

Наличие карстующихся пород определяет широкое развитие карстовых форм поверхностного и глубинного типа. Наиболее разнообразны проявления карста в долинах рек, например в нижней части долины Нижней Тунгуски. Самыми крупными карстовыми формами являются карстовые котловины. Борта котловин четко фиксируются по разрозненным выходам коренных пород высотой от 1,5—2 до 2—3 м, на отдельных участках они имеют сглаженный характер. Ширина котловин составляет 90—200 м. Днища неровные, выделяются несколько поперечных перемычек с относительным превышением около 10 м. В понижениях находятся карстовые воронки, к которым подходят русла временных ручьев. Всего в пределах котловины карстовых воронок может

быть 10—20, находящихся в разной стадии развития, имеющих различные очертания и разную глубину. По этим признакам они разделяются на три типа: 1) молодые, 2) затухающие и 3) зарастающие. В молодых воронках наблюдается поглощение талых и дождевых вод, разгрузка которых возможна как в русле Нижней Тунгуски, так и на I надпойменной террасе. Геофизические работы подтверждают наличие карстовых пустот на глубине нескольких десятков и сотен метров. Иногда они представляют собой несколько пересекающихся сухих логов, не имеющих тальвегов и видимых выходов к реке, извилистых в плане, со «слепыми» ответвлениями, которые обычно оканчиваются карстовыми воронками.

При возможном гидротехническом освоении территории неизбежно изменение геокриологических условий. Так, на сравнительно узкой, примыкающей к возможному водохранилищу, территории произойдут некоторые изменения в микроклимате. Вследствие подпора поднимется уровень подземных вод и увеличится влажность грунтов, на различных участках произойдет активизация ряда криогенных геологических процессов: образование бугров пучения, наледей, термокарстовых просадок и т. д. Будут иметь место процессы термоабразионного, абразионно-денудационного переформирования берегов.

ГЛАВА 14

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОГО РЕГИОНА

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород

Орогидрография. Лено-Вилюйский геокриологический регион расположен в юго-восточной части Сибирской платформы (см. рис. 35) на сочленении трех крупных геологических структур: Тунгусской среднепозднепалеозойской синеклизы, Ботуобинского раннепалеозойского поднятия и Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба, генетически связанного с образованием Вилюйской синеклизы и резко наложенного на более древние элементы платформы. Территория сложена толщами пород платформенного типа со слабым проявлением неотектонических движений общего положительного знака. Современный рельеф территории сложился в процессе длительной и устойчивой денудации и представляет собой пластово-трапповое плато с абсолютными отметками 300—450 м. Величина относительного поднятия вследствие небольшой амплитуды неотектонических движений меняется от 40—60 м в области Ангаро-Вилюйского прогиба до 100—150 м в центральных частях Ботуобинской структуры. Поверхности междуречий в разных частях района различаются между собой по абсолютным отметкам и комплексу развитых на них мезо- и микроформ рельефа. Наиболее высокие поверхности (до 400—450 м) наблюдаются на севере и северо-западе в области широкого распространения трапповых интрузий. Возвышающиеся здесь останцы часто полностью соответствуют очертаниям траповых полей, что подтверждает бронирующую роль траппов. По мезо- и микрорельефу выделяются два типа трапповых плато. Грядовое и грядово-холмистое глубокорасчлененное плато развито на мощных пластах траппов, прорванных дайками. Холмы имеют плавные округлые вершины и крутые склоны, на грядах часто встречаются глыбовые развалы. Микроформы представлены неглубокими западинами, ложбинками и рвами, мелкими озерками и заболоченными понижениями. Второй тип — слаборасчлененное плоское трапповое плато, которое ограничивается со всех сторон уступами высотой от 5—10 до 30 м, часто покрытыми глыбовыми осыпями. Встречаются высохшие озера и мелкие термокарстовые западинки; характерны также узкие (шириной от 1 до 15 м) неглубокие (1—3 м) рвы, заваленные глыбами.

В центральной и юго-восточной частях территории существуют

два гипсометрических уровня междуречных поверхностей — с абсолютными отметками 320—370 и 370—390 м. Первый уровень соответствует плоским, слабо расчлененным поверхностям на кембрийских и ордовикских глинисто-карбонатных отложениях и песчаниковой толще раннеюрского возраста. Склоны на выходах конгломератов и песчаников осложнены мелкими уступами высотой 2—10 м. Второй уровень соответствует центральной области, сложенной глинисто-карбонатными породами кембрия, ордовика и карбона, а также песками и песчаниками перми и юры. Для склонов характерна мелкая ступенчатость, обусловленная выходами пластов устойчивых пород. Высота уступов 5—10 м, длина — первые километры.

К экзогенным формам рельефа относятся склоны различных типов: обвально-осыпные и гравитационного отседания, делювиально-коллювиальные, делювиально-солифлюкционные и делювиально-крипповые; аллювиальные формы (поймы малых и крупных рек, I надпойменная терраса, II—IV надпойменные террасы); озерные (озерные котловины), криогенные и антропогенные формы. Склоны обвально-осыпные и гравитационного отседания характеризуются крутизной 20—30° и обычно подчеркивают контуры полей траппов и карбонатных пород, устойчивых к денудации. У подножия наблюдаются скопления глыб, щебня, на бровке — отседающие блоки размером 2×2 м и более. Делювиально-коллювиальные склоны (крутизной более 15°) образуются в результате переработки обвально-осыпных и поэтому развиты на тех же участках. Склоны южной экспозиции сухие, северной — сырые, с солифлюкционными микроформами высотой 0,5—0,8 м. Делювиально-солифлюкционные склоны (крутизной 5—15°) приурочены к выходам на дневную поверхность глинисто-карбонатных пород кембрия, ордовика, значительно реже — карбона и юры. На поверхности часто встречаются мелкие натечные формы, нередко являющиеся деформированными сезонными буграми пучения, и делли — полосы стока талых вод — шириной 5—30 м. Делювиально-крипповые склоны развиты преимущественно на пермских и юрских породах песчаного состава. Поверхность сухая, с мелкополигональными морозобойными формами. О медленных перемещениях отложений свидетельствуют деформации грунтовых клиньев и гумусовых прослоев.

Речная сеть на севере региона относится к бассейну р. Вилюй, на юге представлена левобережными притоками Лены. Речные долины бассейна р. Вилюй отличаются чередованием резких сужений и расширений. В сужениях русла порожистые, в расширениях — многорукавные с островами и отмелями. Глубина эрозионного вреза средних рек 60—120 м, мелких притоков — 20—50 м. Более глубоко эрозионный врез происходит под влиянием неотектонических движений в нижнем течении рек, в 2—3 км от устья. Поэтому долины в устьях средних рек имеют вид каньонов, а в верховьях представляют собой слаборезанные заболоченные ложбины с блуждающими руслами.

Река Вилюй в пределах региона представлена ее средним течением. На участках развития трапповых интрузий долина имеет каньонообразную форму с порогами и длинными перекатами в русле. Склоны долины в верхней части крутые (25—55°), образуют уступы высотой 40—60 м. На подмываемых участках обрывы иногда имеют вертикальные стенки. Нижние части склонов, заложенные в осадочных породах, имеют крутизну от 5 до 20°. Ширина долины поверху составляет 600—1000 м, по днищу — 200—400 м. Ширина русла в сужениях достигает 65—150 м. Выше плотины Вилюйской ГЭС по течению долина реки занята Вилюйским водохранилищем, заходящим по таким притокам, как Чона, Ахтаранда, Дурана, Дьенюке, Чуркуо и другие далеко в глубь территории региона. Длина водохранилища по р. Вилюй — 400 км, глубина у плотины 70 м. Наибольшая ширина не превышает 15 км. К востоку, с выходом на осадочные породы долина Вилюя существенно расширяется, ширина русла увеличивается до 300 м и более,

разбиваясь на многочисленные рукава, склоны выполаживаются, хорошо прослеживается пойма и комплекс надпойменных террас.

Питание рек происходит за счет весеннего снеготаяния и летне-осенних дождей, подземные воды в общем балансе стока участвуют незначительно. В течение 215—220 дней реки скованы льдом, который устанавливается в первой половине октября. К этому времени уровень воды резко падает; мелкие водотоки, пороги и перекаты на средних реках промерзают полностью. Лед стаивает в мае, паводковые воды регулируются водохранилищем. Озера на территории региона небольшие, в среднем до 1 км в диаметре, развиты в понижениях между трапповыми гребнями и на плоских заболоченных водоразделах, в меньшей степени — на поймах рек. Глубина озер не превышает 3—4 м, дно их плоское, края имеют следы термокарстовых просадок.

Поймы малых рек в верховьях долин прослеживаются лишь по влаголюбивой травяно-кустарниковой растительности (осока, ива). Поймы крупных рек, напротив, хорошо выделяются по ограничивающему их уступу высотой 3—8 м. На поверхности пойм часто развиты старичные и термокарстовые озера, прирусловые валы и морозобойные трещины. I надпойменная терраса хорошо выражена в долинах как крупных, так и малых рек. Ее относительная высота на р. Вилюй составляет 12—15 м, на его притоках первого порядка — 6—10 м, в мелких долинах — 3—5 м. Поверхность плоская, со старичными и термокарстовыми озерами, заболоченными понижениями и морозобойными полигонами размером 15—20 м. II—VI надпойменные террасы в районе встречаются в долине р. Вилюй и его крупных притоков. Серия эрозионно-аккумулятивных надпойменных террас в рельефе долины прослеживается в виде сглаженных, наклонных нечетко переходящих друг в друга поверхностей — террасоувалов. Обоснованием возраста и порядка речных террас является последовательность их расположения и относительная высота. На Вилюе: II надпойменная терраса — 22—25 м, III — 35—40 м, IV — 45—50 м, V — 70—75 м, VI — 100—120 м. На крупных притоках Вилюя (Большая и Малая Ботуобии): II надпойменная терраса — 12—20 м, III — 25—30 м, IV — 35 м, V — 50—60 м. Возраст II—V террас четвертичный, VI — неоген-четвертичный. VI надпойменная терраса фрагментами встречается также на сниженных междуречьях с абсолютными отметками 280—300 м, где на поверхности распространены аллювиальные галечники с глинами и суглинками.

Озерные котловины распространены в речных долинах и на междуречьях. В днищах долин котловины преимущественно старичные, переработанные термокарстом, слабоврезанные, заболоченные. На междуречьях термокарстовые, суффозионные и остаточные озера широко развиты в понижениях трапповых поверхностей. Заболоченные понижения на осадочных породах, как правило, приурочены к местам региональных тектонических нарушений, в соответствии с этим часто имеют вытянутую форму, а в местах пересечения тектонических зон — округлую с большой заболоченностью и бугристыми торфяниками.

Криогенные формы рельефа представлены различными генетическими группами: морозобойными (трещины и полигоны), термокарстовыми (мелкие западины, канавы, озера), солифлюкционными («языки», валы), морозного пучения (мелкие сегрегационные бугры), морозной сортировки (каменные многоугольники), курумами и прочими формами: деллями, нивально-солифлюкционными уступами, бугристо-западинными образованиями и мерзлотно-суффозионными канавами.

Климатические условия. Лено-Вилюйский регион по климатическим условиям типичен для большой части территории Средней Сибири. Основные черты климата определяются географическим положением региона внутри материка, поступлением солнечной радиации, характером подстилающей поверхности и удаленностью от районов воздействия влагонасыщенных воздушных масс. Общий антициклональный

режим атмосферной циркуляции при значительной континентальности климата способствует развитию температурной инверсии в долинах и формированию низких среднегодовых температур воздуха на всей территории (табл. 18). Летние температуры в долинах и на водоразделах близки и в июле составляют 17—18 °С, зимние на водоразделах на 2—4 °С выше и в целом по региону изменяются от —30 до —36 °С. В долинах среднегодовые температуры воздуха на 1,5—2,5 °С ниже, чем на окружающих водоразделах, и в пос. Сюльдюкар, расположенном на I надпойменной террасе Вилюя, составляют —9,7 °С, в то время как на сниженном к долине р. Вилюй водоразделе она составляет —8 °С, а на более высоком южнее расположенном водоразделе —7,1 °С (г. Мирный). В глубоких долинах инверсионное распределение температур воздуха проявляется совместно с неравномерным поступлением солнечной радиации на склоны разной крутизны и экспозиции. Характер и температурный режим инверсионного приземного слоя воздуха, формирующегося в отрицательных формах мезорельефа (долинах, водораздельных депрессиях, озерных котловинах), весьма изменчив. Расположение метеостанций в долинах и на водоразделе дает возможность приближенно оценить средний вертикальный температурный градиент приземного слоя воздуха, который достигает до 0,8 °С на 100 м. Годовые амплитуды температуры воздуха ($A_в$) изменяются от 47 до 55 °С. Отрицательные температуры держатся с октября по май. Длительность безморозного периода максимальна для водораздельных пространств и составляет в г. Мирном 74 дня, сокращаясь в долинах до 65 дней. Суточные амплитуды колебаний температуры воздуха имеют наибольшие значения весной и осенью.

Большая часть осадков приносится воздушными массами с севера и северо-запада и выпадает в летний период (48 %) с максимумом в июле—августе; на осень приходится около 15 %, на зиму — около 12 %, на весну 25 % годовой суммы осадков. Последние в разные годы колеблются от 230 до 575 мм (табл. 19). Даты появления и схода снежного покрова различны. Раньше всего снег ложится на водоразделах, чуть позже — в долинах. Нарастание мощности снежного покрова происходит медленно — 2—3 см в декаду, достигая максимума в апреле и составляя от 40 см на возвышенностях до 47 см в понижениях. Средние значения плотности снега в зависимости от рельефа участка и растительности достигают в середине зимы 0,13—0,20 г/см^3, а на момент максимальной высоты снежного покрова (март—апрель) — 0,16—0,25 г/см^3.

Мощность снега увеличивается с востока на запад от 0,4—0,5 м на междуречье Большой и Малой Ботуобий до 0,6—0,8 м на западе региона. Мощность и плотность снега в связи с ландшафтными условиями меняются мало, особенно в неглубоковрезанных долинах, что связано с малыми скоростями ветра в зимнее время и широким развитием древесно-кустарниковой растительности в долинах и на водоразделах. На открытых пространствах с низкорослой растительностью — бугристых марях — наблюдаются уменьшение мощности снежного покрова и увеличение его плотности по сравнению с залесенными участками. В днищах долин и логов с кустарниковыми зарослями происходит некоторое накопление снега при одновременном уменьшении его плотности.

Растительность. Растительный покров относится к подзоне светлохвойной тайги. Главной лесообразующей породой является лиственница даурская, к которой на возвышенных сухих участках примешивается сосна или береза, северная граница распространения которых проходит по левобережью Вилюя. Водораздельные возвышенности с маломощными рыхлыми отложениями дресвяно-щебнисто-суглинистого состава заняты сухими редкостойными сосновыми лесами без подлеска с толокнянково-брусничным наземным покровом. На водоразделах с меньшей хрящеватостью и сухостью дерново-лесных почв растут ред-

Таблица 18

Среднемесячные и среднегодовые температуры воздуха и амплитуды колебаний температур, °С

Метеостанции	Месяцы												Год	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Температура, °С	Амплитуда
г. Мирный	—29,1	—23,4	—17,5	—7,7	3,7	12,8	17,2	12,9	5,2	—6,8	—22,7	—30,1	—7,1	47,3
пос. Сюльдюкар	—37,8	—31,6	—20,8	—7,8	3,5	13,2	16,9	12,2	4,3	—7,7	—25,8	—34,9	—9,7	54,7
пос. Туой-Хая	—31,7	—25,0	—20,8	—8,0	3,7	13,5	16,3	12,7	5,4	—6,4	—23,3	—32,3	—8,0	40,6
пос. Чернышевский	—28,8	—26,7	—19,2	—7,3	3,0	14,2	17,9	14,8	4,9	—7,1	—27,7	—35,8	—8,0	53,7

Таблица 19

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков, мм

Метеостанции	Месяцы												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
г. Мирный	14,0	13,5	8,4	13,9	62,8	38,5	45,1	72,3	14,2	16,9	17,3	12,5	329,4
пос. Сюльдюкар	13,1	6,5	4,6	3,2	34,9	18,5	6,6	80,8	19,6	18,6	26,5	17,7	250,6
пос. Туой-Хая	12,4	11,6	7,9	14,8	75,6	35,7	32,9	56,9	37,1	23,5	26,8	16,7	351,9
пос. Чернышевский	26,7	4,7	17,6	13,2	303,7	21,0	66,4	37,9	12,7	28,4	21,8	19,5	573,6

костойные светлые березовые леса с примесью лиственницы и подлеском из ольхи, рябины, шиповника. Значительная часть пониженных участков на водоразделах и в плоских днищах мелких долин заболочена и занята марями — безлесными, сильно замшелыми заболоченными участками. На марях господствуют заросли карликовой и кустарничковой березки с багульником высотой до 50 см на моховом покрове из сфагновых и зеленых мхов. Мощность мохового покрова 20—30 см при общей мощности оторфованного слоя до 50 см. На больших марях развиты бугристые торфяники с мощностью торфа до 1 м и более, с пушицево-осоковой растительностью на переувлажненных участках. На опесчаненных террасах рек и глыбово-щебнисто-хрящеватых склонах долин преобладают сухие лиственнично-сосновые толокнянковые леса и сырые бруснично-лишайниково-моховые. В долинах мелких рек и ручьев, особенно в их верховьях, распространены заболоченные мелкокочковатые поверхности с травяно-осоково-ерниковыми сообществами.

В результате освоения территории, гражданского и промышленного строительства и другого техногенного воздействия нарушаются коренные фитоценозы и на их месте развиваются длительно и кратковременно произрастающие растительные сообщества. В основном это участки линейных нарушений (просеки ЛЭП, временные автодороги, шурфовочные линии). Характер и степень зарастания нарушенных участков, видовой состав формирующихся сообществ находятся в тесной зависимости от окружающей растительности и условий местообитания. Первостепенную роль в темпах зарастания играют увлажнение территории, литологический состав грунтов и положение в рельефе.

Геологическое строение. Среди дочетвертичных геологических образований развиты две группы формаций — осадочных и магматических пород. Первая группа включает в себя терригенную континентальную и терригенную морскую, терригенно-карбонатную и карбонатную формации; вторая — вулканогенную и трапповую формации. Наиболее древними (средне-позднекембрийскими и ранне-среднеордовикскими) являются породы терригенно-карбонатной и карбонатной формаций, объединенные в комплексы прибрежно-морских и лагунных отложений. Преобладающее большинство пород относится к классу скальных и полускальных, с жесткими кристаллическими связями. Ведущая роль принадлежит химическим, частично — биохимическим осадкам карбонатного (сульфатного) типа — известняки, доломиты, гипсы. Подчиненное значение имеет подгруппа обломочных сцементированных пород мелкозернистого и глинистого типа с известковистым цементом — песчаники, мергели, алевролиты, аргиллиты.

Отложения кембрийской системы выходят на дневную поверхность в верхнем течении рек Нюя, Чона, Вакунайка, Большая Ботуобия и Вилюй. В долине Вилюя вскрываются карбонатные породы верхоянской свиты, слагающие ее днище (мергели с прослоями доломитов и известняков), и илгинской свиты, выходящей в средней части склона (известняки, алевролиты). Верхнекембрийские отложения слабо загипсованы и засолены (0,5—2 %); погружаясь на запад, север и восток, они перекрываются более молодыми образованиями. Отложения ордовикского возраста распространены в пределах Сюльдюкарского поднятия, на юго-западном крыле Вилюйской синеклизы. Широко распространены породы терригенной формации каменноугольного, пермского и раннеюрского возраста, объединенные в комплексы континентальных и прибрежно-морских отложений и представленные песчаными, пылеватыми, глинистыми и крупнообломочными типами — песчаники, пески, алевролиты, глины, конгломераты, галечники. Мерзлое состояние формально предопределяет отнесение данных пород к классу скальных, однако при оттаивании многие из них утрачивают жесткие связи. Особенно это относится к отложениям перми, представленным озерно-континентальной толщей, состоящей из фациально изменчивых пород —

полимиктовых песчаников, песков с прослоями конгломератов, глин, пластов углей и углистых сланцев общей мощностью около 60 м. Толща лежит горизонтально на размытой поверхности нижнепалеозойских пород. В структурном отношении породы перми тяготеют к борту Тунгусской синеклизы и занимают обширные плоские междуречья в бассейне рек Малая и Большая Ботуобия. В бассейне Вилюя и по окраине Тунгусской синеклизы на угленосных породах нижней перми распространены породы эффузивной формации — трансгрессивно залегающие туфогенные образования триаса, представленные туфами и туфобрекчиями, туфопесчаниками и туффитами, распределенными по разрезу и по простиранию в сложных сочетаниях. Отложения юрской системы представлены двумя свитами. Нижняя континентальная сложена песчаниками, песками, линзами и прослоями конгломератов; морская — песчаниками, глинистыми сланцами, линзами известняков, песками и глинами.

Широким распространением в пределах описываемой территории пользуются основные магматические породы, относящиеся к формации сибирских траппов раннетриасового возраста. Более молодыми образованиями являются ультраосновные кимберлитовые трубки и жилы. Участки наибольшего сгущения трапповых тел тяготеют к северо-восточному борту Тунгусской синеклизы. Они прорывают нижнепермские породы и туфогенные отложения триаса и перекрываются с размывом континентальными образованиями нижней юры. Часто мощные пластовые интрузии траппов вмещают ксенолиты (отторженцы) пород карбонатных отложений нижнего палеозоя. Контакт кимберлитовых трубок с вмещающими породами очень резкий и сопровождается зонами брекчирования и интенсивной трещиноватости мощностью от 0,5 до 10—15 м.

Магматическая формация траппов представлена однообразными мелкокристаллическими породами основного состава, преимущественно глубинного типа — долеритами и габбро-долеритами. Подчиненное значение имеют порфировидные палеотипные эффузивы. Траппы развиты повсеместно в северной и северо-западной части района (в пределах Тунгусской синеклизы), ограниченно — в центральных частях (Ботуобинское поднятие), спорадически — на юге (область Ангаро-Вилюйского прогиба).

Характер площадного развития рыхлого поверхностного чехла кайнозойских образований предопределен рельефом, с которым связана дифференциация территории на участки денудации, относительной стабилизации и аккумуляции. По площади значительно преобладают первые. К ним относятся обширные поверхности междуречий, борта речных долин и их днища в верховьях водотоков. Здесь с поверхности залегает маломощный (1—3 м) элювий, в разрезе которого обычно выделяется верхняя зона тонкого дробления, подстилаемая мелкообломочной и глыбовой зонами. На участках относительной стабилизации, занимающих плоские нерасчлененные приводораздельные поверхности, элювиальные образования могут иметь повышенную (до 3—7 м) мощность, что наиболее свойственно элювию глинисто-карбонатных пород кембрия и ордовика в местах тектонического дробления и контактов различных литологических разновидностей. Здесь активны процессы криогенного выветривания, преобразующего исходный грубообломочный субстрат в тонкодисперсные фракции. Литолого-влажностные особенности, криогенное строение и мощность элювия тесно связаны с литологией подстилающих коренных пород. В районе выделяются три подтипа элювиальных образований: на глинисто-карбонатных породах кембрия, ордовика, карбона и юры; на траппах; на песчаниках перми и юры.

В область аккумуляции входят днища речных долин и озерных котловин, а также нижние части склонов различной крутизны. Геолого-генетическими комплексами рыхлых отложений, сформировавшимися

здесь при сходном тектоническом режиме, но в различных фациальных условиях, являются: аллювиальные образования поймы (а IV), I надпойменной (а III_4—IV) и высоких (II—VI) надпойменных террас р. Вилюй и его притоков (a_2—III_3); комплекс озерно-болотных образований, слагающих озерные и болотные котловины на междуречьях (водораздельные мари) и в долинах (долинные мари); комплекс склоновых образований, включающий в себя делювиально-солифлюкционные, делювиально-крипповые и делювиально-коллювиальные отложения. Делювиально-солифлюкционные отложения характерны для склонов, сложенных глинисто-карбонатными породами кембрия, ордовика и юры, делювиально-крипповые — для склонов на песчаниках перми и юры.

Гидрогеологические условия. Принадлежность региона к Якутскому артезианскому бассейну со сплошным распространением многолетнемерзлых пород мощностью 200—400 м определила его гидрогеологические условия. Мерзлота резко локализует очаги питания и разгрузки подземных вод, которые приурочены в основном к зонам повышенной тектонической трещиноватости в пределах региональных разломов в краевых частях Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Сунтарского поднятия и др.

Выдержанным водоносным комплексом являются подмерзлотные воды кембрийских отложений. Подземные воды верхнекембрийских пород приурочены к краевой части Тунгусской синеклизы и северной части Ботуобинского поднятия. Скважинами в интервале глубин 180—274 м вскрыты напорные воды в трещиноватых мергелях верхоленской свиты. Воды соленые, с минерализацией до 32,6 г/л, температура воды на глубине 200 м равна —2,1 °С. Такого типа соленые подземные воды пользуются локальным распространением, а на большей части рассматриваемой территории водоносный комплекс карбонатно-глинистых отложений верхнего кембрия проморожен на всю мощность и не содержит гравитационных вод. Соленые подземные воды, развитые регионально, вскрываются обычно в нижнекембрийских отложениях в интервале 300—320 м. Это высоконапорные, более минерализованные (50—100 г/л) воды хлоридно-натриевого состава с запахом сероводорода; с удельной производительностью скважин 0,005—0,08 л/с, температура воды на изливе —0,2, —0,4 °С. Эти воды по трещиноватым зонам в непосредственной близости от региональной дрены (р. Вилюй) частично разгружаются в перекрывающие нижнеордовикские отложения, где происходит их смешение с более пресными водами несквозных таликов. Пресные подземные воды существуют в карбонатных породах нижнеордовикского возраста в долине р. Вилюй и его притоков [73] в виде источников с расходом воды от долей литра до 20—30 л/с. Суммарные дебиты источников меняются от 4—5 до 350 л/с. Температура воды в родниках 0,2—3,6 °С, вода гидрокарбонатная со смешанным катионным составом, минерализация 0,7 г/л. Воды имеют трещинно-жильный и карстово-жильный характер, циркулируют по разрывному нарушению северо-западного простирания, питаются за счет атмосферных, поверхностных и надмерзлотных вод сезонноталого слоя. Соленые внутримерзлотные воды в сочетании с линзами солоноватого льда обнаружены в кембрийских известняках в районе трубки «Мир» и Улу-Тогинской петли р. Вилюй на глубинах 225—305 м. Эти воды образуются за счет криогенной метаморфизации хлоридно-натриевых вод в условиях застойного режима закрытых гидрогеологических структур. Для них характерна сильная минерализация (50—150 г/л) и значительная насыщенность сероводородом, приводящая к выбросу вод из скважин вместе с газом. Наличие регионально выдержанных глубоких артезианских вод, имеющих постоянно отрицательную температуру, является существенным фактором, препятствующим развитию сквозных таликов под водоемами.

Надмерзлотные воды приурочены к четвертичным отложениям, где их существование обусловлено динамикой глубины слоя сезонного протаивания рыхлых отложений. Эти воды отличаются кратковременным существованием в жидкой фазе, небольшими глубинами залегания, малой водообильностью и ничтожными запасами, что исключает возможность их использования даже для временного водоснабжения. Воды несквозных многолетних таликов — речные и подозерные воды. Водовмещающими отложениями для них являются русловой аллювий и подстилающая выветрелая часть коренных пород. Мощность таликов в руслах, сложенных траппами, может превышать 70—90 м, однако на участках перекатов значительно уменьшается. Литологическая невыдержанность ордовикских отложений, наличие чередующихся в вертикальном разрезе водопроницаемых и водоупорных слоев весьма затрудняет инфильтрацию речных вод и делает эти породы практически неводоносными, за исключением отдельных участков, где русло подстилается достаточно мощными пачками известняков и доломитов. Однако интенсивный подрусловой карст распространен ограниченно (притоки Малой Ботуобии). Особенности вод несквозных многолетних таликов под озерами определяются генезисом и параметрами последних. Большинство озер имеет низменные, сильно заболоченные берега, незначительные глубины воды (до 2—3 м в центре) и донные отложения, состоящие из илов и суглинистых разновидностей, обогащенных органическим веществом со слабой водоотдачей, что определяет их неблагонадежность в санитарном отношении.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур пород

Геокриологические условия территории сформировались в результате изменения теплообмена на поверхности и в толще пород на протяжении плейстоцена и голоцена, геологического развития в кайнозое, когда территория в основном подвергалась денудации с локальной аккумуляцией в долинах рек, гидрогеокриологического преобразования подземных вод в процессе эволюции криолитозоны, изменения рельефа и ландшафтной обстановки. В настоящее время территория Лено-Вилюйского междуречья входит в область сплошного распространения многолетнемерзлых пород, слагающих верхнюю часть криолитозоны до глубины 300—400 м. Нижняя часть разреза до глубины 500—900 м сложена охлажденными ниже 0 °С породами, содержащими соленые воды и рассолы. В целом мощность мерзлой толщи и всей криолитозоны уменьшается с севера на юг, к долине р. Лены. На большей части региона кровля многолетнемерзлых пород совпадает с подошвой слоя сезонного протаивания. Локальные опускания этой границы приурочены к несквозным таликам радиационно-теплового и подводно-теплового типа. Мощность несквозных радиационно-тепловых таликов в зависимости от состава пород меняется от 4—8 м в песчаных грунтах до 5—10 м на траппах. Подводно-тепловые талики развиты под водотоками и водоемами и контролируются размерами рек и озер. Под мелкими реками и озерами они прослеживаются до глубины 4—7 м. Под крупными озерами мощность таликов достигает нескольких десятков метров. Мощность подруслового талика р. Вилюй меняется в широких пределах: от первого десятка метров на порогах и перекатах до нескольких десятков и сотни метров выше устья р. Малая Ботуобия.

Основной особенностью геокриологических условий региона является несоответствие современного уровня теплообмена, характеризуемого среднегодовой температурой пород, и мощности криолитозоны, являющейся результатом геокриологического развития территории в плейстоцене и голоцене. Вследствие инверсионного распределения приземного слоя воздушных масс и антициклонального режима их переноса в зимнее время формирование среднегодовых температур пород определяется различными ведущими факторами на водоразделах и в долинах. На водораздельных пространствах в связи с небольшими ко-

лебаниями рельефа определяющим является влияние состава и влажности отложений, заболоченности и заторфованности поверхности и характера растительного покрова. В долинах формирование среднегодовых температур пород подчиняется инверсионному распределению температур воздуха, которое усиливается или ослабляется влиянием экспозиции и крутизны склонов, их задернованности и залесенности и особенностями крупноглыбовых отложений на склонах. Отепляющим фактором является снежный покров, препятствующий радиационному выхолаживанию поверхности и определяющий основную разницу между температурой воздуха и температурой поверхности пород в сторону повышения последней. На водоразделах параметры снежного покрова изменяются незначительно, на больших пространствах составляя в среднем 40—50 см при плотности 0,16—0,25 г/см^3. В результате повышение среднегодовых температур пород за счет снега может составлять 6—7,5 °С, что при среднегодовых температурах воздуха от —7 до —7,5 °С обеспечило бы близкие к 0 °С температуры пород. Ослабление турбулентного движения воздушных масс зимой, уменьшающего отток тепла с залесенной поверхности, ведет к повышению среднегодовых температур на поверхности растительного покрова еще на 0,1—0,3 °С (радиационная поправка) по сравнению с температурами воздуха. Охлаждающее влияние оказывает растительный покров, затеняя почву летом и являясь слабым теплоизолятором в зимний период. При этом его влияние тем больше, чем более мощным, сомкнутым и влажным является напочвенный покров. Его влияние оценивается от 0,1—0,3 °С на сухих повышенных элементах рельефа с сосново-лиственничными толокнянково-брусничниковыми лесами до 0,5—0,8 °С на заболоченных, заторфованных участках с карликовой березкой на сфагновых мхах. Более низкие среднегодовые температуры пород, наблюдаемые в скважинах, формируются за счет температурной сдвижки, существующей вследствие разницы теплопроводности пород в талом и мерзлом состоянии, охлаждающее влияние которой оценивается в зависимости от состава и влажности отложений от 0,2 до 0,7 °С, на заторфованных участках до 1 °С. Более низкие температуры на марях по сравнению с сухими водораздельными участками связаны также с инверсией температур воздуха, способствующей понижению среднегодовых температур пород на 1 °С и более.

В результате суммарного влияния факторов природной среды на водораздельных пространствах Лено-Вилюйского междуречья многолетнемерзлые породы характеризуются среднегодовыми температурами от 0 до —3 °С, превышая эти пределы на водоразделах в бассейне р. Нюя в сторону повышения на 0,5—1 °С, а на заторфованных многолетнемерзлых участках междуречья Большой и Малой Ботуобий в сторону понижения на 2 °С. Так, в районе г. Мирный (скв. 1) на малоувлажных участках песчаников юры и перми $t_{ср}$ пород близка к —1 °С, а на сниженном водоразделе по правому берегу р. Вилюй (скв. 2) она составляет —2 °С. Скв. 41, пробуренная на заболоченной водораздельной низине, вскрыла многолетнемерзлые породы с $t_{ср}$ —3 °С. Широкому распространению среднегодовых температур пород от —1 до —3 °С (рис. 86) способствует небольшая ($W_{об}$=0,2) влажность отложений и практически отсутствие макровключений льда. Это связано с тем, что в период климатического оптимума территория подвергалась интенсивному оттаиванию с поверхности, достигающему глубины десятка метров в льдистых отложениях понижений рельефа и нескольких десятков метров в коренных породах. Промерзшие затем в позднем голоцене, они характеризуются неполным заполнением трещин льдом в трещиноватых зонах, а в условиях длительной денудации породы рыхлого чехла также отличаются небольшой льдистостью. На более влажных и заторфованных участках $t_{ср}$ ниже и составляют в основном —3, —5 °С. Такие же температуры характерны для верховьев небольших рек и ручьев.

В широких долинах, как, например, у р. Малая Ботуобия, среднегодовые температуры пород от днищ к водоразделам изменяются незначительно, в основном в зависимости от литолого-влажностных условий и растительного покрова. Так, $t_{ср}$ на высокой пойме изменяются от 0 до —2 °С (скв. 3 и 11), на I надпойменной террасе от 0 до —1 °С (скв. 10) и на II надпойменной террасе от —0,5 до +0,5 °С (скв. 4), приледненной к водоразделу на юрских песчаниках, выветрелых до песков, где несквозные талики зафиксированы на глубине 20 м.

Температурный режим в долинах широтного простирания отличается большей контрастностью геокриологических условий, чем при меридиональном их расположении, что хорошо прослеживается по данным геотермических скважин в долинах рек Вилюй и Малая Ботуобия, описанным выше. Направление течения р. Вилюй на рассматриваемом участке близко к широтному, в связи с чем экспозиции склонов близки к южной и северной. Геологическое строение долины довольно однородное и определяется мощными интрузиями диабазов, на правом склоне в его средней части включающими ксенолиты пермских песчано-глинистых и известковистых пород, на левом — перекрытые туфогенными породами триаса. Рыхлые склоновые отложения представлены суглинками с включением глыб и дресвы коренных пород мощностью 1—3 м, на ступенеобразных участках — более мелкодисперсными отложениями мощностью до 5 м. Суммарная льдистость рыхлых отложений на склоне северной экспозиции составляет 25—35 %, южной — 20—30 %. Различие в составе пород не оказывает существенного влияния на формирование среднегодовых температур, так как перекрывается влиянием других факторов: экспозиции и крутизны склонов.

Оба склона разбурены скважинами (рис. 87) глубиной от 40 до 95 м, в результате чего установлено, что склон южной экспозиции сложен многолетнемерзлыми породами со среднегодовой температурой от 0 до —4 °С, северной — от —1 до —7 °С и ниже. В приводораздельной части склона на высоте 240—270 м $t_{ср}$ пород наиболее высокие и составляют —1, —1,5 °С (в

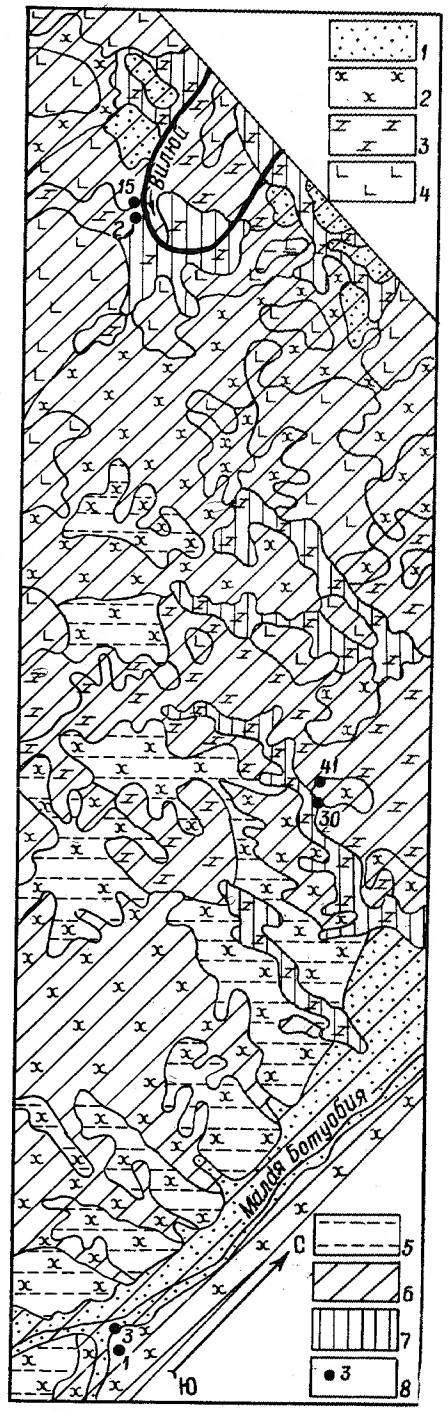


Рис. 86. Геотемпературная карта междуречья Малая и Большая Ботуобия:

1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2* — породы пермского и юрского возраста; *3* — отложения ордовикского возраста; *4* — интрузии траппов; *5* — мерзлые породы с $t_{ср}$ от 0 до —1 °С; *6* — $t_{ср}$ от —1 до —3 °С; *7* — $t_{ср}$ от —3 до —5 °С и ниже; *8* — скважина и ее номер

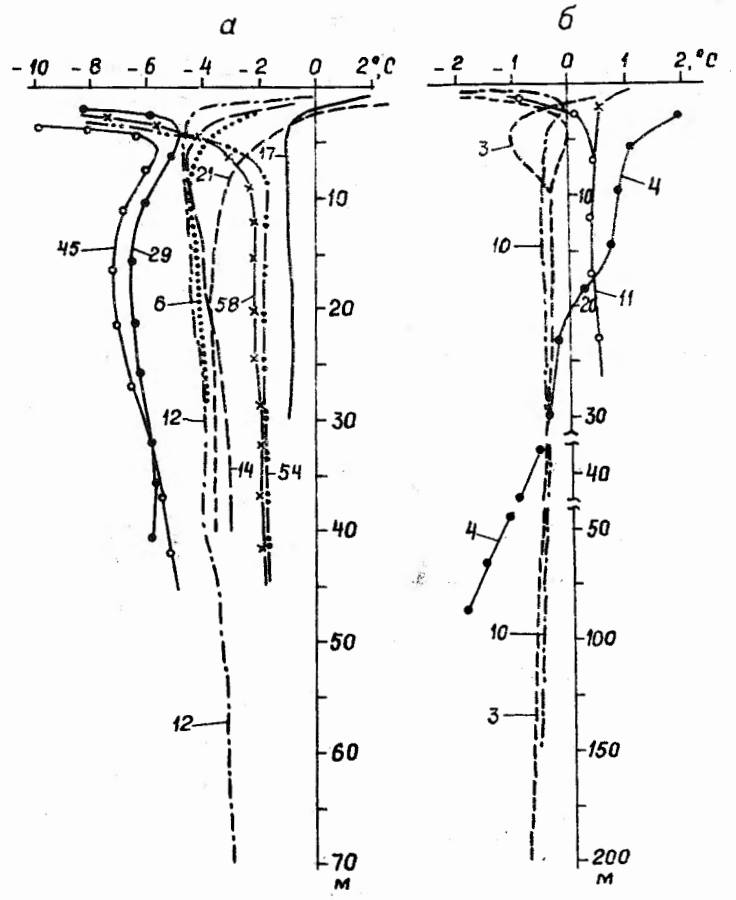


Рис. 87. **Температурные кривые в скважинах:**

а — в долине р. Вилюй (на правом берегу скв. 11, 12, 29, 45, на левом — скв. 14, 17, 54, 58, на бечевнике — скв. 15); б — в долине р. Малая Ботуобия (на пойме — скв. 11, на I надпойменной террасе — скв. 10, на II надпойменной террасе — скв. 3, на склоне рч. Дэлбирге — скв. 4)

скв. 18 —1,3 °С, в скв. 21 —1,4 °С и в скв. 57 —1,5 °С). На высоте склона 210—240 м среднегодовые температуры понижаются на 0,5 °С и составляют —1,5, —2 °С (скв. 15, 16, 20, 24, 54). Такие же температуры пород на склонах юго-западной и западной экспозиции формируются уже на более высоких отметках — от 240 до 280 м. Более низкий по абсолютным отметкам участок склона (200—240 м) характеризуется и более низкими температурами пород (от —2 до —2,5 °С), которые понижаются до —3, —4,5 °С на первой надпойменной террасе р. Вилюй, с горизонтом на поверхности оторфованных супесей и залесенной густым мелким лиственничником. На бечевнике р. Вилюй в скв. 15, расположенной в 50 м от русла, среднегодовая температура пород составляет —4,5 °С. Такие низкие среднегодовые температуры пород на склонах южной экспозиции формируются на трапповых обрывах и вблизи них. Так, в скв. 14, пробуренной на высоте около 250 м, в 70 м от обрыва $t_{ср}$ пород составляет —4 °С, на высоте около 200 м — —5 °С, возможно, ниже.

На правом склоне долины р. Вилюй северной экспозиции среднегодовые температуры пород вниз по склону характеризуются более быстрой сменой отрицательных значений: от —1 до —2 °С на участках приводораздельных склонов до температур —6, —9 °С в нижних частях склона. При равномерной крутизне склона понижение температур пород происходит последовательно, в виде узких сменяющих друг друга полос (геотемпературных зон), в которых $t_{ср}$ вниз по склону понижаются на 1 °С. При наличии ступеней и обрывов температурные

Таблица 20

Зависимость среднегодовой температуры пород (числитель, °С) и глубины сезонного оттаивания (знаменатель, м) от мощности курума и $\lambda_{эф}$ [37]

Мощность курума, м	Без гольцового льда	С гольцовым льдообразованием		
	$\lambda_{эф}$, Вт/(м·°С)			
	1,86	1,86	1,16	0,81
1,1	—3,38 / 2,16	—3,44 / 2,03	—4,53 / 1,83	—6,62 / 1,50
2,1	—4,16 / 2,64	—5,89 / 2,13	—6,13 / 1,63	—6,13 / 1,33

зоны расширяются или сужаются, но обязательно более низкие температуры пород формируются на более низких отметках рельефа.

Особый интерес представляет формирование среднегодовых температур пород на участках развития курумов, роль и оценка которых впервые была дана А. Н. Калининым и Н. Н. Романовским [37]. В крупнообломочных и трещиноватых скальных породах в слое сезонного оттаивания широко распространен гольцовый лед, представляющий собой намерзание талых снеговых вод на низкотемпературной кровле многолетнемерзлых пород. Установлено, что на склонах северной экспозиции при наличии гольцового льда в курумах температуры понижаются до —11, —12 °С, что не только на 4—5 °С ниже температур пород на сопредельных участках склона, но и на 1—2 °С ниже среднегодовой температуры воздуха. Для оценки влияния гольцового льдообразования на $t_{ср}$ пород моделировались два варианта [37]: курумы без гольцового льда и при наличии гольцового льда (учитывался так же, как слой изоляции и снежный покров). Моделирование проводилось в зависимости от мощности слоя крупнообломочных отложений без тонкодисперсного заполнителя и коэффициента эффективной теплопроводности этого слоя в талом состоянии ($\lambda_{эф}$), значение которого было принято в диапазоне от 0,81 до 1,86 Вт/(м·°С) (табл. 20). Расчеты показали, что максимальное охлаждающее влияние гольцового льдообразования проявляется при условии, что глубина сезонного оттаивания не превышает мощности курума. В этом случае на поверхности мерзлой толщи накапливается горизонт многолетнего гольцового льда в результате намерзания талых снеговых и надмерзлотных вод. В среднем для таких условий охлаждающее влияние курумов с гольцовым льдом было оценено в 2—3 °С. При большой мощности курума (2 м и более) с гольцовым льдом охлаждающее влияние составляет не более 2 °С. Однако различие между фактическими и расчетными данными составляет 3—4 °С, что объясняется А. Н. Калининым и Н. Н. Романовским [37] охлаждением тела курума и подстилающих пород стекающим зимой воздухом по пустотам между глыбами. С учетом изложенного, в нижних частях курумных склонов долины р. Вилюй, имеющих северную экспозицию, среднегодовые температуры на 3—5 °С ниже, чем в верхних, так как курумы в верхних частях склона практически не содержат гольцового льда.

Глубина сезонного протаивания пород изменяется на территории в больших пределах: в сухих песчаных и супесчаных отложениях составляет 2,5—3 м, в суглинистых и оторфованных — 0,7—1 м. На участках выходов диабазовых останцов увеличивается до 4—5 м. В пределах однородных условий на водоразделах с $t_{ср}$ пород от —1 до —3 °С глубина сезонного оттаивания составляет 2—2,5 м, уменьшаясь до 0,5—1,3 м в заболоченных котловинах и днищах небольших логов, где $t_{ср}$ составляет —3, —5 °С (см. рис. 86). Изменение глубин оттаивания

Таблица 21

Глубина оттаивания пород в бассейне р. Ирэлях.
По Е. Б. Белопуховой

Элемент рельефа	Состав отложений	Растительность	Глубина сезонного оттаивания, м
Прирусловые валы	Пылеватые суглинки и супеси	Лиственница и ель, моховой покров 5—15 см	0,5—0,7
Дренируемые участки поймы	Пылеватые суглинки	Кустарниковая береза и ива	0,8—1,3
Заболоченные понижения на пойме	Торф, оторфованные суглинки	Редкая кустарниковая береза и ива, моховые кочки	0,5—0,9
Присклоновые участки	Суглинки	Кустарниковая береза и ива, редкие мхи	0,8—1,3
Склоны водораздела южной экспозиции	Суглинки	Лиственничный лес с примесью березы	0,8—1,2

в долине р. Ирелях, левого притока р. Малая Ботуобия, показывает (табл. 21), что изменение глубин оттаивания на различных участках поймы и пологих склонов водораздела не столь велико вследствие небольшой влажности отложений, близкой к полной влагоемкости.

Оттаивание многолетнемерзлых пород под Вилюйским водохранилищем, по И. П. Константинову и В. Л. Суходровскому, в первые годы составляло 2—5 м в диабазах и 0,5—2 м в песчаниках и песках. На крутых склонах происходит оползание оттаявшей части пород в виде слоя мощностью 0,5—1,5 м, высотой 10—15 м и длиной около 200 м. Обнаженные мерзлые породы в береговых склонах оказывают значительное сопротивление размыву, которое уменьшается по мере их оттаивания в береговом откосе, особенно в осенний период. Среднегодовая температура воды на глубине 30—50 м составляет 4,1—4,2 °С, а в приповерхностных слоях воды на глубине 1—5 м — 5,4—5,0 °С.

Состав и криогенное строение пород

Криогенное строение пород отражает историю развития криолитозоны в четвертичное время. На рассматриваемой территории с резким преобладанием по площади участков денудации и относительной стабилизации горные породы промерзали эпигенетически. На участках локальной аккумуляции (днища речных долин, озерно-болотные котловины, подножия делювиально-солифлюкционных склонов) они перекрыты синкриогенными отложениями небольшой мощности. Синкриогенными в регионе являются в основном отложения позднеголоценового возраста, мощность которых невелика, так как активное промерзание снизу развивается при среднегодовых температурах — 3 °С и ниже [7, 46, 48]. Древние синкриогенные отложения с типичными для сингенеза мерзлотными формами могли сохраниться от раннеголоценового оттаивания только в местах их мощных накоплений, как, например, это имеет место на IV террасе в низовьях р. Вилюй (см. рис. 2), и в рассматриваемом регионе не обнаружены. В связи с песчано-галечным составом отложений надпойменных террас в них не обнаружены и следы сингенеза, являющиеся свидетельством былых эпох похолоданий. Поэтому история развития мерзлоты освещена с использованием преимущественно палинологических и фаунистических данных.

Самыми древними отложениями района, в которых обнаружены явные признаки сурового климата, способствовавшего формированию многолетнемерзлых пород, являются песчано-галечные осадки IV надпойменной террасы в долинах рек Вилюй и Малая Ботуобия, соответствующие ранней половине среднего плейстоцена (aII$_{1-2}$). Спорово-пыльцевые спектры этих отложений характеризуют тундровый тип растительности с преобладанием кустарничков. Аллювий второй половины среднего плейстоцена (aII$_{3-4}$), слагающий III надпойменную террасу, содержит пыльцу древесных пород (сосна, лиственница, береза, ель), говорящую об относительно теплом климате той эпохи, вероятно, близком современному. По-видимому, несмотря на потепление, многолетнемерзлые породы протаивали не глубоко, местами разобщаясь со слоем зимнего промерзания, а ниже температуры повышались в пределах отрицательных значений.

В первую половину позднего плейстоцена произошло существенное похолодание, вызвавшее понижение температуры криогенной толщи и увеличение ее мощности. Об этом свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры осадков II надпойменной террасы (aIII$_{1-2}$), в которых резко преобладает пыльца недревесных форм растительности. По спорово-пыльцевым спектрам и на основании находок костей млекопитающих отложения II террасы коррелируют с зырянским похолоданием. Последнее распространилось и на вторую половину позднего плейстоцена, что подтверждается доминированием в спорово-пыльцевых спектрах I надпойменной террасы (aIII$_{3-4}$) холодоустойчивых форм кустарниковой растительности. Согласно абсолютным датировкам (до ^{14}C), возраст отложений I надпойменной террасы составляет около 20 тыс. лет.

Таким образом, можно считать, что в рассматриваемом регионе криогенная толща существует непрерывно по крайней мере с начала среднего плейстоцена и, вероятнее всего,— с начала раннего плейстоцена. Большая продолжительность периода промерзания горных пород способствовала глубокому преобразованию гидрогеологических структур [85]. Обводненные зоны тектонического дробления в карбонатных породах кембрия и ордовика были проморожены с формированием линз и пластов льда мощностью от 1—2 до 10 м. При промерзании слабоминерализованных подземных вод повышалась их минерализация вследствие вымораживания солей из льда. Образовывались переохлажденные рассолы, миграция которых вглубь по трещинам вызывала дополнительное охлаждение горных пород и увеличение мощности мерзлой толщи за счет влияния конвективной составляющей. Косвенным подтверждением этого служат безградиентные или с небольшим отрицательным температурным градиентом (порядка 1 °С на 100 м) кривые температур в скважинах в верхней части разреза мощностью в несколько десятков метров.

Криогенные текстуры в дисперсных синкриогенных и эпикриогенных осадках и в грубодисперсных и скальных эпикриогенных мерзлых толщах свидетельствуют об условиях промерзания, среди которых важнейшими являются состав и тип криогенеза. Аллювиальные отложения, кроме позднеголоценовых и современных, после климатического оптимума промерзали эпигенетически, по крайней мере в верхней части разреза мощностью 6—8 м.

Аллювиальные верхнеплиоцен-нижнечетвертичные песчано-галечные отложения VI надпойменной террасы р. Вилюй характеризуются массивной и корковой криогенной текстурами при льдистости до 15—30 %. Нижнечетвертичные суглинистые отложения V террасы в верхней части разреза при льдистости до 30—40 % содержат тонкие (1—2 мм) линзы и прослойки льда, разреживающиеся книзу с возрастанием интервала между шлирами от 0,5 до 2 см. На глубине 4—5 м криогенная текстура массивная, льдистость пород составляет 20—25 %. В грубодисперсных осадках русловой фации (пески, галечники) криогенная

текстура массивная и корковая при льдистости 15—20 %. Среднечетвертичные тонкодисперсные осадки III и IV террас (суглинки, супеси) отличаются высокой льдистостью (до 40—50 %) и большим разнообразием криогенных текстур; иногда встречаются захороненные повторно-жильные льды. Верхнечетвертичные супеси и суглинки I и II надпойменных террас имеют льдистость до 30—50 %. Ледяные включения представлены тонкими линзочками и прослойками, а также синкриогенными жилами льда вертикальной мощностью 2—3 м при ширине 0,2—0,8 м на I надпойменной террасе и захороненными жилами льда на II надпойменной террасе. В аллювиальных отложениях поймы песчано-илистого состава с включением органики, формирующейся с позднеголоценового времени в условиях промерзания, наблюдаются горизонтально-слоистая и массивная криогенные текстуры, в старичных осадках — слоистая и слоисто-сетчатая, а также синкриогенные повторно-жильные льды. Мощность жил по вертикали 1—3,5 м, ширина — 0,2—1 м, поперечник полигональной решетки изменяется от 15 до 30 м. Льдистость за счет повторно-жильных льдов составляет 7—20 %, общая льдистость тонкодисперсных осадков пойменной и старичной фаций достигает 40—60 %. Галечникам русловой фации свойственна невысокая льдистость и корковая криогенная текстура. На мерзлом бечевнике встречаются горизонты с базальной криотекстурой, в которых льдистость составляет 40—50 %.

Озерно-болотные отложения, представленные оторфованными суглинками и супесями, отличаются высокой суммарной льдистостью — от 40—60 % и более. Ледяные включения образованы тонкими шлирами, линзами и льдом-цементом. В озерных отложениях присутствуют мощные (до 10 см) шлиры и небольшие линзы инъекционного льда мощностью 0,2—0,5 м, а также повторно-жильные льды мощностью 1—1,5 м и шириной 0,2—0,4 м.

Элювиальные образования на глинисто-карбонатных породах кембрия, ордовика, карбона и юры имеют тонкослоистую, тонкосетчатую и массивную криогенные текстуры. Влажность пород при оттаивании меняется в диапазоне 9—45 %. Для элювия пермских и юрских песчаников грубодисперсного состава типична массивная и корковая криогенные текстуры, для супесчаных и суглинистых разновидностей — тонколинзовидная. Для маломощного (2—5 м) чехла щебнисто-глыбового элювия на дренированных участках траппов характерны корковые и массивные криогенные текстуры и небольшая влажность пород — 20—25 %. Делювиально-солифлюкционные суглинки пологих и средней крутизны склонов имеют льдистость до 30—40 %. В них формируется слоистая и линзовидная криотекстуры с толщиной слойков 0,2—0,5 см при расстоянии между ними 2—3 см. Для крутосклонных участков с обвально-осыпными образованиями характерна корковая криотекстура с льдистостью до 10—20 %. В скоплениях щебнисто-глыбовых отложений у подошвы склонов формируется базальная криогенная текстура или слой гольцового льда. Образование последнего характерно для курумов нижних частей северных склонов глубоковрезанных долин с температурной инверсией воздуха.

Коренным дочетвертичным породам, промерзавшим эпигенетически, свойственны массивные и унаследованные по трещинам, пластам и кавернам криогенные текстуры. В песчаных толщах перми и юры отмечается массивная криотекстура; глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, мергели, известняки и доломиты кембрия, ордовика, карбона, а также породы трапповой формации имеют унаследованную пластовотрещинную криотекстуру, часто с неполным заполнением трещин льдом. Ледяные шлиры (мощностью 1—3 см) по трещинам и на контактах литологически различных пород весьма редки. Льдистость этих пород составляет 3—10 %. В конгломератах, галечниках и щебнистых породах с корковой криотекстурой льдистость верхних выветрелых горизонтов иногда достигает 15—20 %.

Особо следует остановиться на породах трапповой формации. Обычно считалось, что коэффициент трещиноватости и льдистости траппов даже в пределах выветрелой зоны не превышает 1—3 %, и траппы относились к слабольдистым породам. Теперь выяснено, что выветрелые траппы имеют линзовидную тонкошлировую криотекстуру с высокой льдистостью (до 40—50 %). При этом массивы траппов имеют весьма неравномерную льдистость, связанную с их первичной столбчатой отдельностью, которые в плане представляют собой полигоны различных размеров, монолитные внутри и выветрелые по периферии. В ядрах полигонов льдистость низкая (1—3 %), а периферийные части интенсивно выветрелы и заполнены глинистым материалом с высоким содержанием ледяного цемента и сегрегационного льда, с льдистостью до 40—50 %. На участках льдистых выветрелых трещин в трапповых массивах может происходить интенсивное оттаивание и обрушение отдельностей породы.

Строение и мощность криолитозоны

Строение и мощность криолитозоны региона в значительной мере определяются особенностями промерзания высокоминерализованных водоносных горизонтов, их взаимодействием с многолетнемерзлыми породами. В результате этого взаимодействия за период промерзания в плейстоцене и голоцене криолитозона представляет собой сложную термодинамическую систему, включающую мерзлые породы со льдом, морозные и отрицательно-температурные соленые воды и рассолы (криопэги). Первые геокриологические исследования, проведенные в районе месторождения «Мир», выявили наличие под мерзлой толщей на глубине 312 м криопэгов с минерализацией около 52 г/л. Мощность криолитозоны А. И. Ефимовым оценивалась в 550 м, последующие исследования Н. Н. Романовского, А. Н. Боголюбова, А. Б. Чижова и других позволили существенно уточнить и дополнить представления по этому вопросу.

Данными бурения и геофизическими исследованиями установлено, что в вертикальном разрезе криолитозоны выделяются три подзоны: верхняя, промежуточная и нижняя (рис. 88). Верхняя подзона представлена мерзлыми толщами с ледяными включениями, образовавши-

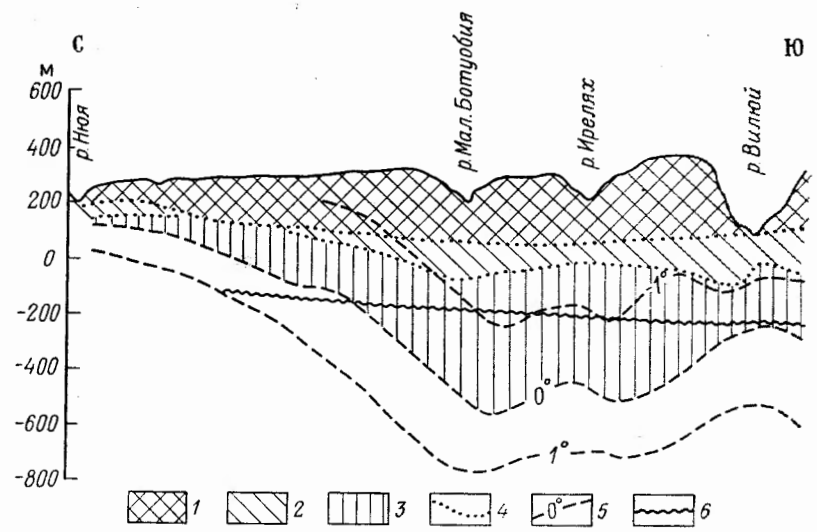


Рис. 88. Схематический разрез криолитозоны Ботуобинского поднятия:
1 — верхняя подзона; *2* — промежуточная подзона; *3* — нижняя подзона; *4* — границы между подзонами; *5* — геоизотермы, °С; *6* — кровля соленосных отложений кембрия

Таблица 22

Температура замерзания ($t_з$) растворов солей и засоленных грунтов (°С).
По Г. И. Дубикову *

Растворы солей	Концентрация раствора, г/л	$t_з$	Засоленные грунты	Засоленность, %	$t_з$ при влажности грунта, %				
					15	20	25	30	35
Морской соли (77 % NaCl и др.)	0	0	Суглинок, насыщенный раствором морской соли	0	—2,6	—1,2	—0,6	—0,3	—0,2
	17	—0,8		0,5	—	—2,8	—1,9	—1,5	—1,2
	35	—1,7		1,0	—5,5	—3,4	—2,6	—2,2	—1,9
	35,7	—1,72		1,5	—6,9	—4,6	—3,4	—2,8	—2,4
				2,0	—8,8	—6,0	—4,5	—3,6	—2,9
NaCl	1,7	—0,05	Суглинок пылеватый, насыщенный раствором NaCl	0	—0,2	—	—0,15**	—	—
	15	—1,0		0,21	—1,2	—	—0,7**	—	—
	29	—1,85		0,42	—1,9	—	—1,9**	—	—
	58	—3,7		0,84	—4,1	—	—4,0**	—	—
			Песок тонкий, насыщенный раствором NaCl	0	—0,15		—0,1	—	—
				0,08	—		—0,4	—	—
				0,1	—0,8		—	—	—
				0,34	—		—0,8	—	—
				0,43	—2,0		—	—	—
				0,68	—		—2,1	—	—
				0,87	—3,6		—	—	—
			Суглинок пылеватый, насыщенный раствором солей 42 % NaCl+30 % $MgCl_2$+16 % $CaSO_4$ и др. (континентальное засоление)	0	—2,5	—1,1	—	—0,3	—0,1
				0,2	—3,3	—1,8	—	—0,8	—0,6
				0,5	—4,3	—2,5	—	—1,3	—1,2
				1,0	—5,6	—3,7	—	—2,1	—1,8
				1,5	—6,8	—4,7	—	—2,8	—2,4
				2,0	—8,2	—5,5	—	—3,5	—2,7

* Использованы данные В. И. Аксенова, А. А. Карпуниной, А. Н. Яркина.
** При влажности 27,5 %.

мися при замерзании пресных и слабосолоноватых вод. Минерализация льда обычно не превышает 0,3—0,5 г/л. В состав верхней толщи криолитозоны входят отложения кайнозойского, мезозойского и частично позднепалеозойского возраста. Мощность ее изменяется от 300—400 м на водоразделах до 30—90 м и менее на низких террасах и бечевнике Вилюя. В долине руч. Сосновка (скв. 503) линза криопэгов была вскрыта на глубине 25 м. Под глубокими плёсами Вилюя и на участках разгрузки подземных рассолов многолетнемерзлые породы верхней подзоны могут отсутствовать.

Промежуточная подзона содержит засоленные мерзлые породы с включениями высокоминерализованных подземных вод. Последние могут образовывать линзы и слои криопэгов с минерализацией от 13—15 до 100—120 г/л и температурой, соответствующей или выше точки замерзания (табл. 22). Ледяные включения имеют минерализацию от 1—1,5 до 6—10 г/л и преимущественно хлоридный состав. По данным бурения, в пойме р. Вилюй минерализация текстурообразующих льдов в породах верхоленской свиты в интервале глубины от 8 до 22 м увеличивалась с 1,3 до 4,7 г/л. В днище долины Малая Ботуобия лед в трещинах керна известняка, поднятого с глубины 305 м, имел минерализацию 2,7 г/л. Минерализация криопэгов, вскрытых выше льдистого горизонта (глубина 225 м) и непосредственно ниже его, составляла соответственно 24,5 и 28,5 г/л при температуре —1,2; —1,0 °С.

Формирование промежуточной подзоны происходило при промерзании пород с солеными, преимущественно хлоридно-натриевыми, подземными водами, когда температура опускалась ниже точки их замерзания. Это сопровождалось криогенной концентрацией и метаморфизацией состава подземных вод, отжатием их в слои с высокими коллекторскими свойствами. Фазовый состав мерзлых пород подзоны, характер ее распространения и мощность определяются термодинамическими (температура, минерализация) и гидрогеологическими условиями. Мощность подзоны подвержена значительным колебаниям и изменяется от первых десятков до 100 м и более. Ниже этой зоны температура пород выше точки замерзания заключенных в них криопэгов. Таким образом, она является переходной от нижней подзоны с подмерзлотными криопэгами, где ледяные включения отсутствуют, к верхней, сложенной незасоленными мерзлыми породами. Специфика ее физико-механических, геокриологических и гидрогеологических характеристик и развития процессов криогенного концентрирования и криометаморфизма оказывает большое влияние на формирование свойств криолитозоны района.

Нижняя подзона включает толщу морозных преимущественно карбонатных пород нижнего и среднего кембрия. Широким распространением в ней пользуются хлоридно-натриевые подмерзлотные криопэги метегеро-ичерского водоносного комплекса с преобладающей температурой от 0 до —3 °С и минерализацией от 50 до 100—150 г/л, реже 200—250 г/л. Его водоупором служат соленосные отложения чарской свиты нижнего кембрия, залегающие на глубине 500—600 м. В условиях естественного гидродинамического режима отмечается медленное движение подмерзлотных криопэгов к долине р. Вилюй. Нижняя граница подзоны (геоизотерма 0 °С) на большей части территории залегает на глубине от 500—550 до 700—750 м (рис. 89). Относительно небольшие мощности криолитозоны (около 470 м) отмечаются в долине Вилюя (скв. 501) и руч. Сосновка (скв. 503), в 40—50 км к северо-западу от г. Мирный (см. рис. 88). В долине р. Большая Ботуобия, в ее среднем течении мощность криолитозоны превышает 500 м (скв. 514, 517, 3 МГУ). Мощности до 750 м зафиксированы в районе г. Мирный и в 10—15 км к юго-западу от него (скв. 83, 301, рис. 89). В 30 км к югу в районе Нелбинского поднятия, по данным В. Т. Балобаева и В. Н. Девяткина [81], они достигают 820 м. Далее на юг и юго-восток, по данным тех же авторов, мощность криолитозоны быстро сокращается до 470—100 м (Юрегинская и Тойнахская площади). Вероятно, это происходит главным образом за счет сокращения мощности нижней подзоны.

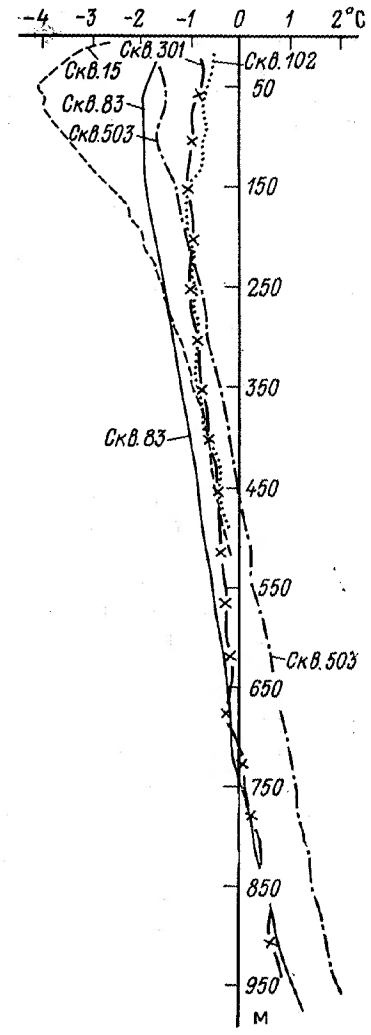


Рис. 89. Температурные кривые в глубоких скважинах Ботуобинского района

Сведения о криолитозоне западной части междуречья Большой и Малой Ботуобии весьма ограниченны. В Среднеботуобинском районе ее

мощность по имеющимся данным изменяется от 330 до 500 м. Относительно большие колебания глубин залегания нулевой геоизотермы на небольших площадях достаточно обычны для рассматриваемого региона и связаны, по-видимому, с изменчивостью геологических и гидрогеологических условий (разрывной тектоникой, глубиной залегания и минерализацией подземных вод, составом и теплофизическими свойствами пород). В районе Среднеботуобинского поднятия возможно восходящее движение глубинных рассолов, вызывающее повышение температур на глубине 1000 м на 5—6 °С по сравнению с фоновыми значениями. А. А. Дзюба [29] сообщает о вскрытии на глубине 300 м рассолов с температурой 35 °С (скв. 29-Р).

Мощности криолитозоны свыше 500 м для равнинных территорий этих широт могут рассматриваться как аномальные. Это подчеркивается сравнительно высокими среднегодовыми температурами мерзлых пород, которые на сложенных песчаниками водоразделах составляют от +0,2 до —1 °С. В целом криолитозоне этого района свойственны весьма растянутые (0,2—0,5 °С на 100 м) значения геотермических градиентов. На формирование геотермического режима и мощности криолитозоны, помимо общих климатических изменений в плейстоцене и голоцене, большое влияние оказывали специфические геологические и гидрогеологические условия: высокая теплопроводность известняков и доломитов — 3—3,5 Вт/(м·°С), опускание более тяжелых и холодных растворов из верхних горизонтов промежуточной подзоны в нижележащие горизонты. В современных условиях обратная стратификация минерализации и плотности криопэгов, вызванная криогенным концентрированием, отмечается на участках развития низкотемпературных мерзлых толщ в днище долины р. Вилюй. Минерализация криопэгов на глубине 60—80 м достигает 100—130 г/л, уменьшаясь с глубиной до 50—30 г/л. В холодный период (конец плейстоцена) промежуточная подзона пользовалась практически сплошным распространением, а ее мощность превышала современную примерно в 1,5 раза.

Расчеты показывают, что конвективные токи, образующиеся при вымерзании соленых вод, заметно способствуют охлаждению пород при ширине трещин 0,8—1 см и более и коэффициенте трещиноватости не менее 5 %. Поэтому можно предполагать, что увеличение мощности криолитозоны за счет этого фактора может достигать 30—50 %. Действительно, скважины, по которым отмечены наибольшие мощности криолитозоны, приурочены к разломам с повышенной проницаемостью пород. Глубокому проникновению нулевой изотермы в литосферу способствует также сокращение затрат тепла на льдообразование в породах, насыщенных высокоминерализованными водами.

Стабилизацию нижней границы криолитозоны в период голоценового потепления, вероятно, следует связывать с наличием гидратов углеводородных газов (преимущественно метана) в нижних частях разреза осадочного чехла. Этому способствуют высокие давления и низкие температуры, которые на поверхности фундамента (глубина 2—2,2 км) не превышают обычно 10—13 °С. В составе самой криолитозоны (нижняя и промежуточная подзоны) весьма вероятно наличие гидратов сероводорода, содержание которого в пробах криопэгов метегеро-ичерского водоносного комплекса составляет 50—130 мг/л.

Таким образом, криолитозона рассматриваемой территории представляет собой весьма сложную термодинамическую систему, включающую мерзлые породы, криопэги и, вероятно, гидраты подземных газов. Она приурочена к южной оконечности обширного бассейна подмерзлотных криопэгов, протягивающегося от южной окраины Анабарского щита к Ботуобинской седловине. На юге, юго-востоке при переходе к Предпатомскому прогибу происходит резкое сокращение мощности криолитозоны до 200—100 м (Мурбайская и Тойнахская структуры), вызванное изменением гидрогеотермического режима восходящими потоками

подземных рассолов. Это изменение мощности примерно соответствует водоразделу между бассейнами Лены и Вилюя. На современную динамику криолитозоны большое влияние оказывает инженерно-хозяйственное освоение: добыча полезных ископаемых и гидротехническое строительство. В процессе разработки месторождений открытым способом на глубинах ниже подошвы криолитозоны вводятся в действие дренажные системы, откачивающие большие объемы криопэгов (порядка нескольких миллионов кубических метров в год). Следствием этого является развитие обширной депрессионной воронки, в пределах которой будет происходить изменение термического режима, химического и газового состава криопэгов. Вероятно, этот процесс будет способствовать деградации криолитозоны. В одной из скважин, расположенной вблизи водопонижающей системы, за три года нулевая геоизотерма переместилась вверх более чем на 100 м. Большое влияние на формирование геокриологических условий в долине р. Вилюй окажет создание каскада водохранилищ. Оно вызовет оттаивание мерзлых пород, снижение минерализации и изменение динамики подземных криопэгов. В результате действий обоих факторов техногенные изменения геокриологических условий могут распространиться на территории площадью более 1 тыс. км².

Криогенные процессы и образования

Криогенные процессы в районе развиты достаточно широко и проявляются в виде солифлюкции, термокарста, морозного пучения грунта, морозного трещинообразования, термоэрозии и морозного выветривания. Солифлюкция широко развита на глинисто-карбонатных породах кембрия и ордовика в долине р. Малая Ботуобия и ее притоков. Солифлюкционные формы здесь представлены натечными микротеррасами, хорошо выделяемыми на местности. Кроме того, типичные солифлюкционные склоны с развитием на них валов и «языков» встречаются в районе Улу-Тогинской петли р. Вилюй, а также на юго-востоке территории.

Термокарст наиболее ярко проявляется на участках, сложенных сильнольдистыми аллювиальными отложениями поймы и I надпойменной террасы и озерно-болотными отложениями в пределах водораздельных и долинных марей. Крупными термокарстовыми формами являются озера, сформировавшиеся в период голоценового оптимума при вытаивании сегрегационных и повторно-жильных льдов. Повсеместно развиты мелкие формы термокарста — блюдца, западины, мочажины. Широкое распространение термокарст получил на юго-западе региона, в верховьях и междуречьях притоков рек Большая и Малая Ботуобия, где в дораннеголоценовое время существовали благоприятные условия для накопления сильнольдистых отложений (слабый дренаж, значительная заозеренность и заболоченность). Термокарст отмечается также в верховьях правых притоков р. Малая Ботуобия. К термоэрозионным формам относятся делли — вытянутые по склону ложбины стока. Делли пользуются распространением на делювиально-солифлюкционных склонах с широким развитием льдистых приповерхностных отложений.

Морозное пучение активно проявляется в открытых системах, промерзание которых сопровождается избыточным льдовыделением и вспучиванием грунта. В районе по типу открытых систем промерзают участки с близким к поверхности уровнем грунтовых вод в осеннее время, предшествующее промерзанию. С другой стороны, пучению здесь препятствует небольшая мощность снега и в связи с этим сравнительно высокие темпы промерзания. Преобладает сезонное пучение грунтов, формирующее кочковатый микрорельеф. Наибольших размеров (до 1,0—1,5 м в поперечнике и 0,3—0,4 м высотой) в поймах рек,

сложенных пылеватыми суглинками, достигают осоковые кочки. Размер мохово-минеральных кочек мельче — диаметром 30—50 см и высотой 10—20 см. Многолетнее пучение грунтов распространено в местах заболоченных термокарстовых понижений на водоразделах, где образуются небольшие по высоте (1,0—1,5 м) бугры торфяников с грунтово-ледяным ядром. Промерзание по типу закрытых систем в условиях маловлажных пород морфологически выражается в возникновении мелкокочковатого микрорельефа по сезонным морозобойным трещинам с кочками диаметром 20—30 см и высотой до 10 см.

Морозное трещинообразование в подавляющем большинстве случаев связано с зимним растрескиванием пород в результате их морозного иссушения. При этом возникают тонкие (до 1 см) трещины, проникающие на глубину до 1,0—1,5 м. По трещинам в весенне-летнее время затекает грунт из верхних горизонтов, образуя грунтовые клинья. На дневной поверхности по трещинам усиливается размыв, что приводит (вследствие полигонального расположения трещин) к формированию микрополигонального рельефа. Последний широко развит на участках распространения элювия на песчаных породах и делювиально-крипповых отложений с супесчаными грунтами. По-видимому, высокая пластичность глин и суглинков не способствует их растрескиванию при морозном иссушении.

В настоящее время образование ледяных жил в результате морозобойного растрескивания наблюдается весьма локально в тех случаях, когда оно проникает глубже сезонноталого слоя и трещина может заполняться водой с последующим промерзанием. Оптимальное сочетание таких условий (высокая влажность и низкие среднегодовые температуры пород, большие температурные градиенты в сезонноталом слое) в прошлом, очевидно, наблюдалось на поймах и низких надпойменных террасах, а также в пределах водораздельных марей. Сейчас повторно-жильные льды находятся в законсервированном состоянии, а полигональный рельеф редуцирован и на местности прослеживается в редких случаях. О возможном наличии повторно-жильных льдов можно косвенно судить по остаточным скрытополигональным формам.

Морозное выветривание заметно проявляется на глинисто-карбонатных породах кембрия и ордовика, где оно привело к образованию достаточно мощной (3—7 м) коры криогенного выветривания. Поскольку мощность зоны, затронутой морозным выветриванием, определяется глубиной сезонного протаивания пород, данный процесс интенсивнее всего протекает на участках с глубоким протаиванием, т. е. на дренированных поверхностях, поросших сосновыми и лиственнично-сосновыми лесами и занятых гарями. В корах выветривания породы раздроблены до плитчатых обломков и щебня, сцементированных глинистым материалом и льдом. На склонах это приводит к развитию склоновых процессов — образованию осыпей, курумов, оползней. Осыпи наиболее часто встречаются по берегам рек, прорезающим нижнепалеозойские отложения, а также на прижимных участках днищ долин, сложенных траппами. Реже наблюдаются оползни и оплывины в щебнистых породах по прослоям глин на подмываемых склонах. Курумы обычно приурочены к средним и нижним частям склонов гипсометрически ниже развития интрузивных пород. Криогенные и другие геологические процессы и образования, их изменчивость во времени и быстрая реакция на изменение существующей обстановки существенно осложняют инженерно-геокриологические условия территории и требуют разработки мероприятий по управлению их развитием при освоении. Кроме того, необходимо отметить, что антропогенные рельефообразующие факторы в регионе по своей значимости сопоставимы с природными. Выделяются деструктивные и аккумулятивные формы. К первым относятся карьеры, впадины и ямы (на месте горных выработок), выемки вдоль дорог, переработанные драгами днища речных долин и различные выемки под промышленные и гражданские застройки. Аккумулятивными формами являются отвалы горных пород, хвостохранилища, водохранилища, плотины, насыпи вдоль дорог и дражных полигонов. В районах освоения антропогенные формы сильно изменили первоначальный облик дневной поверхности.

ГЛАВА 15

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИВЕРХОЯНСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНОЯКУТСКОГО РЕГИОНОВ

Приверхоянский и Центральноякутский регионы расположены в восточной части Сибирской платформы в пределах двух тектонических структур — Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. Они различаются по геолого-тектоническому строению, рельефу и гидрогеокриологическим условиям. Однако по условиям развития многолетнемерзлых толщ и закономерностям криогенного преобразования толщ пород и подземных вод в плейстоцене и голоцене оба региона имеют много общих черт.

Условия формирования многолетнемерзлых пород

Устойчивость суровых климатических условий, накопление мощной толщи четвертичных отложений при сравнительно незначительном эрозионном преобразовании рельефа — характерная особенность развития многолетнемерзлых толщ на протяжении плейстоцена и голоцена.

Климат. Для Центральной Якутии характерен резко континентальный климат со значительными годовыми колебаниями температуры воздуха и малым количеством осадков, что определяется положением региона в сравнительно высоких широтах в северо-восточной части обширного Евроазиатского материка. В зимний период за счет небольшой высоты солнца и короткого дня приход тепла солнечной радиации невелик; в темную часть суток происходит интенсивная потеря тепла излучением земной поверхности. Это приводит к сильному ее выхолаживанию. Вследствие распространения на Центральную Якутию сибирского антициклона с ясной морозной сухой погодой температура воздуха падает до —50, —60 °С, а средняя температура января с запада на восток региона понижается с —32 до —44 °С. Зимние инверсии в понижениях рельефа развиваются с градиентом 2 °С на 100 м высоты, вследствие этого в глубоких долинах рек температура достигает —70 °С. Отрицательные температуры обычно держатся с октября по апрель.

В летнее время при большой продолжительности дня, высокой прозрачности атмосферы и малой облачности приход солнечной радиации достаточно велик, вследствие чего происходит интенсивное прогревание земной поверхности и воздуха. С циклонами со стороны Монголии приходит теплый воздух, что в сочетании с большим притоком радиационного тепла приводит к высоким летним температурам. Так, среднеиюльские температуры воздуха на западе территории составляют 14—16 °С, а в районе Якутска — выше 18 °С. В Центральной Якутии отмечаются рекордные для земного шара амплитуды среднемесячных температур воздуха, составляющие в Якутске 62 °С. Среднегодовая температура воздуха на всей территории отрицательная и повышается с северо-востока к юго-западу от —11 до —9 °С. Сумма отрицательных температур составляет 5000—6000 °С, а положительных — 1700—1900 °С. На протяжении всего теплого периода возможны возвраты холодов и понижение температуры ниже 0 °С.

Годовое количество осадков в Центральной Якутии невелико: примерно 250—300 мм. Восточная часть Лено-Вилюйского междуречья по количеству осадков приближается к степным и полупустынным райо-

нам. За холодный период их выпадает до 50—70 мм, что обусловливает высоту снежного покрова от 20 до 40 см; на открытых местах снега на 5—10 см меньше, а плотность его выше, особенно к концу зимы (до 25 г/см^3). Снежный покров сохраняется на протяжении 7 месяцев, реже — более. Средняя дата установления снежного покрова — первая декада октября. Число дней со снежным покровом — 205—215. Количество осадков в летнее время крайне незначительно, но в отдельные годы оно изменяется от 4 мм (1947 г.) до 108 мм (1951 г.). За теплый период (май—сентябрь) с поверхности почвы испаряется примерно 250—300 мм воды, т. е. больше, чем выпадает осадков. Недостающая влага мигрирует из нижележащих слоев почвы. В целом район низовьев Вилюя и Алдана по основным характеристикам летнего сезона соответствует южным районам страны. Этим объясняется сохранение степных и лесостепных пространств, которые здесь встречаются на самых высоких в мире широтах.

Метеорологические элементы изучаются в Якутии более 150 лет (см. рис. 10). Анализ кривой свидетельствует об устойчивости климатических условий Центральной Якутии и позволяет выделить периоды незначительного похолодания и потепления. Наиболее длительное потепление с максимумом в середине 30-х годов отмечалось с 1915 по 1956 г. Наиболее длительное похолодание с минимумом в 1830 г. отмечалось в конце прошлого столетия.

Растительность. Основной фон растительности составляют лиственничные леса на дерново-лесных палевых почвах, представленные в основном даурской лиственницей. Она хорошо переносит как низкие зимние температуры воздуха, так и высокие температуры и нетребовательна к осадкам. На песчаных почвах в бассейне нижнего течения Вилюя и на Алдано-Амгинском междуречье распространены сосново-лиственничные леса, особенно характерные для долинно-речных ландшафтов. Небольшую площадь занимают ельники, характерные для устья и низкой поймы среднего течения Вилюя. В ландшафтах севера территории важное место занимают ерники, в том числе заболоченные; особенно распространены они в верхнем течении рек Марха и Тюнг — левых притоков Вилюя. На песчано-глинистых породах мезозоя леса приобретают угнетенный вид и заболочены на больших площадях.

В восточной части Центральной Якутии встречаются участки лесостепного, лугово-степного и степного типа и даже солончаки, что связано с высоким индексом сухости этой территории. Весьма существенное значение в полосе сухих лиственничных лесов имеют открытые луговые пространства. Они встречаются и в поймах рек, но особенно характерны для термокарстовых котловин — аласов.

Рельеф. Начало формирования современного рельефа связывается с юрским периодом, когда Восточно-Сибирская платформенная равнина приобрела свои основные морфоструктурные черты, во многом сохранившиеся до настоящего времени. Начиная с поздней юры и до эоцена структуры западного обрамления Центральноякутской низменности испытывали региональное выравнивание в спокойных тектонических условиях, что отразилось в возникновении нескольких поверхностей выравнивания. В дальнейшем, уже вследствие неотектонических движений здесь происходил врез речной сети. В пределах Вилюйской синеклизы шло перемещение области наиболее интенсивного опускания в сторону Нижнеалданской впадины, на остальной территории происходило расширение площадей денудации.

В плейстоцене рассматриваемая территория в целом испытывала поднятие, в результате которого речные системы осуществили врез с образованием лестницы террас. Приверхоянская часть территории в плейстоцене испытала несколько (по крайней мере три) оледенений, которые обусловили накопление мощных ледниковых отложений и создали специфический ледниковый рельеф. Начиная со среднего, а возможно, и с раннего плейстоцена, горные породы в Центральной Якутии были глубоко проморожены. Криогенные процессы с этого времени обусловливают существенные особенности в характере отложений и моделировке рельефа.

Центральноякутская низменность сложилась в основном на территории Вилюйской синеклизы, более мелкие структуры которой в мезозой-кайнозойское время испытывали прерывистое и неравномерное погружение, центр которого на последнем этапе сместился в низовья Алдана. Периферийные части низменности сохраняют реликты поверхностей выравнивания. Обширные аллювиальные террасированные равнины созданы основными речными артериями в неогене и плейстоцене. В настоящее время озерно-аллювиальная аккумулятивная Центральноякутская низменная равнина характеризуется чрезвычайно плоской поверхностью, расчлененной неглубоко врезанной речной сетью со множеством озер. Абсолютные высоты изменяются в пределах 150—250 м, относительные превышения — от 5 до 30 м. Большая часть озер залегает в своеобразных термокарстовых котловинах — аласах. В состав низменности входит значительная часть долины Лены, низовья Вилюя, Алдана и Амги, имеющие широкие современные поймы и большие поля древних террас. На правобережье Лены, в предгорьях Верхоянского хребта развит ледниковый аккумулятивный рельеф. Современный облик поверхности существенно определяется развитием криогенных процессов, их комплексом и длительностью проявления. В результате Центральноякутская низменность представляет собой сложную полигенетическую равнину с несколькими уровнями и типами рельефа, развившимися на мезозойских и кайнозойских осадочных породах.

Окраины исследуемого региона, испытавшие в кайнозое поднятия, располагаются на северо-западе в пределах Оленёкско-Вилюйского пластового, на западе — Верхневилюйского пластово-траппового плато, на юге — Приленского и Лено-Алданского пластового плато и характеризуются полого-волнистым, плоским, а в бассейне р. Кемпендяй — грядово-холмистым рельефом с абсолютными высотами 400—750 м и относительными превышениями 100—400 м.

Геологическое строение. Положение большей части региона в пределах Вилюйской синеклизы, а его периферийных участков — на окраинах Анабарской, Алданской антеклиз и Тунгусской синеклизы, а также в южной половине Предверхоянского краевого прогиба определяет его геологическое строение. Все перечисленные структуры имеют сложное строение и подразделяются на целый ряд более мелких тектонических структур. Особенностью геологических условий региона является преимущественное развитие осадочных пород, что обусловлено его положением, в основном в пределах морфоструктур с устойчивым опусканием в мезозое и кайнозое.

Вилюйская синеклиза и Приверхоянский прогиб выполнены докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими отложениями. Они перекрыты сплошным чехлом кайнозойских образований, мощность которых изменяется от 3—6 до 80—100 м в пределах центральной части аккумулятивной равнины. Только в пределах Нижнеалданской впадины, испытывающей погружение в кайнозое, мощность отложений достигает 1000 м.

Нижнепалеозойские карбонатные породы залегают на глубине более 1000 м, и лишь в юго-западной части Вилюйской синеклизы они вскрыты на глубинах до 100 м. Средне-верхнепалеозойская (средний и верхний девон и нижний карбон) красноцветная терригенно-карбонатная формация представлена засоленными известняками, загипсованными глинами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, песчаниками, песками, туфами и туффитами и пластами каменной соли мощностью до 80 м. Мощность пород красноцветной формации более 1400 м. От размыва эти отложения сохранились только в пределах Кемпендяйской и Мархинской впадин. Породы красноцветной формации перекрываются маломощным (до 6 м) чехлом четвертичных отложений.

Мезозойские отложения представлены наиболее полно. Отложения верхнего триаса — нижней юры распространены практически повсеместно. Они представлены ритмичным чередованием пачек, в основании которых обычно залегают конгломераты и галечники, а в кровле — алевролиты и аргиллиты: наиболее значительное место занимают пески. Мощность отложений в Вилюйской синеклизе увеличивается от 100 м на западе до 900 м в восточной части. В северной части Приверхоянского прогиба мощность их достигает 1500 м.

Песчано-глинистые угленосные отложения верхней юры и нижнего мела залегают почти горизонтально: в краевых частях синеклизы — на глубине от 3 до 100 м, а в центральной части — на глубине 500—1000 м. Представлены они ритмичным переслаиванием песков, песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. В основании залегают мелкогалечные конгломераты, а в кровле — пласты бурых углей и лигнитов. Мощность отдельных пачек изменяется от 25 до 200 м; мощность прослоев глин — от 10 до 20 м, а углей и лигнитов — от 0,1 до 17 м (преобладают пласты мощностью до 6 м). Суммарная мощность отложений в осевой части Вилюйской синеклизы увеличивается от 200 до 2000 м. В Приверхоянском прогибе мощность угленосных отложений увеличивается в южном направлении от 700—1700 до 1900—5200 м. Преимущественно песчаные отложения позднемелового возраста слагают отдельные мульдообразные впадины в центральной части Вилюйской синеклизы и в северной части Приверхоянского прогиба. В наиболее погруженных частях мощность их достигает 1000 м, тогда как в пределах Верхневилюйского поднятия она уменьшается до 160 м.

Кайнозойские песчано-глинистые отложения сплошным чехлом различной мощности перекрывают породы палеозойского и мезозойского возраста. Наибольшая мощность — до 1000 м — характерна для Нижнеалданской впадины и для впадин в низовьях Вилюя. Песчано-глинистые отложения палеогена отличаются высокой каолинизацией с содержанием каолина до 40 %. Палеогеновые коры выветривания характеризуются мощностью 10—70 м и обычно не выходят на поверхность. Широко распространены аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения. Наиболее древние из них — неогеновые (возможно, и палеогеновые) пески, алевролиты, глины, галечники широко развиты в пределах Алданской наложенной впадины, где они слагают мерзлую толщу глубиной более 500 м при общей мощности отложений более 700 м. На остальной территории неогеновые осадки выделяются предположительно, имеют небольшую мощность и распространены локально (табагинские галечники в районе Якутска и ханчалинская свита на правобережье Вилюя).

Плейстоценовые отложения в Центральной Якутии распространены повсеместно, их мощности изменяются от первых метров до нескольких десятков метров. Аллювиальные отложения неоген-раннеплейстоценового возраста представлены водораздельными галечниками мощностью 2—12 м (бассейны рек Мархa, Тюнг, Муна, Моторчуна и других притоков Вилюя), покровными (эйкская свита) сильнольдистыми отложениями глинистого состава мощностью 1,5—6 м и песчано-галечными отложениями высоких террас Лены, Вилюя, Мархи и Алдана, находящимися в многолетнемерзлом состоянии. Аллювиальные образования среднего плейстоцена и голоцена представлены отложениями русловой и пойменной фаций средних и низких террас и пойм рек региона. За исключением русловых отложений Лены и Вилюя, галечные, песчаные, супесчаные и суглинистые отложения находятся в мерзлом состоянии. На отдельных участках и чаще всего на низких террасах встречаются повторно-жильные льды мощностью до 3 м.

На значительной части территории аллювиальные равнины перекрыты верхнечетвертичными озерно-болотными осадками (пески, супеси, торф), а также толщами песков и супесей, генезис которых является дискуссионным. В отличие от широко принятого озерно-аллювиального генезиса этих осадков В. В. Колпаков на основании плащеобразного залегания и однородного гранулометрического состава пришел к выводу об их криогенно-эоловом генезисе. Отличительной чертой описываемых толщ является сингенетический характер их промерзания, высокая льдистость и наличие мощных повторно-жильных льдов, в результате чего они получили название «ледового комплекса». В северо-восточной части Центральноякутской равнины эти покровы распространены локально и имеют небольшую мощность. На правобережье Лены, в пределах Лено-Амгинского междуречья, их мощности достигают нескольких десятков метров.

На плоских участках водоразделов и их склонах широко развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования различного состава в зависимости от подстилающих материнских пород. Мощность отложений от 0,5 до 3,5 м. Делювиально-солифлюкционные образования мощностью 2—15 м развиты на пологих склонах междуречий и долин и нередко перекрывают поверхности террас. Для этих отложений характерны прослои торфа, древесные остатки, а также различные включения текстурообразующего льда и крупных ледяных жил.

В долинах Лены и Вилюя, особенно в бассейнах рек Тюнг, Линдэ, распространены эоловые песчаные отложения. Кроме маломощных слоев на поверхности и в разрезе они часто слагают дюнные массивы (тукуланы), характеризующиеся наиболее высокими отрицательными температурами, а местами, близкими к 0 °С, положительными.

Для предгорьев Верхоянского хребта типично широкое развитие ледниковых, водно-ледниковых и озерно-ледниковых образований сложного состава средне-позднеплейстоценового возраста. Валунные суглинки и супеси, галечники и супеси, представляющие эти комплексы, обычно промерзлы на всю их мощность (12—100 м) и характеризуются крайне неравномерной льдистостью.

Гидрогеологические условия. Территория регионов расположена в пределах Якутского артезианского бассейна с трещинно-пластовыми и пластовыми водами, приуроченными к нижнепалеозойским карбонатным породам, терригенно-карбонатным соленосным отложениям среднего и верхнего девона, а также к песчано-глинистым угленосным отложениям триаса, юры и мела. Глубина залегания подземных вод в недрах структур определяется мощностью криогенного водоупора — мощностью мерзлой толщи. В Якутском артезианском бассейне выделяются четыре структуры второго порядка [57].

Нижнеленский артезианский бассейн приурочен к северной части Приверхоянского прогиба. Мощность терригенных отложений юрского и мелового возраста составляет 700—3000 м. Верхняя часть гидрогеологического разреза, в том числе зона пресных вод, промерзлая до глубины 400—500 м. Можно предполагать, что ниже криогенного водоупора могут быть встречены скопления солоноватых и соленых трещинно-пластовых вод.

Средневилюйский артезианский бассейн расположен вдоль западного борта Вилюйской синеклизы и выполнен карбонатными отложениями палеозоя, перекрытыми с поверхности терригенными отложениями юрского и мелового возраста. Толща палеозойских пород и юрские отложения полого погружаются под меловые отложения. Четвертичные (мощностью несколько десятков метров), верхнеюрские, меловые и частично верхнекембрийские отложения промерзлые до глубины 300—500 м. Ниже криогенного водоупора залегают соленые воды и рассолы. Трещинно-пластовые хлоридно-натриевые воды с минерализацией 7—10 г/л вскрываются скважинами в песчаниках нижней юры на глубинах от 288 м (пос. Сунтар) до 450 м (пос. Нюрба) непосредственно ниже криогенного водоупора [57]. Водоносные горизонты в песчаниках нижней юры, видимо, гидравлически связаны с высокоминерализованными хлоридно-натриевыми водами галогенно-карбонатных пород палеозоя, залегающих ниже. Область разгрузки этих зон — право-

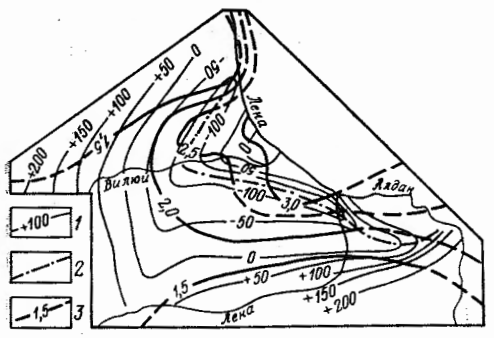


Рис. 90. Гидроизопьезы и изолинии градиента температуры в Центральной Якутии. По Е. Е. Жиркову:

1 — гидроизопьезы; *2* — ось депрессии пьезометрических уровней; *3* — изолинии геотермического градиента, °С/100 м

бережье р. Вилюй: источники имеют дебит до 60 л/с, минерализация воды до 70 г/л.

Лено-Вилюйский артезианский бассейн расположен в центральной части Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба. Чехол структуры сложен палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями, общая мощность которых в осевой части несколько тысяч метров. Наличие мощной зоны пресных вод (800—1000 м) — характерная черта артезианского бассейна. Поэтому, несмотря на значительную мощность криогенного водоупора (до 600 м) и его сплошное распространение по площади, минерализация трещинно-пластовых вод в юрских и нижнемеловых породах обычно не превышает 1 г/л и только в мульдообразных понижениях в породах нижней юры встречаются солоноватые воды с минерализацией до 1,4 г/л и большим содержанием фтора. Аномальная (100—130 м) мощность криогенного водоупора отмечается только в пос. Сангар. Воды в водоносных горизонтах юры и мела по химическому составу довольно однообразные — гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные, преимущественно натриевые. Существенной особенностью артезианского бассейна является значительный дефицит пластового давления подземных вод (рис. 90), связанный с аномально низким положением их пьезометрического уровня — ниже уровня океана.

Скопления порово-пластовых вод в кайнозойских и верхнемеловых отложениях встречаются в сезонноталом слое и в несквозных таликах под руслами рек и под озерами. Водоносность пород сезонноталого слоя незначительна. Водопритоки в шурфы в летне-осенний период измеряются десятыми и сотыми долями литра в секунду. Лишь на отдельных участках песчаных террас Лены и Вилюя дебиты источников достигают нескольких литров в секунду. Воды гидрокарбонатно-кальциевого или кальциево-магниевого состава с минерализацией до 0,2 г/л, только на участках континентального засоления минерализация увеличивается до 1—3 г/л, а состав изменяется на сульфатный или хлоридный. Среди катионов преобладает натрий.

Подземные воды в несквозных таликах характеризуются пестрым составом и различной минерализацией. Под молодыми термокарстовыми озерами в супесчано-суглинистых отложениях состав воды гидрокарбонатный или магниевый с минерализацией менее 1 г/л. Под древними термокарстовыми обсыхающими или промерзающими озерами и аласами в таких же отложениях встречаются солоноватые или соленые воды гидрокарбонатно-магниевого или хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава. Под озерами и аласами в песках и галечниках состав воды в первую очередь определяется степенью ее проточности. Под проточными озерами воды пресные гидрокарбонатные кальциевые или магниевые с минерализацией до 0,5 г/л. Дебиты источников изменяются от 0,1 до 100 л/с. По данным В. В. Шепелева, суммарный дебит источника Мугур-Тарын составляет 800 л/с. Под непроточными озерами по мере их промерзания и усыхания минерализация воды увеличивается до 5 г/л и более, а состав воды изменяется на хлоридно-карбонатный натриевый. Наибольшее количество таликов было выявлено В. Д. Щегловым и А. И. Потаповым на IV надпойменной террасе р. Вилюй, где они занимают до 60 % площади террасы при глубине до 120 м. В долине Лены талики занимают до 4 % площади IV и V надпойменных террас.

Порово-пластовые воды с минерализацией 0,2—0,5 г/л в фильтрационных таликах постоянно существуют под руслами и протоками Лены, Вилюя и Алдана. Под мелкими промерзающими реками подземные воды зимой и в начале весны сохраняются только под непромерзающими плесами.

Кемпендяйский артезианский бассейн приурочен к крупному прогибу фундамента, выполненному терригенными и терригенно-карбонатными отложениями нижнего и среднего палеозоя и мезозоя. Палеозойские отложения смяты в складки и осложнены крупными тектоническими нарушениями. Наличие соляно-купольных структур — характерная особенность бассейна. Мощность криогенных водоупоров не изучена, а мощность криолитозоны в пределах структуры достигает 300—500 м. Скопления трещинно-пластовых вод в юрских отложениях, гидравлически не связанных с напорными рассолами из палеозойских отложений, характеризуются гидрокарбонатно-натриевым составом и ничтожной (0,03—0,3 г/л) минерализацией. В водах сульфатного состава минерализация увеличивается до 0,9 г/л. Значительные (до 50—100 л/с) дебиты источников свидетельствуют о формировании скоплений подземных вод в зоне активного водообмена [57]. Минерализация и состав подземных вод с глубиной изменяются. Так, в пос. Кемпендяй в юрских отложениях на глубине 1000 м вскрыты подземные воды, минерализация которых составляет до 300 г/л. Примерно такая же минерализация (80—300 г/л) характерна для хлоридно-натриевых источников с дебитом 0,5—15 л/с в бассейне р. Кемпендяй (источники Кемпендяйский, Багинский и др.) и в верховьях р. Намана [57].

Приленский артезианский бассейн занимает южную краевую часть Вилюйской синеклизы и в тектоническом отношении является переходной областью от синеклизы к Алданской антеклизе. В пределах этого артезианского бассейна выделяются структуры третьего порядка: Якутский свод, Суольская котловина, Амгинский прогиб и др. В бассейне р. Синяя терригенные породы юры и мела, круто падающие в северном направлении, повсеместно проморожены до глубины 300—400 м. Под криогенным водоупором в районе пос. Бердигестях и пос. Синское залегают скопления трещинно-пластовых вод с минерализацией более 1 г/л. В восточной части (бассейн р. Амга) карбонатные нижне-среднекембрийские отложения и перекрывающие их сравнительно маломощные (100—200 м) терригенные отложения юры отличаются более спокойным залеганием. Мощность криогенного водоупора (200—300 м) превышает мощность зоны пресных вод, поэтому ниже повсеместно залегают солоноватые (1—2 г/л) трещинно-пластовые гидрокарбонатно-натриевые воды.

Распространение многолетнемерзлых пород и пространственная изменчивость их температуры

Низкие среднегодовые температуры пород не способствуют формированию сквозных таликов за пределами русел крупных рек. Даже в термический оптимум голоцена при значительном увеличении тепла и влаги условия для формирования инфильтрационных и радиационных таликов были неблагоприятными. Лишь в сравнительно узкой по ширине части Вилюйского региона могли сформироваться неглубокие несквозные талики, в пределах которых породы промерзли в позднем голоцене. Термический оптимум голоцена способствовал развитию термокарста на участках залегания повторно-жильных льдов и формированию многочисленных термокарстовых озер с несквозными таликами. Значительные площади несквозных таликов приурочены к сильно заозеренным террасам рек Вилюй, Лена и их притоков, сложенным породами ледового комплекса. Под наиболее крупными (до 1 км в диаметре)

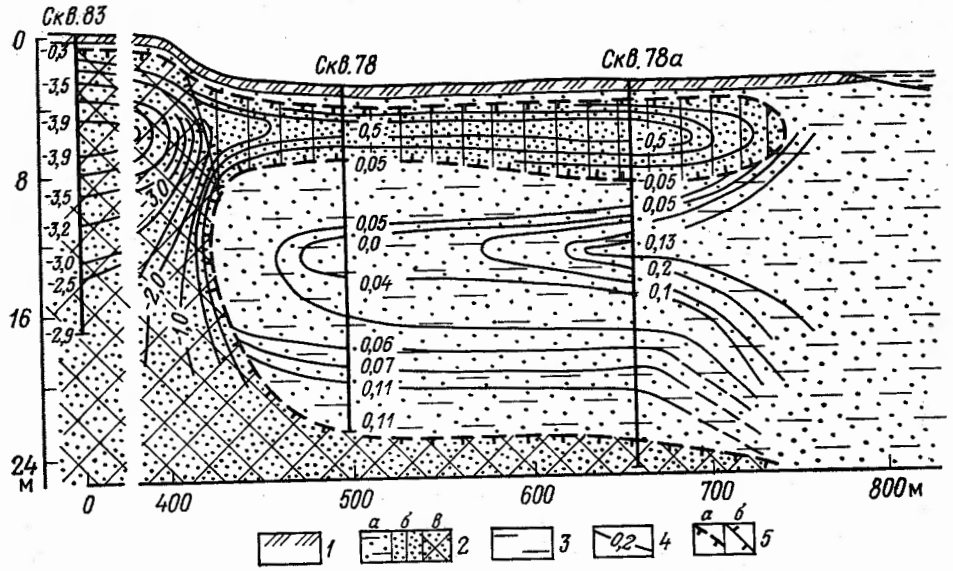


Рис. 91. Температура пород в промерзающем подозерном талике. По Н. П. Анисимовой, с добавлениями С. М. Фотиева:

1 — почвенно-растительный слой; *2* — пески (*а* — водоносные, *б* — промерзшие в голоцене, *в* — промерзшие в плейстоцене); *3* — вода в озере; *4* — изолинии температуры, °С; *5* — границы (*а* — многолетнемерзлых пород, *б* — разновозрастных мерзлых толщ)

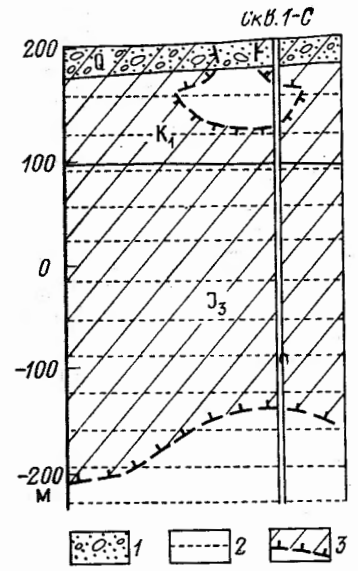
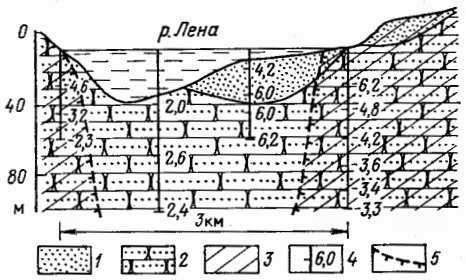


Рис. 92. Залегание кровли и подошвы мерзлой толщи в котловине озера Глубокое на участке Джебарики-Хая. По Т. Н. Елисафенко [30]:

1 — валунно-галечные ледниковые образования; *2* — песчаники, алевриты и угли верхней юры и нижнего мела; *3* — толща многолетнемерзлых пород

Рис. 93. Геокриологический разрез через долину р. Лены в районе пос. Чекуровка. По Н. Ф. Григорьеву, с изменениями:

1 — аллювиальные пески; *2* — песчаники; *3* — толща многолетнемерзлых пород; *4* — температура пород, °С; *5* — граница мерзлых и талых пород



озерами верхняя поверхность мерзлой толщи залегает на глубинах от 80 до 150 м. Обсыхание озерных котловин ведет к промерзанию отложений несквозного талика (рис. 91). Форма и размеры несквозного талика под озером Глубоким (район пос. Джебарики-Хая) (рис. 92) позволяют оценить динамику развития подозерных таликов в голоцене. Талик мощностью 70—80 м имеет сложную грушевидную форму, которая свидетельствует о том, что в эпоху термического оптимума голоцена размеры талика в плане были в 2—3 раза больше и соответствовали размеру озера.

Сквозные талики даже в долинах наиболее крупных рек развиты лишь на локальных участках. Например, под руслом Лены около г. Покровска, Якутска и в районе Чекуровского створа, где река течет единым руслом (рис. 93). Под руслом Вилюя сквозные талики обнаружены

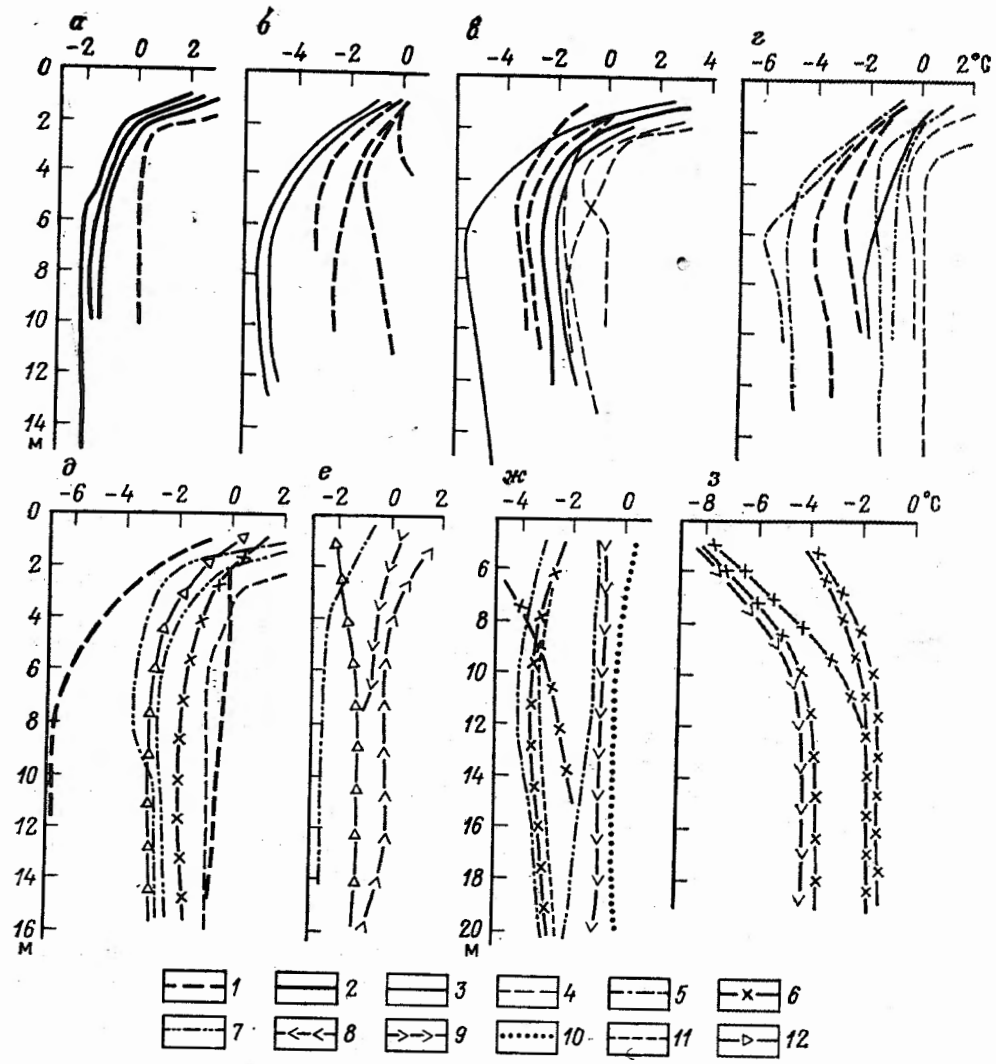


Рис. 94. Температура пород в Приверхоянском и Центральноякутском регионах. По данным Н. П. Анисимовой, П. И. Мельникова, Н. С. Даниловой, Т. П. Кузнецовой и др.:

а — пос. Тойбохой (август); *б* — с. Дылыр (август); *в* — пос. Кобяй (август); *г* — Берге-Лунхинское междуречье (август); *д* — междуречье Ханчалы — Кенкеме — Лена (август); *е* — долина р. Лены (Олёкминский р-н); *ж* — пос. Собо-Хая в устье р. Вилюй (апрель); *з* — долина р. Лены (Ленско-Амгинское междуречье); *1* — алас; *2* — межаласье; *3* — аллювиальная равнина; *4* — массивы эоловых песков (тукуланы); *5* — торфяники; *6* — низкая и высокая пойма; *7* — I терраса; *8* — II терраса; *9* — III терраса; *10* — IV терраса; *11* — V терраса; *12* — коренной склон

только в нижнем и среднем течении, а под руслом Алдана — в районе пос. Джебарики-Хая. Даже под наиболее крупными протоками Лены, Алдана и Вилюя подрусловые талики несквозные. Все талики в долинах рек имеют форму щели, а граница между мерзлыми и талыми породами практически вертикальна.

Сквозные водовыводящие талики в пределах регионов крайне редки. Известны они только в устьевой части р. Вилюй и в границах Сангарского каменноугольного месторождения, где по тектоническим разломам разгружаются глубоко залегающие артезианские воды.

Среднегодовые температуры на поверхности пород в пределах описываемой территории изменяются от —10 до —13 °С и практически совпадают со среднегодовой температурой воздуха. Среднегодовые температуры пород на глубине 15—20 м в соответствии с широтной зональностью понижаются в северном направлении от —2 до —9 °С по всем элементам рельефа (рис. 94).

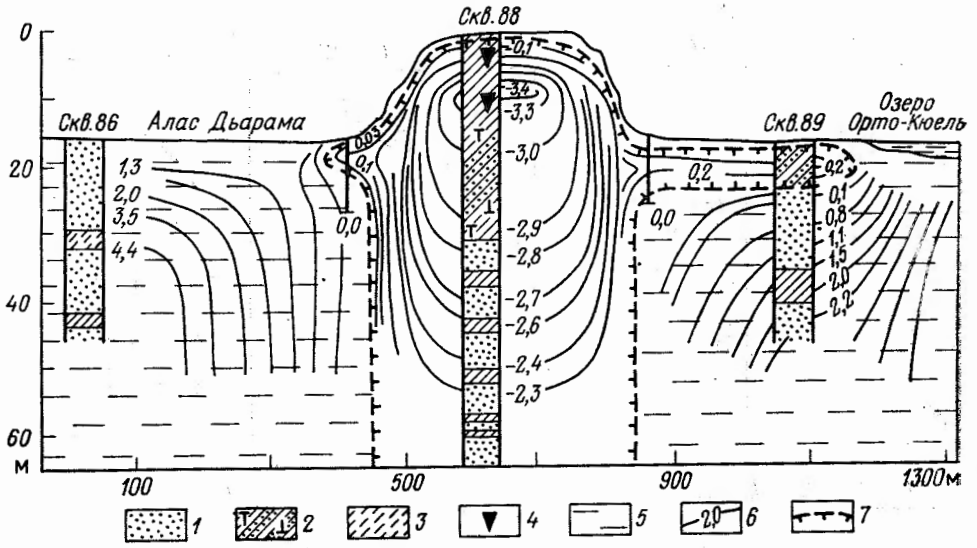


Рис. 95. Температурный профиль через залесенную перемычку между двумя термокарстовыми котловинами. По Н. П. Анисимовой:

1 — песок; *2* — суглинок льдистый с прослоями песка; *3* — супесь; *4* — повторно-жильный лед; *5* — водоносные породы; *6* — изолинии температуры пород, °С; *7* — граница толщи многолетнемерзлых пород

В долине Лены около г. Олёкминска наиболее низкие (до —2,5 °С) отрицательные температуры пород приурочены к локальным участкам первой надпойменной террасы, сложенным с поверхности супесчано-суглинистыми отложениями. Наиболее высокие (от —0,2 до —0,6 °С) температуры пород формируются на плоских или слабо наклонных поверхностях террас, сложенных супесчано-песчаными отложениями. Положительную температуру (от 0,2 до 2,5 °С) породы имеют только в пределах локальных сквозных и несквозных таликов.

В пределах Лено-Вилюйской равнины (Сунтарский, Верхневилюйский и Нижневилюйский районы, район оз. Неджели, а также в пределах междуречий Берге — Лунха и Ханчалы — Кенкеме — Лена и др.) температуры пород значительно ниже и изменяются от +0,2 до —6 °С. Наиболее низкие температуры характерны для небольших по площади участков высокой поймы и первой надпойменной террасы, сложенных до глубины 3—4 м тонкодисперсными сильно льдистыми торфяно-суглинистыми отложениями и поросших густым еловым лесом со сплошным моховым покровом. На надпойменных террасах, сложенных более легкими и менее льдистыми породами, температуры изменяются от —2 до —4 °С; они составляют минус 1—2 °С на участках, сложенных супесчано-песчаными малольдистыми отложениями, и повышаются до 0—0,5 °С на участках песчаных заозеренных террас, занимающих значительные площади, особенно в долине Вилюя и вблизи озер (рис. 95). Существенные изменения температур пород в зависимости от отепляющего воздействия локальных факторов отмечаются также и в пределах аллювиальной равнины, занимающей значительную часть междуречий Лена — Вилюй и Лена — Амга. Здесь, в границах залесенных и заторфованных участков, не затронутых процессами термокарста и сложенных супесчано-суглинистыми породами, температуры пород изменяются от —2 до —6 °С.

Наиболее детально температуры пород изучены в пределах Абалахской эрозионно-аккумулятивной равнины, для которой характерны наиболее низкие температуры пород. В границах площадей развития древнего и современного термокарста температуры пород изменяются от 0 до —1,4 °С (см. рис. 94). Положительные температуры зафиксированы только под термокарстовыми озерами и аласами.

Геотермические наблюдения, проведенные на правом (восточном) берегу Алдана в районе пос. Джебарики-Хая, позволили установить следующее: под руслом Алдана температура пород положительная; на пойме и склоне долины Алдана температуры пород наиболее высокие (минус 4,0—4,6 °С); на правобережье Алдана температуры пород существенно ниже (минус 5,2—6,2 °С); в верхней части разреза до глубины порядка 70 м температурное поле пород безградиентно; минимальные значения температуры пород отмечаются на глубине 40—70 м.

Далее к северу температура пород понижается и в районе пос. Чекуровск, вне зоны теплового воздействия поверхностных и подрусловых вод Лены, изменяется от —8 до —11 °С. В русловой части долины Лены на Чекуровском створе, по замерам Г. Ф. Грависа, температура пород в границах береговой отмели в начале лета равнялась —4,6 °С, а в береговом уступе —6,2 °С (см. рис. 93). Под руслом Лены в зимний период положительная температура пород прослежена до глубины 80 м, при этом поверхность раздела между талыми и многолетнемерзлыми породами проходит непосредственно у уреза воды в реке.

Существенное техногенное понижение температуры пород зафиксировано в пределах Якутска и поселков Абалах, Ломтука, Чурапча и др. Например, на территории Якутска, по П. И. Мельникову, она может изменяться от —2 до —7,1 °С.

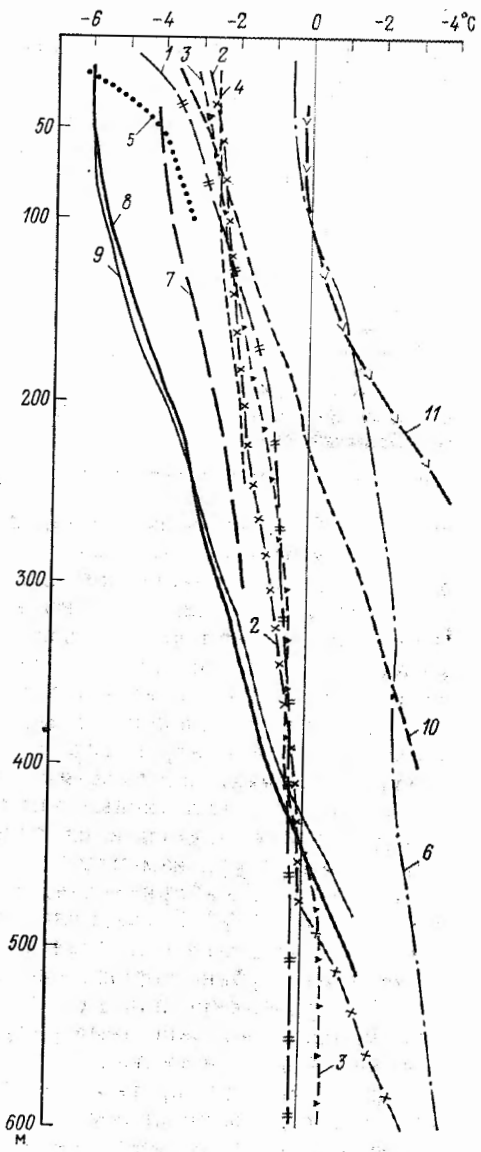


Рис. 96. Изменение температуры пород по глубине в скважине на территории Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба. По П. И. Мельникову, Т. Н. Елисафенко:

Скважины: *1* — Бахынайская; *2* — Намская; *3* — Вилюйская; *4* — Чурапчинская; *5* — Чекуровская; *6* — Олёкминская; *7* — Усть-Татская; *8—9* — Джебарики-Хайские; *10* — Амгинская; *11* — Усть-Вилюйская

Изменение температуры пород по глубине можно проследить по глубоким скважинам. Анализ температур горных пород до глубины 300—500 м, проведенный П. И. Мельниковым (рис. 96), свидетельствует о том, что в разных районах на одной глубине температура пород изменяется в больших пределах. На глубине 100 м она закономерно понижается с юга на север от положительных до отрицательных значений. Наиболее высокая отрицательная температура пород (—0,2 °С) зафиксирована в районе г. Олёкминска и поселка Русская речка. Далее к северу, в пределах Лено-Вилюйской равнины температура понижается до —2,3 °С (район пос. Намцы) и —2,4 °С (район г. Вилюйска). В Бахынайской опорной скважине температура пород составляет уже —3 °С, а в районе Чекуровского створа, в зоне отепляющего влияния р. Лены — —3,3 °С. В пределах Лено-Амгинского междуречья температура пород на глубине 100 м изменяется

Таблица 23

Температура пород Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба на глубинах 1000—3000 м.
По П. И. Мельникову

Место измерения	Температура (°С) на глубине, м				
	1000	1500	2000	2500	3000
г. Олёкминск, скв. Р-1	4,8	8,0	13,8	16,1	22,0
с. Амга	12,5	20,7	29,0	33,2	45,4
пос. Намцы	14,3	26,9	46,0	53,0	78,0
г. Вилюйск	9,6	22,6	35,6	42,1	61,6
пос. Берге, скв. Р-1	26,1	36,6	47,5	52,9	69,4
Усть-Вилюйский р-н, скв. Р-5	28,2	42,0	57,7	61,5	81,0
пос. Собо-Хая, скв. Р-1	27,6	41,0	60,3	66,9	92,4
пос. Бахынай, скв. Р-1	10,4	21,7	36,5	42,3	59,6

от —0,4 °С в районе пос. Майя до —3,8 °С в устье р. Татта. Наиболее низкая температура на этой глубине (—5,5 °С) отмечена на правобережье Алдана в районе пос. Джебарики-Хая. Только в пределах средней, наиболее сильно дислоцированной части Приверхоянского прогиба, в результате отепляющего воздействия восходящих подземных вод, отмечаются аномально высокие температуры пород. Так, на Сангарской возвышенности и в районе устья Вилюя (см. рис. 96) на глубине 100 м уже отмечаются положительные температуры. Наиболее высокие положительные температуры пород на этой глубине следует ожидать в сквозных таликах под руслами Лены, Вилюя и Алдана.

Примерно аналогичные закономерности в изменении температуры пород прослеживаются и на глубинах 200, 300 и 400 м. На глубине 400 м температура изменяется от +3 °С в районе пос. Амга до —1 °С в районе пос. Джебарики-Хая. На глубине 500 м отрицательные температуры (до —0,5 °С) сохраняются только в северных районах, преимущественно во впадинах, тогда как в пределах положительных структур на этой же глубине породы имеют положительную температуру.

Геотермические данные, приведенные в табл. 23, свидетельствуют, что наиболее высокие температуры пород характерны для осевой части Вилюйской синеклизы (Усть-Вилюйский район) и срединной части Предверхоянского прогиба, в пределах которых мезозойские породы интенсивно дислоцированы (пос. Собо-Хая). В Лено-Алданской впадине температура пород ниже, чем в осевой части Вилюйской синеклизы, но все-таки на глубине 1000 м в 2—3 раза выше, чем в районе г. Олёкминска. Низкие температуры в районе г. Олёкминска объясняются главным образом наличием в разрезе прослоев каменной соли, суммарная мощность которых достигает 500 м.

Геотермические наблюдения в пределах Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба, приведенные в табл. 24, при идентичности

Таблица 24

Температура пород в структурах Сибирской платформы.
По В. Т. Балобаеву [81]

Глубина, м	Температура пород, °С		Глубина, м	Температура пород, °С	
	Вилюйская синеклиза	Предверхоянский прогиб		Вилюйская синеклиза	Предверхоянский прогиб
500	0—1	От —0,5 до +2	2000	30—45	37—53
1000	6—20	11—15	3000	50—75	60—68

теплового потока в недрах, составляющего 46—55 мВт/м², указывают на существенные различия температуры пород на одной и той же глубине, что связано с условиями теплообмена в толщах слагающих структуры пород.

Строение и мощность многолетнемерзлой толщи пород

Значительная мощность пород мезозойского комплекса, вмещающих до начала эпохи многолетнего промерзания пластовые скопления поровых или порово-пластовых преимущественно пресных и солоноватых вод, предопределила широкое развитие на территории регионов одноярусной многолетнемерзлой толщи пород, трещины и поры которых затоплены льдом. Только к северу от 68° с. ш., в Приверхоянском прогибе развито двухъярусное строение криолитозоны, где ниже яруса мерзлых пород залегает ярус охлажденных пород, трещины и поры которых заполнены солоноватыми и солеными водами с отрицательной температурой.

Мощность толщи мерзлых пород в границах регионов испытывает большие колебания в связи с различным влиянием внешних и внутренних факторов и условий. В южной части Центрально-Якутского региона (г. Олёкминск, пос. Русская речка) мощность мерзлой толщи составляет около 100 м. В северном направлении она увеличивается до 200 м (пос. Покровск) и далее до 300—400 м (пос. Намцы). В Бахынайской опорной скважине, пройденной на берегу р. Лены в районе пос. Хатырык (66° с. ш.), мощность мерзлой толщи достигает (по П. И. Мельникову) 650 м. Далее к северу, по мнению В. Т. Балобаева, мощность мерзлой толщи сокращается, а мощность охлажденной толщи с криогенной толщи определена на Балагачинской площади, расположенной в 70 км севернее р. Вилюй [81].

Детально мощность мерзлой толщи изучена в пределах Лено-Алданской впадины, на междуречье Лены и Амги [33], для чего М. С. Иванов кроме температурных замеров в глубоких скважинах использовал специально составленные 7 широтных и 3 меридиональных криолитологических профиля (рис. 97). Определение мощности мерзлой толщи проводилось методами моделирования температурного поля. На карте и профилях отчетливо видно увеличение мощности мерзлой толщи в направлении с юга на север и приуроченность участков с наиболее глубоким промерзанием к наиболее древней эрозионно-аккумулятивной Абалахской равнине. При этом мощность мерзлой толщи увеличивается от 50—100 м в долине р. Лютенка и окрестностях озера Хатылынга до 400—500 м на левобережье р. Алдан.

В южной части Предверхоянского прогиба на каменноугольном месторождении Джебарики-Хая мощность мерзлой толщи составляет 450 м. В пределах ледниково-аккумулятивной равнины на правобережье субширотного течения р. Алдан она увеличивается до 500—600 м (см. рис. 97).

На общем фоне зонального увеличения мощности с юга на север от 100—150 до 500—750 м геотермическими наблюдениями зафиксированы резкие азональные отклонения на сравнительно близких расстояниях. Влияние глубины залегания водоносных пород на мощность мерзлой толщи отчетливо прослежено А. И. Ефимовым в границах надпойменной террасы в устьевой части р. Вилюй, где мезозойские отложения сильно дислоцированы. Изменение глубины залегания водоносного горизонта от 116 до 263 м обусловливает идентичное изменение мощности мерзлой толщи. В скважинах, не встретивших водоносного горизонта, мощность мерзлой толщи достигает 400 м. При горизонтальном залегании пластов мезозойских отложений одинаковая мощность мерзлой толщи прослеживается на значительных площадях. Это установлено геотермическими наблюдениями в скважинах на участке Джебарики-

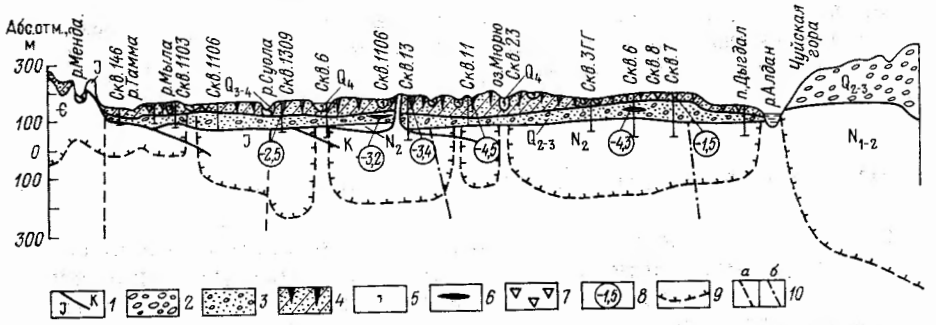


Рис. 97. Геокриологический профиль по Тюнгюлюнской террасе р. Лены и по ледниково-флювиогляциальной равнине на правобережье р. Алдан. По М. С. Иванову [33]:

1 — осадочные породы: кембрийские известняки, юрские и меловые песчаники, неогеновые пески с прослоями лигнитов; *2* — ледниковые и флювиогляциальные образования — галечники и валуны с песчаным и суглинистым заполнителем; *3* — русловой аллювий, галечники с песчаным заполнителем; *4* — суглинки и супеси с прослоями мелкозернистого песка и мощными повторно-жильными льдами; *5* — супесчано-суглинистые отложения термокарстовых озер; *6* — линзовидные залежи подземного льда в песчаных отложениях; *7* — современные песчаные и ледяные жилы; *8* — температура пород (в °С) на подошве слоя годовых колебаний; *9* — граница толщи многолетнемерзлых пород; *10* — тектонические разломы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые)

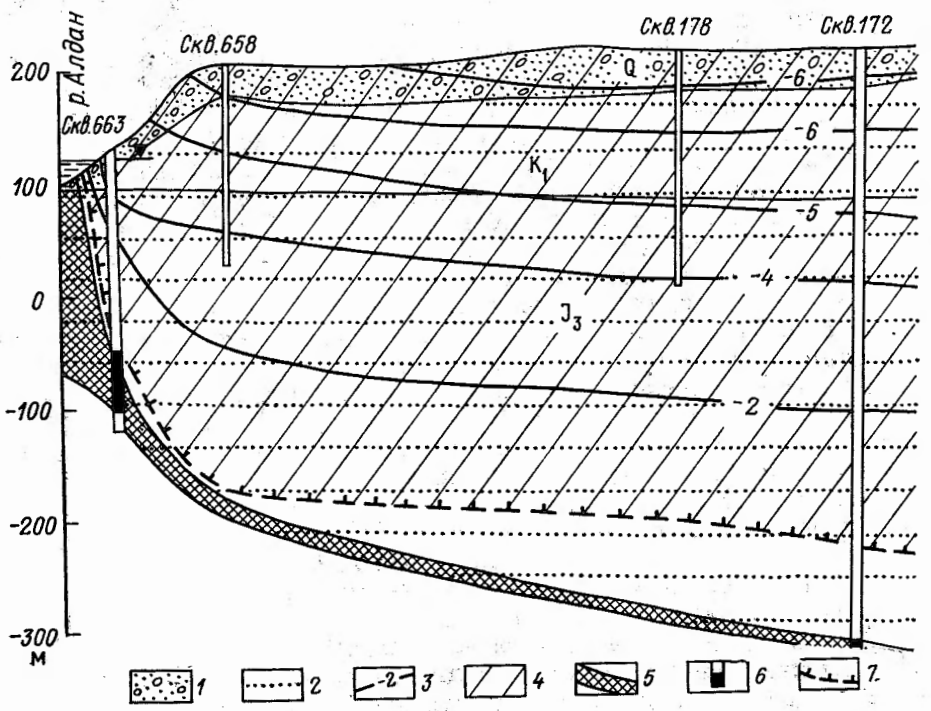


Рис. 98. Гидрогеокриологический разрез правобережья р. Алдан в районе пос. Джебарики-Хая. По Т. Н. Елисафенко [29]:

1 — валунно-галечные ледниковые образования; *2* — песчаники, алевролиты и угли верхней юры, нижнего мела; *3* — изолинии температуры пород, °С; *4* — толща многолетнемерзлых пород — криогенный водоупор; *5* — зона криогенной дезинтеграции пород; *6* — водоносная часть скважины; *7* — подошва криогенного водоупора

Хая (рис. 98). Здесь же установлено существенное (более 100 м) поднятие подошвы толщи мерзлых пород под древним термокарстовым озером. Диаметр озера, судя по размерам талика, был порядка 1200—1300 м.

На правобережье Вилюя разница в глубинах залегания нижней поверхности мерзлой толщи во впадинах и поднятиях (по В. В. Баулину и др.) достигает 200 м. Во впадинах мощность мерзлой толщи достигает 560—640 м, а в сводовых частях поднятий она уменьшается до 400—500 м. Увеличение мощности мерзлой толщи от поднятий к осевым частям структур отмечается также в Келинской, Лунхинской и Линденской впадинах, претерпевших активное прогибание в неоген-четвертичный период. В Келинской и Лунхинской впадинах мощность мерзлой толщи достигает 450—480 м, а в Линденской — 650 м. В сводовых поднятиях (Якутском, Сунтарском и др.) мощность мерзлой толщи сокращается до 50—200 м. Такое сокращение В. Т. Балобаев [81] объясняет более активной по сравнению с соседними районами деградацией снизу мерзлых толщ, представленных здесь песчано-глинистыми юрскими породами.

В пределах аккумулятивных равнин на фоне общего закономерного увеличения в северном направлении мощность мерзлой толщи также испытывает резкие скачкообразные изменения на сравнительно близких расстояниях. Причина этого — активное развитие древнего термокарста, обусловившего формирование крупных термокарстовых озер и существенную деградацию мерзлых толщ плейстоценового возраста в пределах озерных котловин на протяжении голоцена. В наиболее крупных озерных котловинах отмечается глубокое (до 100—150 м) залегание кровли и значительный (до 100 м) подъем подошвы мерзлой толщи. Наименьшие значения мощности мерзлой толщи (20—60 м) в регионах отмечаются на пойме и на островах рек Лены, Алдана и Вилюя, а также в некоторых озерных котловинах и аласах. Это наиболее молодые толщи мерзлых пород. Их образование началось сравнительно недавно и продолжается до настоящего времени.

Состав и криогенное строение пород

Эпикриогенные породы. На территории региона в мерзлом состоянии находятся различные по составу и возрасту породы. Эпигенетически на территории регионов промерзали известняки с прослоями доломитов и мергелей палеозоя, песчаники и пески с прослоями галечников и углей мезозоя, а также рыхлые отложения палеогена и неогена, представленные преимущественно песками с примесью гальки и гравия. К преимущественно эпикриогенным следует также относить элювий коренных пород, озерные и эоловые отложения, а также покровные суглинки. В известняках наиболее значительная трещиноватость, а следовательно, и льдистость отмечается до глубины 15—20 м. Преобладают трещинные криогенные текстуры с содержанием льда до 5, реже — 15 %. В зонах тектонической трещиноватости льдистость может увеличиваться; с глубиной она уменьшается. Мезозойские песчаники и пески характеризуются незначительной льдистостью: преобладают трещинные и массивные криогенные текстуры, в приповерхностном слое с влажностью до 20 %. Толщина трещин, заполненных льдом, обычно не превышает 1—3 мм. Наибольшее количество трещин отмечается до глубины 20—30 м, далее количество трещин и льдонасыщенность пород убывает. В глинистых прослоях и углях льдистость увеличивается, в слое годовых колебаний до 30—35 % по объему. В этих породах отмечаются как трещинные, так и тонкослоистые, линзовидные и сетчатые криогенные текстуры. В буровых скважинах ледяные включения в коренных породах вскрываются до глубины более 300 м. Наиболее значительная тектоническая трещиноватость и льдистость пород отмечена в породах Сангарской возвышенности под отрицательными формами рельефа. Наряду с этим в своде Сангарской структуры, на хорошо дренированных участках широко развиты морозные породы, трещины которых не заполнены льдом. Отсутствие льда в порах и трещинах песков и песчаников было отмечено в разных районах на хорошо дренированных участках.

По данным Т. П. Кузнецовой, для третичных песков, обследованных в районе пос. Намцы, до глубины 100 м характерна массивная криогенная текстура с влажностью в слое годовых колебаний температур до 20—30 %. В суглинистых прослоях льдистость увеличивается до

50 % и более, преобладают линзовидные и сетчатые криогенные текстуры.

Элювий коренных пород представлен щебнем и дресвой с песчаным заполнителем, а на выположенных вершинах — песком с дресвой и щебнем. В первом случае лед залегает в виде трещинных или корковых шлиров, а во втором — преобладают линзовидные, реже сетчатые шлиры льда. В элювии юрских песчаников отмечаются повторно-жильные льды, псевдоморфозы по ним и первично-грунтовые жилы, наиболее детально изученные в нижнем течении Вилюя Е. М. Катасоновым, Е. Г. Катасоновой, Н. С. Даниловой и др. Первично-грунтовые жилы имеют вертикальную протяженность до 5 м и ширину по верху до 2 м и более (см. рис. 3), характеризуются четкой вертикальной полосчатостью, образованной элементарными песчаными или песчано-ледяными жилками толщиной 1—3 мм. Элементарные грунтовые жилки иногда располагаются на расстоянии друг от друга, разбивая элювий на отдельные блоки; контуры жил нечеткие.

Озерные заиленные и заторфованные суглинки, распространенные преимущественно в аласных котловинах, характеризуются значительной льдистостью, слоистой и сетчатой криогенной текстурой. По наблюдениям П. А. Шумского, П. А. Соловьева и других, в суглинках, когда они подстилаются водоносными песками, формируются прослои чистого льда толщиной до 10 см. Такую же значительную льдистость имеют покровные суглинки, фактически сплошным покровом мощностью 1—3 м перекрывающие все элементы рельефа в пределах левобережья р. Вилюй. Они характеризуются горизонтально-слоистой, сетчатой или линзовидной криогенной текстурой при влажности до 30 и даже 60 %. Песчаные отложения эолового генезиса имеют преимущественно массивное строение и незначительную (10—20 %) влажность.

Синкриогенные отложения. Сингенетически на территории регионов промерзали главным образом аллювиальные отложения, выполняющие аккумулятивные равнины, и солифлюкционно-делювиальные отложения, плащом неравномерной мощности перекрывающие поверхность денудационной равнины.

Нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения вскрываются на левом берегу Вилюя у устья р. Тимердях. Пойменный аллювий V надпойменной террасы представлен заторфованными и заиленными алевритами. Мощность сингенетически промерзших отложений с повторно-жильными льдами превышает 30 м. В крупно- и среднезернистых песках, подстилающих пойменный аллювий, наблюдается сетка первично-песчаных жил небольших размеров. Н. С. Даниловой установлено, что каждой пачке осадков соответствует своя серия жил, что свидетельствует о промерзании осадков во время их накопления (см. рис. 3).

В обнажении 60-метровой террасы Вилюя в 8 км выше устья р. Чабыда мощность суглинистых отложений пойменной фации с мощными ледяными жилами достигает 25 м. По наблюдениям Н. С. Даниловой, отложения характеризуются вогнутослоистой криогенной текстурой и четкими признаками сингенеза отложений и повторно-жильных льдов. На междуречье Лены и ее левого притока р. Линде в полосе шириной до 30 км и длиной порядка 170 км, на абс. отметках 115—190 м изучены супесчаные отложения с мощными жилами льда. Эта поверхность может рассматриваться как поверхность 40- и 70-метровой террасы Лены. Общая мощность отложений — более 30 м, установленная по скважинам мощность льда — 14,5 м.

На Абалахской равнине аллювий представлен мелко- и среднезернистыми песками с прослоями супесей и линзами гравия и галечника. Песчаная толща мощностью 15—25 м характеризуется незначительной влажностью. Озерно-болотные отложения, представленные горизонтально-слоистыми алевритами, характеризуются решетчатыми, в нижней части — массивными криогенными текстурами. Возраст верхней части отложений 176 000±200 лет [33, 42, 43 и др.]. Для разрезов Тюнгюлюнской среднеплейстоценовой террасы характерно переслаивание песков русловой фации с супесчано-суглинистыми отложениями пойменной фации. Максимальная мощность отложений 110—120 м, средняя — 75—80 м. Пойменный аллювий, по М. С. Иванову [33], отличается высокой льдистостью как за счет линзовидно-сетчатых и поясковых криотекстур, так и за счет мощных повторно-жильных льдов. Их вертикальная протяженность увеличивается в северном направлении от 10 до 50 м, а ширина жил по верху изменяется от 2 до 6 м. Самые верхние горизонты суглинков Тюнгюлюнской террасы сформировались уже в сартанское время. Это подтверждается определением возраста (19 600±500 лет) нитевидных корешков, отобранных с глубины 3,5 м [33].

Аллювиальные отложения Бестяхской террасы мощностью 55—90 м сравнительно однородны по составу и своеобразны по криогенному строению. Они представлены в основном хорошо отсортированными мелко- и среднезернистыми песками с крупной косой и диагональной слоистостью русловой и прирусловой фаций. Роль эоловых процессов в строении аллювиальной толщи незаметна [33]. До последнего времени считалось, что пески Бестяхской террасы отличаются незначительной льдистостью и не содержат повторно-жильных льдов. Результаты исследований М. С. Иванова и Г. Ф. Грависа выявили не только ледяные жилы, а и пластовые залежи льда, но в основном только в северной части террасы, в отдельных понижениях, выполненных пылеватыми и заиленными песками. Вертикальная протяженность ледяных жил шириной поверху 2,5—3 м составляет 14—18 м. Бурением установлено, что верхняя часть ледяных жил до глубины 4—6 м замещена песчаными псевдоморфозами. Горизонтальные и косослоистые пластовые залежи льда в песках Бестяхской террасы характеризуются толщиной от 0,5 до 4 м и протяженностью от 5 до 200 м (см. рис. 23).

Криогенное строение аллювия 50-метровой террасы Мамонтовой горы в долине Алдана указывает на сингенетическое промерзание отложений всей толщи мощностью более 30 м. Верхняя часть разреза представлена 10-метровой толщей пойменного аллювия с вогнутослоистыми криогенными текстурами и сингенетическими повторно-жильными льдами. Залегающие ниже пески русловой фации характеризуются массивным криогенным строением и содержат повторно-жильные льды и первично-грунтовые песчаные жилы, также свидетельствующие о сингенетическом промерзании песчаных отложений. В 9 км ниже устья р. Тукулан, по данным А. Н. Толстова, мощность горизонта с повторно-жильными льдами составляет 20 м, а в Чунском обнажении, по данным Б. С. Русанова, — около 40 м.

В долине р. Вилюй, по данным Н. С. Даниловой, среднеплейстоценовый аллювий на террасах высотой 20—35 м целиком представлен песками с массивными криогенными текстурами, небольшой льдистостью и серией первично-песчаных жил, многие из которых несут явные следы сингенеза (см. рис. 3). Песчаные жилы обычно залегают в тонкозернистых песках, имеющих прослойки супесей и суглинков.

Верхнеплейстоценовый аллювий слагает I и II надпойменные террасы Вилюя и Алдана. По данным Н. С. Даниловой, пойменный аллювий на правом берегу р. Вилюй представлен слоистыми пылеватыми алевритами с прослоями суглинков мощностью до 10 м. Криогенные текстуры — сложные: первого порядка вогнутослоистые, а второго — внутри слоев атакситовые, реже сетчатые; ледяные жилы, пронизывающие толщу пойменного аллювия, имеют ширину от 1,5 до 5 м. Жилы располагаются на расстоянии 5—8 м друг от друга. По выходам элементарных жилок на боковые контакты и наличию вдоль них плечиков устанавливается сингенетический тип промерзания осадков и формирования жил. Залегающие ниже пески русловой фации характеризуются массивными криогенными текстурами.

В долине Алдана, на участке II террасы высотой 13—14 м, в обнажении Крест-Хальдонай (см. рис. 6) пойменная фация аллювия пред-

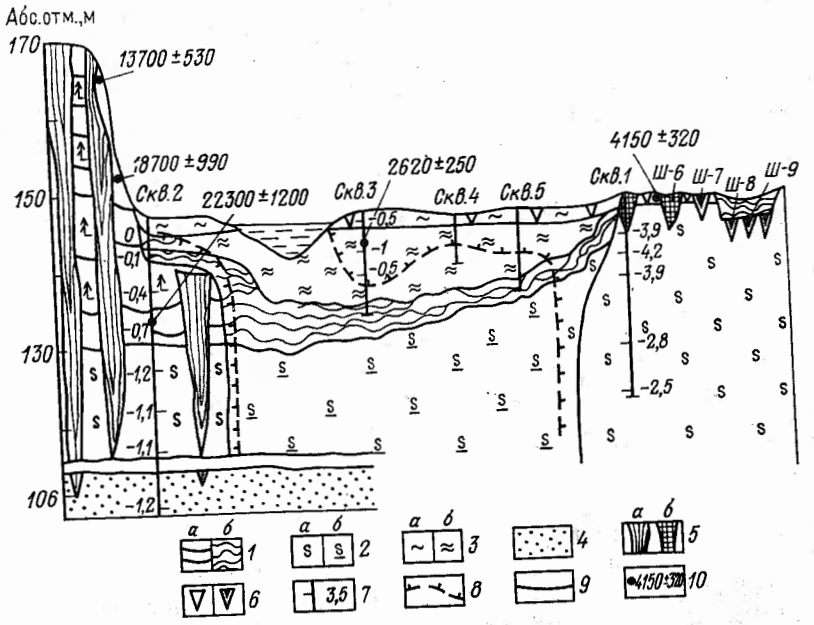


Рис. 99. Геокриологический разрез средней части термокарстовой впадины. По М. С. Иванову [33]:

1 — суглинки и супеси сартанского возраста (*а* — льдонасыщенные с корешками трав, *б* — сильно деформированные при вытаивании подземных льдов термоделяпсивные отложения); *2* — илы плейстоценового возраста (*а* — сильно льдонасыщенные, *б* — просевшие и уплотненные при вытаивании подземного льда); *3* — илы голоценового возраста (*а* — мелководные, *б* — глубоководные); *4* — песок плейстоценового возраста; *5* — повторно-жильные льды плейстоценового возраста (*а*) и псевдоморфозы по ним (*б*); *6* — современные песчаные жилы в сезонноталом слое (*а*) и песчано-ледяные жилы в многолетнемерзлых породах (*б*); *7* — температура пород, °С; *8* — граница толщи многолетнемерзлых пород; *9* — литологическая граница; *10* — радиоуглеродная датировка

ставлена горизонтально-слоистыми суглинками с поясковой криогенной текстурой между ледяными жилами. Ширина жил от 2 до 6 м, вертикальная протяженность до 10—15 м; жилы льда выклиниваются в косослоистых песках русловой фации аллювия. Возраст второй надпойменной террасы Лены (Сергеляхской) по радиоуглеродным датировкам оценивается в 17—19 тыс. лет, тогда как верхняя часть аллювиальной толщи формировалась уже в голоценовое время — 9300—10 020 лет [33].

О генезисе ледового комплекса Абалахской равнины единого мнения нет. В. В. Колпаков считает, что лёссовидные суглинки ледового комплекса имеют криогенно-эоловое происхождение, в работе М. С. Иванова обосновывается делювиально-пролювиальный генезис. В пределах Абалахской равнины мощность ледового комплекса, представленного лёссовидными суглинками с мощными повторно-жильными льдами и поясковыми и линзовидными криогенными текстурами между жилами, достигает 40—60 м. М. С. Иванов считает, что концы жил проникают в озерно-болотные, а на отдельных участках и в песчаные отложения (рис. 99). Криогенный возраст лёссовидных суглинков Абалахской равнины по радиоуглеродным датировкам — вторая половина среднего плейстоцена до конца позднего плейстоцена. В зоне сочленения Абалахской и Тюнгюлюнской равнин криогенный возраст лёссовидных суглинков оценивается всего в 13 000 лет.

М. С. Иванов отмечает также, что наибольшей льдистостью — до 70 % отличаются самые верхние, лишь частично сохранившиеся от размыва горизонты лёссовидных суглинков со слоистыми линзовидными, сетчатыми и атакситовыми криогенными текстурами с повторно-жильными льдами шириной поверху 5—7 м. С глубиной в тех же суглинках общая льдистость отложений сокращается до 50 % и менее (рис. 100).

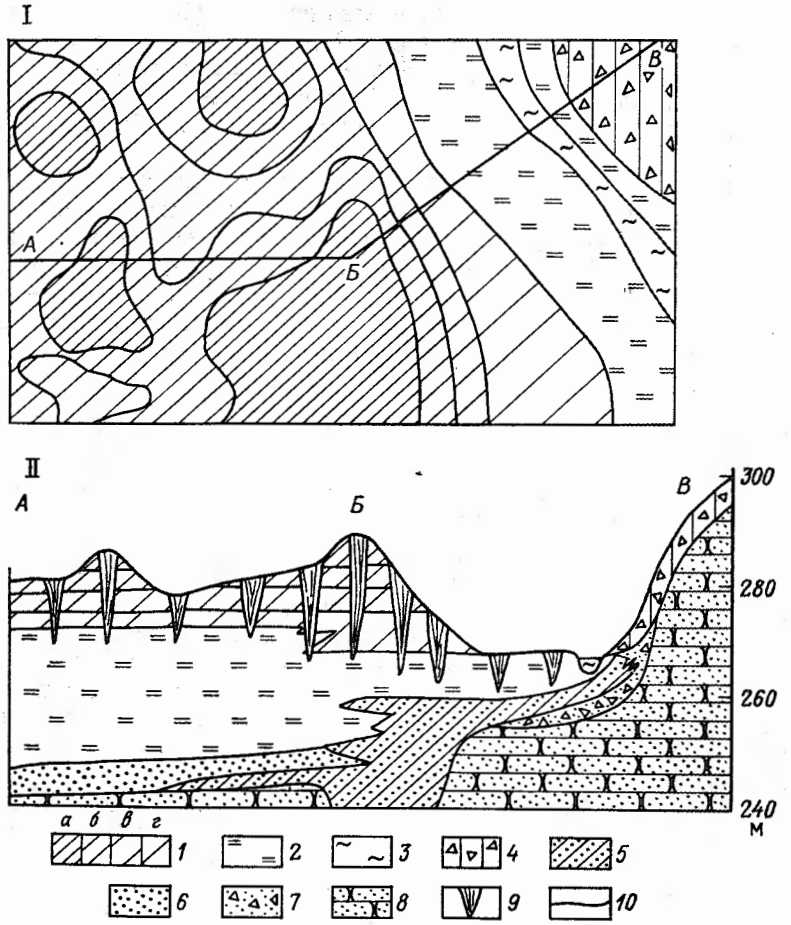


Рис. 100. Распределение льдистости пород в плане (I) и в разрезе (II) в верховьях р. Татты. По М. С. Иванову [33]:

1 — суглинки коричневато-серые (*а* — ширина повторно-жильных льдов — ПЖЛ — 5—7 м, общая льдистость *i* 80—90 %; *б* — ширина ПЖЛ 4—5 м, *i* 75—85 %; *в* — ширина ПЖЛ 2,5—4 м, *i* 65—75 %, *г* — ширина ПЖЛ 1,4—2,6 м, *i* 50—60 %); *2* — суглинки голубовато-серые с «корнями» ледяных жил шириной поверху до 1,5 м, *i* 30—50 %; *3* — суглинки буровато-серые, перекрытые отложениями мелких озер и временных водотоков, *i* 15—20 %; *4* — элювий юрских песчаников и перекрывающие его склоновые суглинки, *i* 15—35 %; *5* — переслаивание песка и супеси; *6* — песок; *7* — щебень с песчаным заполнителем; *8* — песчаник; *9* — повторно-жильные льды; *10* — литологические границы

Видимо, такой же по составу и льдистости ледовый комплекс отложений развит в пределах Линде-Хоруонской депрессии.

Особый интерес представляют делювиально-солифлюкционные отложения в пределах денудационной равнины, детально изученные Г. Ф. Грависом и М. С. Ивановым в долинах рек Кенкемэ и Татта. Отложения представлены лёссовидными суглинками и супесями мощностью 10—15 м, местами до 20—25 м, залегающими на элювии юрских песчаников, представленном дресвой и щебнем с песчаным заполнителем. В лёссовидных отложениях преобладают линзовидные, линзовидно-сетчатые криогенные текстуры и повторно-жильные льды мощностью от 2 до 20 м. По мнению М. С. Иванова, склоновые отложения формировались и сингенетически промерзали в позднем плейстоцене. Аналогичные склоновые отложения в пределах древней денудационной равнины известны на левобережье р. Вилюй и бассейнах рек Тюнг, Марха и др.

Аллювиальные отложения современной поймы и частично первой надпойменной террасы сформировались в голоцене. Они существенно отличаются от аллювиальной толщи плейстоценового возраста по крио-

генному строению, льдистости и содержанию повторно-жильных льдов. Алевритам и суглинкам современной поймы свойственны массивная и линзовидная тонкошлировая криогенные текстуры и сравнительно небольшая (до 40—50 %) влажность. Повторно-жильные льды формируются преимущественно на заторфованных участках. Ширина жил поверху обычно не превышает 0,5 м.

Голоценовые отложения на песчаной террасе представлены эоловыми навеянными пылеватыми песками с массивной криогенной текстурой. Мощность отложений 2—3 м. Они содержат песчаные жилы, которые, по мнению Е. Г. Катасоновой и А. Н. Толстова, свидетельствуют о сингенетическом промерзании отложений. Склоновые отложения голоценового возраста также отличаются от аналогичных отложений плейстоценового возраста значительно меньшей льдистостью.

Сезонное протаивание и промерзание пород

Развитие процесса сезонного протаивания на территории регионов определяется: коротким, жарким и сухим теплым периодом; незначительным количеством дождевых вод, но значительным и интенсивным испарением; практически повсеместным распространением низкотемпературных мерзлых толщ и устойчивой недонасыщенностью протаивающих пород, а иногда и верхних горизонтов мерзлой толщи.

Наиболее существенное влияние на глубину сезонного протаивания пород оказывают: рельеф, экспозиция склона, характер растительного и напочвенного покровов, состав и льдистость протаивающих пород, льдонасыщенность и температура подстилающих пород.

Зональные закономерности изменения глубины сезонного оттаивания в однотипных условиях для песков и суглинков были выявлены П. А. Соловьевым еще в 1959 г. М. С. Иванов [33] проанализировал глубины сезонного оттаивания в зависимости от ландшафтно-фациальных особенностей сезонноталого слоя (рис. 101, табл. 25). Из табл. 25 видно, что мощность сезонноталого слоя сокращается при увеличении мощности торфяно-мохового покрова, увеличении затененности поверхности за счет экспозиции склона, сомкнутости леса и т. д.

Наблюдения П. А. Соловьева и стационарные исследования А. В. Павлова [62 и др.] позволяют оценить ход сезонного протаивания, которое наиболее интенсивно с поверхности происходит в первой половине мая. К этому времени протаивает 30—35 % всего слоя. К середине июля протаивание составляет 85 %. Наибольшей глубины сезонное протаивание пород достигает в конце сентября, когда с поверхности уже начинается их сезонное промерзание. Сезонномерзлый слой на талых породах формируется в субаэральных условиях либо на мелководных промерзающих до дна участках рек и озер, либо в русловой части долины на осушенных пляжах и отмелях в виде узкой прерывистой полосы. Судя по данным П. А. Соловьева, И. В. Климовского, М. С. Иванова, сезонномерзлый слой представлен преимущественно песками мощностью не более 2,5—3 м. Только при сезонном промерзании (охлаждении) слабовлажных песков его глубина может достигать 4—6 м. Суглинистые грунты, начинающие промерзать после осушения озер, за первую зиму промерзают до глубины 2,5 м.

Криогенные процессы и образования

Основные особенности развития криогенных процессов, специфика формирования, особенности распространения и размеры криогенных образований на территории Центральноякутского и Приверхоянского регионов во многом определяются их приуроченностью к древней Центральноякутской равнине, в пределах которой на протяжении плейстоцена

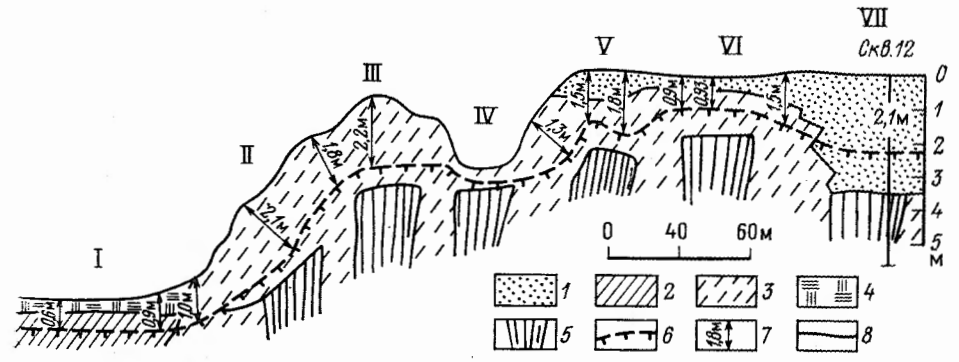


Рис. 101. Максимальная глубина слоя сезонного протаивания на различных элементах рельефа Тюнгюлюнской террасы р. Лены (15 сентября 1967 г.). По М. С. Иванову [33]:

1 — песок; *2* — суглинок; *3* — супесь; *4* — торф минерализованный; *5* — повторно-жильные льды; *6* — кровля толщи многолетнемерзлых пород; *7* — максимальная глубина сезонного протаивания; *8* — литологические границы. Элементы рельефа и растительность: I — днище аласа с высоким (0,5—0,7 м) травяным покровом; II — склон аласа юго-западной экспозиции с травяным покровом; III — разрушающийся борт аласа, остепненный; IV — овраг эрозионно-термокарстовый с моховым покровом; V, VI, VII — выровненная поверхность террасы (V — опушка леса с травяным покровом, VI — густой лиственничный лес с моховым покровом 10—15 см, VII — высокий сосново-лиственничный лес)

Таблица 25

Глубина сезонного протаивания пород на различных геоморфологических уровнях Центральной Якутии.

По данным П. А. Соловьева, М. С. Иванова и др.

Глубина протаивания, м	Ландшафтно-фациальные условия сезонноталого слоя			
	Пойма и низкие надпойменные террасы	Аккумулятивная равнина	Эрозионно-аккумулятивная равнина	Денудационная равнина
До 0,5	Суглинок. Низина, покрытая слоем торфа мощностью 30—40 см	Песчаные отложения. Мощность мохового покрова 15—20 см. Густой лиственничный лес	Суглинок. Ложбина крупнополигональной поверхности. Заросли высокой травы, густые заросли березы и ивы	Супесчано-суглинистые отложения. Мощность мохового покрова 10—20 см. Сырая лиственничная тайга
1—2	Супесчано-суглинистые отложения. Сырые межгривные ложбины	Песок. Увлажненные межгривные понижения, поросшие багульником и моховым покровом	Супесчано-суглинистые отложения, луговой участок	Супесчано-суглинистые отложения с влажностью до 50 %, сосново-лиственничный лес
2—3	Песок. Сухой открытый участок	Песок. Сухой склон гряды северной экспозиции. Редкостойный сосновый лес	Песок. Брусничник. Крупный разреженный лиственничный лес	Песок с галькой. Хорошо дренированная поверхность. Редкостойный сосновый бор
3—5	—	Песок. На сухих грядах эолового генезиса безлесный участок	—	—

и голоцена происходило накопление рыхлых образований значительной мощности.

Морозобойное растрескивание и полигональный рельеф. Морозобойное растрескивание — наиболее распространенный криогенный процесс в Центральной Якутии, который, по существу, непрерывно с той или иной интенсивностью развивался на протяжении плейстоцена и голоцена. Подтверждением этому служит наличие повторно-жильных льдов и изначально-песчаных жил практически во всех разновозрастных аллювиальных толщах, как было уже показано ранее. В результате крупнополигонального многолетнего морозобойного растрескивания формируются полигоны с поперечником 10—20 м, а в морозобойных трещинах формируется повторно-жильный лед. Наиболее активно формирование жил льда происходило в сартанскую эпоху позднего плейстоцена. По Г. Ф. Гравису, М. С. Иванову, Е. М. Катасонову и другим, даже в пределах денудационной равнины формировались сингенетические жилы льда вертикальной протяженностью от 2 до 20 м.

В теплое время голоцена активность процесса морозобойного растрескивания сократилась, уменьшились темпы аккумуляции рыхлых отложений — прекратился рост ледяных жил плейстоценового возраста. В эпоху похолодания позднего голоцена вновь начали формироваться повторно-жильные льды. В современных условиях в северной части территории до широты пос. Жиганск ледяные жилы формируются на высокой пойме и I надпойменной террасе как в минеральных, так и в заторфованных грунтах. До широты Якутска жилы льда формируются только в заторфованных грунтах или в торфяниках, а жилы голоценового возраста активно формируются и в аласных котловинах. Залегают они непосредственно под слоем сезонного оттаивания на глубине от 0,5 до 1,8 м; ширина их поверху — 0,5—1 м, а вертикальная протяженность до 3 м [33]. В верхней части песчаных отложений террас формируются сравнительно мелкие изначально песчаные жилы, шириной поверху до 0,5 м (см. рис. 3).

Наряду с крупнополигональным морозобойным растрескиванием на территории регионов широко развито мелкополигональное растрескивание мерзлых пород. Размеры полигонов составляют 0,5—1,5 м, ширина трещин поверху от 2—3 до 20 см, их вертикальная протяженность — 1—3 м. Наиболее широко полигональные формы рельефа распространены в пределах древней денудационной равнины при сравнительно неглубоком залегании кровли коренных пород.

Термокарст и термокарстовые образования. Активное протаивание подземных льдов связывается с климатическим оптимумом голоцена. На ранней стадии развитие термокарста происходило в субаэральных условиях, на последующих — в субаквальных. Развитие термокарста привело к глубокому, но не повсеместному вытаиванию подземных льдов и формированию термокарстовых котловин. Размеры котловин в плане и по глубине изменяются в очень больших пределах и во многом определяются возрастом образования, льдистостью и мощностью отложений ледового комплекса. Детально термокарстовые образования Центральной Якутии были изучены П. А. Соловьевым еще в 1959 г. в пределах северной части Лено-Амгинского междуречья. Здесь им были выделены и описаны молодые, зрелые и остаточные термокарстовые формы рельефа, которые свидетельствуют о том, что термокарст в Центральной Якутии развивался как в голоцене, так и в настоящее время.

Наиболее крупные и глубокие термокарстовые котловины сформировались в пределах Абалахской равнины и на поверхности высоких террас Лены, Вилюя, Алдана. Поперечники крупных котловин достигают 5—6 км, а высота бортов до 50 м. Склоны термокарстовых котловин осложнены байджерахами. Наболее древние термокарстовые образования, в которых процесс вытаивания льдов почти полностью завершился, представляют собой громадные понижения с плоским дном и

сильно выположенными бортами. В плане их размеры нередко достигают 15—20 м.

На расчлененной и наклонной поверхности в тыловых частях Абалахской равнины и высоких террас широко развиты эрозионно-термокарстовые ложбины. Степень расчленения выровненных аккумулятивных поверхностей неодинакова. На отдельных участках площадь термокарстовых котловин составляет около 15—20 %, а в северной части Тюнгюлюнской террасы Лены — до 30 и даже 50 %. Несмотря на активное и продолжительное развитие термокарста, на огромной площади Центральной Якутии еще сохранились древние жилы льда, имеющие сравнительно неглубокое залегание от поверхности — 0,5—3,5 м [33]. Кроме крупных в Центральной Якутии широко развиты небольшие по размерам мелкие термокарстовые котловины. Они формируются в результате вытаивания скоплений сегрегационных и инъекционных льдов. Диаметр котловин изменяется от нескольких метров до нескольких сотен метров. Глубина озер обычно не превышает 1 м, поэтому большая часть озер такого генезиса характеризуется промерзанием донных отложений. Небольшие по размерам, но глубокие и обводненные термокарстовые озера формируются на поверхности низких террас рек Лена, Вилюй, Алдан и Амга в результате вытаивания сегрегационных и повторно-жильных льдов голоценового возраста.

Наледи. Гидрогеологические и гидрологические условия Центральной Якутии крайне неблагоприятны для формирования наледей. Речные наледи практически отсутствуют. Одна из главных причин — низкий зимний сток. Многие мелкие и даже средние реки к началу зимнего периода уже не имеют поверхностного стока. Отсутствуют или крайне редки грунтовые наледи в связи с иссушением водоносных горизонтов в сезонноталых породах к началу их сезонного промерзания. Крайне ограничены наледи в зонах разгрузки напорных артезианских вод. Одна из главных причин — дефицит пластового давления подземных вод, залегающих ниже криогенного водоупора. Наледеобразующие источники на правобережье Лены в пределах песчаной Бастяхской террасы изучены Н. П. Анисимовой. Наиболее крупные из них (Улахан-Тарын и Булус) имеют дебит 100—150 м/с и формируют наледи объемом 0,8—1,3 млн. м³ на площади 0,5—0,75 км². Максимальный объем наледи соответственно равен 0,8—1,5 млн. м³, а мощность льда достигает 4—4,5 м.

Относительно генезиса подземных вод, формирующих эти наледи, нет единого мнения. А. И. Ефимов, О. Н. Толстихин, М. С. Иванов и другие считают, что это области разгрузки напорных артезианских вод, приуроченные к тектоническим разломам. Н. П. Анисимова объясняет это связью подземных вод, питающих наледь, с подозерными таликами, сформировавшимися в песчаных отложениях Бестяхской террасы. Химический состав воды не дает однозначного ответа на вопрос о генезисе подземных вод.

Пучение. На территории регионов сезонные и многолетние бугры пучения формируются на локальных участках, благоприятных для развития процесса пучения. Сезонные бугры пучения высотой 1—5 м, диаметром 3—10 м формируются на участках надпойменных террас, сложенных с поверхности оторфованными суглинками. Многолетние бугры пучения — булгунняхи — были изучены П. А. Соловьевым еще в 60-х годах. Им была установлена генетическая связь булгунняхов с промерзающими подозерными таликами и показано, что часть бугров не имеет ледяного ядра и сформировалась за счет сегрегационного льдовыделения, тогда как другая имеет ледяное ядро и сформировалась за счет инъекционных льдов. П. А. Соловьевым было установлено, что наиболее крупные булгунняхи формируются в случае промерзания таликов с мощными песчаными водоносными горизонтами, перекрытыми с поверхности озерными илами или суглинками. Промерзание подозерных таликов, сложенных только суглинками, не приводит к формированию

крупных бугров пучения. Наиболее благоприятные условия для формирования крупных булгунняхов имеются на Тюнгюлюнской террасе, где они формируются в днищах как древних крупных, так и сравнительно небольших термокарстовых котловин. Размеры их изменяются в больших пределах: диаметр основания от 20 до 100 м, а высота — от 2 до 40 м. На песчаной Бестяхской террасе Лены и террасах Вилюя и Алдана, а также в пределах Абалахской равнины, перекрытой с поверхности мощными лёссовидными суглинками, булгунняхи формируются лишь на локальных участках.

Процессы сезонного и многолетнего пучения принимают активное участие в формировании таких криогенных образований, как пятна-медальоны, каменные кольца, многоугольники и другие структурные образования. Наиболее широко они развиты в пределах денудационного плато, где сравнительно неглубоко залегают карбонатные породы кембрия или песчаники юры.

ГЛАВА 16

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТУНГУССКОГО РЕГИОНА

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород

Тунгусский регион охватывает бассейн Подкаменной Тунгуски и верховья Нижней Тунгуски и в орографическом отношении включает Заангарское и Центральнотунгусское плато, северную часть Ангарского кряжа и Ербогаченскую равнину. Большая часть территории представлена плосковершинными трапповыми массивами, столовыми возвышенностями и грядами с высотными отметками 500—600 м, чередующимися с пологоволнистыми туфогенными плато с абсолютными отметками 300—400 м, которые расчленены глубокими (до 250 м) каньонообразными речными долинами. В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски отмечается слабо приподнятая холмистая Ербогаченская равнина с одиночными куполовидными сопками. Отметки поверхности равнины 200—400 м. Для долин рек характерны пологие склоны и широкие днища. Речную сеть образуют Подкаменная Тунгуска и ее притоки.

Климат территории резко континентальный с преобладанием в годовом цикле антициклональных условий циркуляции атмосферы с сухой малооблачной погодой. В целом для региона средние январские температуры воздуха варьируют от —22 до —33 °С, средние июльские — от 16 до 18 °С, а среднегодовые — от —4 до —8 °С (табл. 26). Амплитуда температур самого теплого и самого холодного месяцев составляет 44—48 °С. Годовое количество атмосферных осадков на территории изменяется от 400 до 700 мм, причем количество их убывает с запада на восток от долины Енисея к верховьям Нижней Тунгуски. В этом же направлении прослеживается и уменьшение мощности снега от 80—90 см на западе до 50—60 см на востоке.

Территория региона входит в ландшафтную зону средней тайги. Растительный покров наиболее четко отражает местные особенности увеличения континентальности климата с запада на восток и тесно взаимосвязан с региональными особенностями распространения мерзлых и талых пород. Западная приенисейская тайга характеризуется разнообразным составом хвойных пород со значительной примесью березы и осины. Для восточной тайги присущ более однородный состав, в основном — лиственница даурская, повсеместно образующая редкостойные светлые леса без примеси других пород, с подлеском из ольхи кустарниковой и березы. На отдельных вершинах плоскогорья встречаются темнохвойные пихтово-еловые леса с редкой примесью кедра и березы. На водоразделах широко развиты лишайниковые, а в понижениях рельефа — зеленомошные и сфагновые ерники. В напочвенном покрове пре-

Таблица 26

Характеристика климата*

Метеостанции	Абс. высота, м	Средняя температура воздуха, °С			Осадки, мм/год	Максимальная среднедекадная высота снежного покрова, см	Число дней со снежным покровом
		январь	июль	за год			
Полигус	140	—31,6	16,6	—7,1	567	86	206
Перевалочная база	70	—28,0	17,1	—5,5	700	86	206
Чунская стрелка	360	—32,5	15,7	—8,0	470	65	207
Байкит	250	—31,5	16,5	—7,0	520	79	206
Муторай	330	—29,7	16,5	—6,6	430	60	207
Усть-Камо	200	—30,3	16,8	—6,3	460	67	208
Ванавара	260	—30,1	17,1	—6,0	480	64	196
Таимба	200	—29,9	16,8	—6,1	430	58	207
Чемдальск	280	—29,6	16,7	—6,1	480	60	198
Вельмо	120	—26,9	16,9	—5,2	730	82	216
Северо-Енисейск	510	—21,9	16,2	—4,0	650	56	223
Преображенка	290	—29,2	17,7	—5,5	440	49	205
Ика	340	—29,4	16,7	—5,7	340	33	194
Токма	430	—28,2	15,7	—5,9	430	50	207
Ербогачен	290	—31,0	17,1	—6,9	400	50	210

* По данным Справочника по климату СССР.

обладают дерново-подзолистые холодно-глеевые и торфяно-болотные почвы, мощность которых увеличивается от вершин и крутых склонов к понижениям на водоразделах и террасовых уровнях долин рек.

Основная часть рассматриваемого региона сложена породами тунгусского комплекса перми, триаса, а также юрскими породами, повсеместно перекрытыми элювиально-делювильными и делювиально-солифлюкционными отложениями преимущественно щебнисто-супесчано-суглинистого состава мощностью до 2—3, реже до 5 м. В долинах рек широко развиты аллювиальные накопления разнообразного литологического состава (преобладают гравийно-песчаные) мощностью до 12—15 м.

В гидрогеологическом плане Тунгусский регион охватывает южную часть Тунгусского и северную часть Ангаро-Ленского артезианских бассейнов. Подземные воды сосредоточены в основном в терригенных, вулканогенно-терригенных, карбонатно-терригенных породах раннемезозойского и палеозойского возраста. Это подмерзлотные водоносные горизонты порово-пластовых и трещинно-пластовых вод гидрокарбонатно-хлоридного натриевого и гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией до 100 г/л при средних значениях 13—60 г/л. Места разгрузки подмерзлотных вод приурочены к тектоническим зонам по долинам рек Чона, Нижняя Тунгуска и ее левых притоков Тетея и Малая Ерёма. Суммарные дебиты отдельных групп восходящих источников достигают 2000 л/с. Температурный режим крайне непостоянен, по отдельным площадям температура воды на выходе изменяется от 0,3 до 15 °С.

Воды четвертичных отложений и верхней части зоны выветривания терригенных пород часто проморожены. На участках, где многолетнемерзлые породы отсутствуют, подземные воды разгружаются в виде нисходящих источников в долину Нижней Тунгуски и ее притоков с суммарным дебитом от 10 до 80—120 л/с. В теплое время года на многих участках отложения сезонноталого слоя бывают спорадически обводнены. Надмерзлотные воды вызывают часто заболачивание местности. Дебиты нисходящих рассеянных источников надмерзлотных вод

обычно не превышают 0,1—0,2 л/с. Химический состав вод — гидрокарбонатный кальциевый, минерализация изменяется от 0,1 до 0,5—1 г/л, температура колеблется от 0,5 до 3 °С.

В северо-восточной и восточной части Тунгусского региона, в области прерывистого распространения многолетнемерзлые породы ограничивают площади питания подмерзлотных водоносных горизонтов и способствуют возникновению напорных вод. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод осуществляется по таликовым зонам в долинах крупных рек и на водораздельных участках, сложенных песчаными отложениями. На юго-западе территории при островном распространении мерзлых пород последние не оказывают заметного влияния на взаимодействие поверхностных и подземных вод.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий

Распространение многолетнемерзлых пород. В границах Тунгусского региона оно изменяется от редкоостровного на юго-западе до островного на северо-восточной его окраине. Например, острова мерзлых пород развиты в западной части Заангарского плато, встречаясь на замшелых участках в устье Подкаменной Тунгуски, в бассейнах рек Вельмо, Бахта и др. Площади мерзлых пород изменяются от 10 % на западе региона до 20 % на севере. На Центральнотунгусском плато в бассейнах среднего и верхнего течения рек Подкаменная Тунгуска, Катанга, а также в пределах Ербогаченской равнины в бассейнах рек Непа, Нюя, Пеледуй, в верховье р. Нижняя Тунгуска, на Лено-Нюйском междуречье распространение мерзлых толщ является островным и массивно-островным. Острова мерзлых пород приурочены в основном к заторфованным, заболоченным долинам рек, к заболоченным замшелым участкам водоразделов, реже к пологим заболоченным или крутым затененным склонам долин и занимают до 20—35 % площади. Более сухой восточной зоне свойствен массивно-островной и прерывистый характер развития многолетнемерзлых пород. Так, в бассейнах рек Чуня, Тетея, Ерёма, Чона отмечается прерывистое распространение мерзлых толщ, развитых на всех элементах рельефа.

Температура мерзлых горных пород. В подошве слоя годовых колебаний она изменяется от —0,1 до —0,3 °С в бассейнах Вельмо и Тея до —1, —2 °С на плоско-волнистом водоразделе Центральнотунгусского плато. Наиболее низкие (до —3 °С) температуры отмечены в льдистых песчано-иловатых и глинистых отложениях заболоченной поймы и низких террас верховьев Нижней Тунгуски. На большей части территории температура горных пород повышается от днищ долин к водоразделам. Например, в бассейне р. Гаженка температура мерзлых пород до —1 °С отмечается в днище затененного распадка, в долине реки температура пород равна —0,6 °С, а на склоне долины — всего —0,2 °С (рис. 102). Здесь увеличение мощности торфяного горизонта приводит к понижению среднегодовой температуры, уменьшению глубины протаивания и увеличению мощности мерзлоты.

Изменение температуры мерзлых толщ, мощность которых по глубоким скважинам не превышает 50 м (см. рис. 102), имеет либо безградиентный характер, что свидетельствует о неустойчивом деградационном режиме мерзлых пород, либо изменяется с геотермическим градиентом 3—5 °С на 100 м, что свидетельствует об увеличении суровости геокриологических условий. В талых породах ниже мерзлой толщи значения градиентов температур существенно меньше и составляют 1—2,5 °С на 100 м. Геотермические данные показывают, что в современных климатических условиях освоение территории с существенным изменением ландшафтной и грунтово-влажностной обстановки может способствовать как сохранению, так и деградации мерзлых толщ.

Формирование мощности и строения мерзлых толщ. В Тунгусском регионе к югу от широтного течения Нижней Тунгуски характер теплообмена на протяжении всей эпохи охлаждения неоднократно существенно изменялся, что обусловливало смену процессов многолетнего промерзания (охлаждения) и протаивания (прогревания) горных пород. Поэтому на большей части региона существующие в настоящее время мерзлые породы сформировались лишь в голоцене после термического максимума. Особенности их распространения и развития соответствуют изменению уровня теплообмена на протяжении позднего голоцена и в современных природных условиях территории. Формирование и сохранение последних определяется здесь прежде всего суровым климатом, значительной заболоченностью поверхности и заторфованностью суглинистых отложений, а также слабым водообменом в горных породах вследствие равнинности рельефа, слабого вреза долин рек и стабильности неотектонического этапа развития территории.

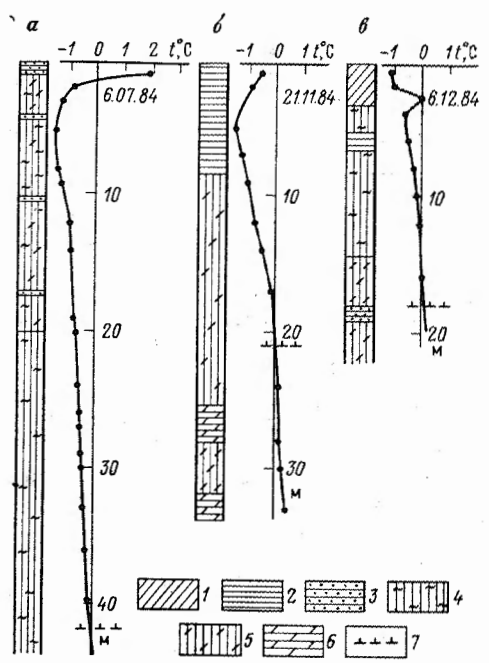


Рис. 102. Изменение температуры пород по глубине в долине р. Гаженка:
а — в днище долины, *б* — на пойме, *в* — на южном склоне; *1* — суглинок; *2* — глина; *3* — песчаники; *4* — аргиллиты; *5* — алевролиты; *6* — доломиты; *7* — нижняя граница многолетнемерзлых пород

Мощность мерзлой толщи в пределах Тунгусского региона изменяется от 10—25 до 100 м, местами более. Мерзлая толща имеет здесь одноярусное строение и представлена только многолетнемерзлыми породами. По долине Нижней Тунгуски мощность мерзлых пород увеличивается в северном направлении от 15 м в районе дер. Подволошино (табл. 27) до 40 м в устье р. Нижняя Кривая. На участке к северу от р. Тетея (левый приток Нижней Тунгуски) мерзлые толщи имеют мощность свыше 100 м, а отдельные небольшие талики встречаются только под руслами крупных и средних рек. Между реками Тетея и Большая Ерёма мощность многолетнемерзлых пород к югу снижается до 50 м и здесь появляются сквозные талики, а южнее долины р. Большая Ерёма наблюдается уже островное распространение мерзлых пород мощностью до 30—50 м, когда талики существуют не только под руслами рек, но и на сухих, хорошо дренированных участках водоразделов. Например, по долине р. Гаженка установлено, что мощность многолетнемерзлых пород по склонам падей составляет 16—18 м, увеличиваясь к днищу долины до 34—42 м (см. рис. 102). Небольшая мощность мерзлых толщ характерна также для нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска (см. табл. 25).

Резкое скачкообразное увеличение мощности мерзлой толщи к северу от междуречья Подкаменная — Нижняя Тунгуска объясняется сохранением в нижней части разреза позднеплейстоценовой мерзлоты. Криолитозона здесь местами имеет двухъярусное строение. Мощность верхнего яруса голоценовых мерзлых толщ изменяется от 70—100 м в днищах долин до 100—200 м голоцен-плейстоценовых мерзлых толщ на междуречьях.

Состав и свойства мерзлых пород. Льдистость коренных пород региона изучена слабо. Можно лишь отметить, что туфогенные триасовые

Таблица 27

Геокриологические характеристики многолетнемерзлых пород в Тунгусском регионе

Местоположение	Состав грунтов	Температура, °С	Мощность мерзлых пород, м
Долина р. Тея	Торф, суглинки и супеси с включением гальки, песка, гравия	От —0,1 до —0,3	9—15
Долина р. Подкаменной Тунгуски выше устья р. Листвянка (Лиственичная площадь)	Суглинки, супеси, пески, песчаники, алевролиты, доломиты глинистые	—1,1	45
Долина р. Подкаменной Тунгуски у с. Куюмба (Куюмбинская площадь)	Песчано-гравийные отложения, мергели и известняки, доломиты	—1,7	40
I надпойменная терраса р. Нижней Тунгуски (р-н с. Подволошино)	Торф, суглинки, пески	—1,0	15
Долина р. Гаженка (левый приток р. Подкаменной Тунгуски)	Суглинки, аргиллиты, алевролиты с переслаиванием песчаников	От —0,1 до —0,5	18—40

образования (туфы, тупопесчаники, песчаники) сильно дислоцированы и трещиноваты. В выветрелом состоянии породы пронизаны густой сетью трещин и их внешняя монолитность местами сохраняется лишь благодаря цементирующему воздействию льда. При оттаивании выветрелые породы распадаются на глыбы и щебенку. Обширные пространства в пределах междуречья Подкаменной и Нижней Тунгуски, сложенные мерзлыми туфогенными породами, лишены поверхностных водотоков, озер и даже болот. Многие ручьи и реки, протекающие среди полей развития немерзлых туфогенных пород, теряют в руслах воду и остаются сухими даже в периоды дождей за счет высокой водопроницаемости трещиноватой зоны.

Отложения пойменной фации в долинах рек, представленные заторфованными супесчано-суглинистыми осадками мощностью 2—3 м, отличаются довольно большой льдистостью. Крупные прослои льда встречаются редко. Наиболее льдистый пойменный аллювий с линзовидной и сетчатой криотекстурой был обнаружен в долине р. Нюя, где его мощность составляла 2,5 м, а весовая влажность превышала 100 % [86]. В долине Нижней Тунгуски пойменные суглинки с линзовидной и массивной криотекстурой имеют влажность до 30—60 %. Мощность ледяных шлиров, кристаллов, линз обычно не превышает 1—2 см. Песчаные отложения пойм и надпойменных террас с влажностью 5—15 %, реже до 20—30 %, имеют массивное криогенное строение.

Щебнисто-суглинистые и суглинистые образования делювиально-солифлюкционного и элювиально-делювиального генезиса, развитые на замшелых участках водоразделов и склонов долин, обычно характеризуются линзовидными криотекстурами. Их влажность не превышает 30—40 %. Для отложений крутых склонов более свойственны массивные криогенные текстуры. Реликтовые торфяники, распространенные на плоских междуречьях и некоторых террасах, отличаются сравнительно большой льдистостью. В них преобладают гнезда и прослойки льда мощностью до 1 см, изредка встречаются линзы льда.

Сезонное оттаивание пород. На большей части территории оно не превышает 1—1,5 м. На склонах южной экспозиции верхняя поверхность мерзлых пород глинистого состава часто располагается на глубинах 2—2,5 м, а на склонах северной экспозиции — 0,4—0,9 м. Так же

мало оттаивают грунты на заторфованных участках (0,4—0,6 м). В долинах рек с песчано-галечными грунтами сезонное оттаивание достигает 3—4 м. На большей части рассматриваемой территории мерзлые толщи относятся к сливающемуся типу. Однако на отдельных участках, в пределах несквозных таликов фильтрационного типа — под руслами рек, иногда на высоких речных террасах, сложенных песчаными водопроницаемыми грунтами (бассейны рек Чуня, Таймура и др.), верхняя поверхность многолетнемерзлых пород располагается на глубинах 3—6 м и не сливается с промерзающим за зиму слоем.

Криогенные образования. В регионе они распространены достаточно широко. Среди них встречаются как современные, так и реликтовые формы. Пологие и средней крутизны склоны трапповых массивов местами покрыты курумами, которые переходят на крутых склонах в осыпи. В меньшей степени курумы развиты на карбонатных породах.

Наличие мерзлых пород в регионе обусловливает развитие торфяников и болот всех трех видов: верховые, переходные и низинные. Обычно заболочены поверхности плоских междуречий (Чуня-Тунгусское), сложенные пластовыми интрузиями траппов. Пологие водораздельные склоны часто сильно замшелы; приводораздельные части и межгорные понижения порой заболочены и представляют переходный тип болот. В поймах рек, небольших долинах, западинах отмечаются низинные болота. Иногда они представляют последнюю стадию зарастания больших водоемов или термокарстовых озер. Мощность торфа на заболоченных участках составляет 1,5—3 м, реже 4—5 м. Такие участки многие исследователи относят к реликтовым торфяникам.

В днищах долин рек и плоских заболоченных массивах междуречий встречаются сезонные и многолетние бугры пучения высотой 1—2 м. Часто можно встретить среди торфяников сочетание мерзлых бугров и талых обводненных мочажин. Бугристые торфяники прослеживаются в долине Нижней Тунгуски, в верховьях р. Бахта, на Чуня-Тунгусском междуречье и в районе падения Тунгусского метеорита.

Современное морозобойное растрескивание грунтов в регионе отмечается на реликтовых торфяниках, в заболоченных и заторфованных котловинах, на поймах и пологих замшелых склонах, сложенных суглинками. Отличительной особенностью развития микрорельефа по морозобойным трещинам является отсутствие валиков. Полости трещин заполнены жильным льдом либо оплывшим гумусированным суглинком. Часто при морозобойном растрескивании формируется мелкобугристый микрорельеф, как, например, в бассейне р. Чуня, в долине р. Ерёма и других местах. В верховье Нижней Тунгуски в отложениях террас плейстоценового возраста на различной глубине встречаются следы реликтовых криогенных нарушений, представленных клиновидными структурами, смятиями слоистости, карманообразными и языкообразными границами слоев.

В пределах региона почти повсеместно проявляется солифлюкция, образующая на склонах языки, шлейфы, реже террасы и полосы. Процесс этот под покровом тайги происходит весьма медленно. На крутых склонах при оттаивании пород в летнее время наблюдаются быстрые сплывы. Например, на правом берегу р. Большая Ерёма в 1,5 км выше устья р. Немуй-Мокит, в обрыве берегового склона высотой 10—15 м оплывают и сползают вместе с древесной растительностью блоки песчано-глинистого материала. Широко развито нивелирование солифлюкционным процессом нескольких террас в единую наклонную поверхность. Так, в долине р. Нижняя Тунгуска морфологически выраженные террасы очень редки, поверхности их наклонены к руслу, а бровки и тыловые швы неясно очерчены.

Термокарст имеет развитие в днищах долин и распадков и сопутствует льдистым аллювиальным отложениям. Иногда он встречается и на междуречье. Термокарстовые формы представлены западинами, блюдцами, котловинами, небольшими озерами округлой формы с неров-

ными очертаниями берегов. Развитие термокарста вблизи бровок надпойменных террас Нижней Тунгуски происходит вследствие вытаивания в обнажениях повторножильных и инъекционных льдов. В последующем просадочные западины превращаются в глубоко врезанные овраги. Позднее склон террасы выполаживается, а овраги, достигая определенной стадии своего развития, зарастают и превращаются в балки.

Бугристо-западинный рельеф как реликтовая форма вытаивания повторно-жильных льдов типичен как для надпойменных террас рек, так и для междуречий. В верхнем и среднем течении Нижней Тунгуски бугристо-западинный рельеф встречается на поверхности всех террас, начиная со второй. Поверхность террас обычно неровная, местами этот рельеф напоминает настоящие дюнные всхолмления. Западины диаметром до 60—70 м достигают глубины 2 м.

ГЛАВА 17

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Территория Южной Якутии охватывает два региона — Алданский и Приалданский, распространена южнее 60° с. ш. и протягивается до северных предгорий Станового хребта. Она расположена в пределах двух крупных структур: Алданского щита и северного склона щита — Алданской моноклизы. Это определяет различные геолого-тектонические условия этих территорий, а большая протяженность с юга на север и с запада на восток — различие геокриологических условий различных ее частей, отличающихся также рельефом и гидрогеологическими условиями. Однако сопряженность тектонического развития, сходство и постепенная смена ландшафтно-климатических условий дают возможность их совместного описания. В административном отношении регионы расположены в Нерюнгринском, Алданском, Олёкминском и Усть-Майском районах Якутской АССР.

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород

Геологическое строение. Рассматриваемый регион расположен в пределах Алданской антеклизы. Ее южная часть сложена преимущественно кристаллическими породами докембрия (Алданский щит). В зоне сочленения Алданского щита и Станового хребта расположена система впадин, выполненных мощной толщей мезозойских угленосных отложений, образующих Южно-Якутский каменноугольный бассейн (Чульманская, Тунгурчинская, Токинская) и более мелкие грабены. Во внутренних частях щита располагаются относительно небольшие по площади депрессии, выполненные карбонатными отложениями венда — кембрия и терригенными отложениями юры. Они же слагают обширный северный склон антеклизы. На восточной периферии щита выделяется Учуро-Майский прогиб, отделяющий его от Джугджурской складчатой области. Преимущественным развитием в нем пользуются карбонатные отложения венда — кембрия, с которыми связаны проявления древнего и современного карста.

Кайнозойские отложения представлены маломощным чехлом верхнечетвертичных и современных грубообломочных аллювиальных и склоновых образований. Аллювиальные четвертичные отложения протягиваются узкими полосами вдоль долин рек. Мощность их редко превышает 15—20 м. На юге региона ограниченное развитие имеют гляциальные и флювиогляциальные отложения. В днищах долин и на водоразделах встречаются современные торфяники мощностью до 6—7 м. Большая часть четвертичных отложений формировалась в условиях холодного климата, многолетней мерзлоты, устойчивого неотектонического поднятия территории, что и нашло отражение в наборе представляющих

их генетических типов, характере залегания и особенностях строения. К более древним (палеоген-неогеновым) кайнозойским отложениям относятся коры выветривания каолинового и латерит-каолинового типа, отложения древних карстовых полостей, аллювий высоких террас.

Характерной чертой геологического строения региона является блоковый характер его тектонической структуры, интенсивное развитие разрывных нарушений. Наибольший интерес представляют новейшие, омоложенные и долгоживущие разломы, отличающиеся повышенной проницаемостью и служащие основными путями движения подземных вод. На их современную активность указывает повышенная сейсмичность Алданского щита, южная и юго-западная части которого относятся к 6—8-балльной зоне. В ее пределах зафиксированы толчки силой до 9 баллов. Раскрытости разломов способствует и общее интенсивное поднятие территории на неотектоническом этапе ее развития. Наряду с наиболее крупными глубинными разломами, к которым относятся Южно-Якутский, Амгинский, Тыркандинский, выделяется система диагональных и ортогональных (субмеридиональных и субширотных) разломов. Субширотные разломы, идущие согласно простиранию Станового краевого шва, характерны в основном для южной окраины Алданского щита. На остальной его части наиболее развиты разломы диагональной системы, образующие на территории Алданского щита решетку со стороной 40—50 км. Названные системы разломов определили основные черты блокового строения земной коры Южной Якутии и ее неотектоническое развитие. Кроме них выделяется система разрывных нарушений более низкого порядка, образующая блоки размером от 5 до 10—15 км [59]. Коэффициент мегатрещиноватости, обусловленный разрывами протяженностью от 200—300 м до нескольких километров, колеблется в среднем от 0,1 до 2 км на 1 км². В целом тектоническая раздробленность Алданского щита значительно выше, чем северного склона Алданской антеклизы.

Рельеф. Активизация тектонических движений во второй половине неогена, выразившаяся в развитии дифференцированных блоковых подвижек, сопровождавшихся общим поднятием территории с амплитудой от 300—400 до 1000—1500 м, привела к формированию ее современного рельефа. Он представляет сложную систему разновысотных плато и плоскогорий с горстовыми и сводово-горстовыми поднятиями. Последние имеют типично среднегорный, нередко альпинотипный рельеф. Абсолютные отметки плато и плоскогорий изменяются от 400—600 до 1200 м, высоты горных хребтов составляют 1500—1800 м, отдельные вершины превышают 2000 м. Общая амплитуда изменения высот рельефа достигает 1,5 км, а глубина эрозионного вреза крупных рек — 400—600 м.

Реки района относятся к бассейну Лены; наиболее крупными из них являются реки Амга, Олёкма, Алдан, Тимптон, Гонам, Учур, Мая, Токко. Средний коэффициент развития речной сети составляет 220 м на 1 км².

Рассматриваемая территория расположена в пределах двух крупных геоморфологических областей, соответствующих основным элементам ее геологической структуры: Лено-Алданского плато на севере и Алданского нагорья на юге. Лено-Алданское плато, сложенное преимущественно карбонатными породами палеозоя, характеризуется преобладанием плоских водораздельных пространств с абсолютными высотами 500—700 м. Глубина эрозионного вреза на западе достигает 200—300 м, на востоке — 100—150 м.

Алданское нагорье включает две подобласти: на западе — Алданское плоскогорье, на востоке — Тимптоно-Учурское нагорье, граница между которыми проходит по долине р. Тимптон. Водоразделы Алданского плоскогорья поднимаются на высоту от 700 до 1300 м над уровнем моря. Центральная наиболее высокая его часть в верховьях рек Большой Нимныр, Большая Неакуя, Тас-Хонку слабо расчленена и заболо-

Таблица 28

Метеорологические характеристики (среднемноголетние данные метеостанций)

Метеостанции	Абсолютные отметки, м	Средняя температура воздуха, °С			Среднегодовое количество осадков, мм	Характеристика снежного покрова (по снегомерной съемке)			
						Высота, см		Плотность, г/см³	
		январь	июль	за год		Поле	Лес	Поле	Лес
Олёкминск	223	—33,5	18,5	—6,7	327	35	45	0,19	0,16
Тегюлтя	171	—40,5	16,9	—10,2	313	39	41	0,18	0,17
Усть-Миль	179	—40,1	17,5	—9,0	366	50	—	0,17	—
Усть-Юдома	212	—40,4	17,4	—9,2	373	55	—	0,17	—
Тяня	190	—33,6	17,6	—7,4	369	—	50	—	0,17
Джикимда	170	—34,9	17,9	—7,7	413	—	50	—	0,17
Томмот	283	—35,7	17,3	—8,5	445	52	51	0,17	0,17
Учур	194	—33,5	18,5	—6,4	363	—	50	—	0,18
Угино	130	—35,3	17,8	—7,7	407	—	47	—	0,17
Алдан	676	—27,8	16,8	—6,2	682	74	—	0,23	—
Эмельджак	951	—28,1	15,4	—7,3	766	75	—	0,21	—
Суон-Тит	400	—36,3	17,2	—8,4	487	—	—	—	—
Чюльбю	266	—36,4	17,4	—7,6	390	—	40	—	0,15
Спокойный	1025	—30,2	14,9	—8,4	615	69	80	0,22	0,20
Канку	1218	—31,9	13,3	—10,2	664	—	74	—	0,22
Чульман	671	—36,6	15,9	—9,4	571	—	51	—	0,16
Токо	858	—39,8	14,9	—11,2	504	—	57	—	0,18
Лебединый прииск	820	—31,4	14,7	—8,0	559	—	—	—	—
Нагорный	861	—30,2	15,1	—7,8	646	30	—	0,20	—

чена. Хорошо выражены в рельефе отдельные горные массивы с абсолютными отметками вершин до 1500—1600 м (Западные Янги, Центрально-Алданский, Эльконский). Тимптоно-Учурское нагорье включает обширную систему наиболее высоких альпинотипных хребтов (Суннагинский, Сутамо-Гонамский, Бурпала, Мелемкенский и др.). Между хребтами расположены Гынымское плато и межгорные депрессии — Токариканская, Ытымджинская и др.). На юге в состав Алданского нагорья входят Чульманское, Чугинское и Токинское плато с абсолютными высотами водоразделов от 700 до 1200 м. К Токинской впадине приурочено самое крупное озеро региона — Большое Токо с площадью зеркала воды 82,6 км² и глубиной до 80 м.

Климат. Большая высота и сложный характер рельефа оказали существенное влияние на климатические условия региона. Для большей его части характерны среднегодовые температуры воздуха от —6 до —10 °С и амплитуды колебаний ее среднемесячных значений 43—53 °С (табл. 28). Большая протяженность территории в меридиональном и широтном направлениях (500 и 750 км соответственно) обусловливает проявление макроклиматических факторов в формировании среднегодовых температур воздуха. Однако эти различия с трудом поддаются определению вследствие влияния местных и микроклиматических условий. Ориентировочно влияние широтной зональности на понижение температур воздуха с юга на север оценивается в 1,5—2 °С. Отмечается также тенденция к понижению среднегодовых температур воздуха с запада на восток.

Наиболее высокие среднегодовые температуры воздуха формируются на водоразделах высотой 500—800 м. С увеличением абсолютных отметок они обнаруживают тенденцию к понижению. На этом фоне в пределах плато и плоскогорий с абсолютными отметками до 1000 м отчетливо проявляется температурная инверсия, в результате которой среднегодовые температуры в днищах речных долин ниже, чем на водоразделах. Понижение среднегодовых температур воздуха вследствие

этого может достигать 2—3 °С на 100 м вреза. С особенностями циркуляции воздушных масс связаны и относительно низкие среднегодовые температуры воздуха в пределах окруженных горами плато и межгорных впадин. Так, по данным метеостанции пос. Чульман (высота 671 м над уровнем моря), среднегодовая температура воздуха составляет —9,4 °С. В горных районах из-за интенсивной турбулентности воздушных масс инверсия температур воздуха неустойчива и кратковременна, влияние ее на среднегодовые температуры невелико. На основе экстраполяции и по аналогии с близлежащими горными районами можно ожидать понижение среднегодовых температур воздуха с высотой на 0,4—0,7 °С на 100 м.

Южная Якутия относится к территориям с достаточным увлажнением (индекс сухости 0,45—1). Количество осадков на Алданском нагорье изменяется от 400 до 700 мм. Максимальное количество осадков наблюдается на высотах около 900 м. Большая часть их (около 80 %) выпадает в виде дождя. Средняя многолетняя мощность снежного покрова составляет 0,5—0,7 м при плотности до 0,2 г/см³. Наибольшие мощности снега (0,7—0,8 м) характерны для высот 600—900 м [54]. В горах на высотах более 900—1000 м большую роль играет метелевый перенос и ветровое уплотнение снега. На территории Лено-Алданского плато осадков выпадает меньше (270—400 мм). Количество их уменьшается с юга на север, соответственно сокращается и мощность снежного покрова от 0,35 м в г. Олёкминск до 0,32 м в пос. Амга.

Подземные воды. Большое количество атмосферных осадков, густая речная сеть и расчлененность рельефа, широкое распространение раскрытых разломов, трещиноватых и закарстованных пород создают благоприятные условия для формирования подземных вод. Только для Алдано-Тимптонского междуречья известно около 600 незамерзающих источников. Среди них уникальные по дебиту Сэлинджинский, Тимптонские и Юхтинские источники. Более 80 % источников разгружаются субаквально в русла рек. Средний модуль подземного стока для архейского водоносного комплекса составляет 0,7 л/с·км², для бассейнов трещинно-карстовых и пластово-трещинных вод наложенных впадин он достигает 1,5—2,3 л/с·км² [93]. Основными гидрогеологическими структурами Южной Якутии являются Алданский гидрогеологический массив с наложенными бассейнами пластово-трещинных и трещинно-карстовых вод; южное крыло Якутского артезианского бассейна, соответствующее северному склону Алданской антеклизы. В верхней части гидрогеологического разреза до глубин 300—500 м развиты пресные подземные воды. Период водообмена по данным тритиевого анализа в большинстве случаев не превышает 2—3 лет. Потоки подземных вод и связанный с ними теплоперенос оказывают большое влияние на формирование геокриологических условий региона.

Растительность. Растительный покров является чувствительным индикатором гидротермического режима приповерхностного слоя пород. Его изменчивость тесно связана с характерной для Южной Якутии высотной поясностью тепло-влагообмена пород с атмосферой. Плато и плоскогорья с высотами до 900—1000 м над уровнем моря покрыты таежными лесами с преобладанием лиственницы даурской. На избыточно увлажненных территориях с глубиной сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород менее 1 м произрастают лиственничники голубично-багульниковые с зеленомошно-сфагновым напочвенным покровом. При мощности последнего 20—25 см глубина сезонного оттаивания обычно не превышает 0,5—0,6 м. Около 14 % территории, покрытой лесами, занимают сосняки. Они обычно приурочены к сухим талым участкам водоразделов, склонов южной экспозиции, высоких песчаных террас. С таликами в днищах долин рек связаны тополево-чозениевые рощи. Там же на суглинистых грунтах с проточным увлажнением встречаются ельники. На водоразделах с высотами свыше 1000 м распространены лиственничные редколесья и сфагновые болота верхового типа с глуби-

ной сезонного оттаивания не более 0,4—0,6 м. Она резко возрастает на участках, занятых осоково-гипновыми низинными болотами. Обширные болота этого типа занимают свыше 70 % водораздельной поверхности, где берут начало реки Большой Нимныр и Большая Неакуя. Крупные болотные массивы встречены в тектонических депрессиях, к которым часто приурочены верховья некоторых рек и ручьев (Горбылях, Хатыми, Леглиер, Нимныр и др.), а также впадинах — грабенах. В среднем болота занимают 5—10 % Алданского плоскогорья. Склоны возвышенностей на высотах свыше 900—1000 м покрыты редкостойными лиственничными лесами с густыми зарослями кедрового стланика (горновый или горно-тундровый пояс, который на высотах порядка 1500 м переходит в гольцовый (горная пустыня).

Формирование среднегодовых температур пород и талики

Основными факторами, определяющими распространение и формирование температурного режима многолетнемерзлых пород, являются: рельеф, снежный и растительный покровы, инфильтрация дождевых осадков, состав пород слоя годовых теплооборотов, поверхностные и подземные воды.

Влияние рельефа на формирование среднегодовой температуры пород проявляется в закономерном их понижении с ростом абсолютных высот водоразделов, начиная с отметок 900—1000 м (рис. 103). Выше температуры многолетнемерзлых пород понижаются на 1—1,5 °С на 100 м высоты. На южных склонах хребтов тенденция к понижению температур пород с высотой обнаруживается уже с высоты 700 м. В районах с равнинным рельефом отмечается интенсивное выхолаживание днищ долин рек и логов, нижних частей склонов. Изменение среднегодовой температуры пород за счет этого фактора может достигать 1,5—2 °С на 100 м эрозионного вреза. Инверсионное распределение температур усиливается влиянием затененности днищ долин и нижних частей склонов.

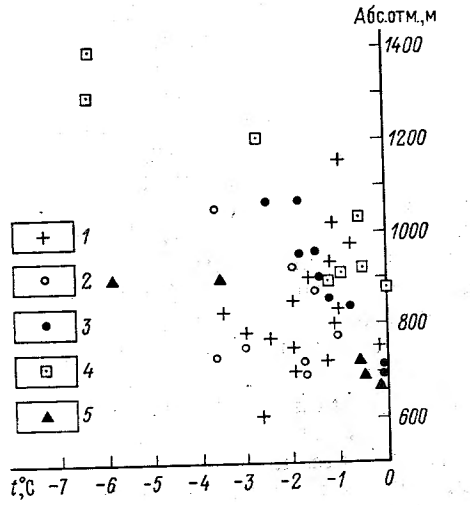


Рис. 103. Изменение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород сводово-горстовых поднятий на различных элементах рельефа в зависимости от абсолютных высот местности:

1 — распадки; *2* — склоны северных экспозиций; *3* — склоны южных экспозиций; *4* — водоразделы; *5* — склоны восточной экспозиции

На формирование температурного режима пород большое влияние оказывает экспозиция склонов. Различие величины инсоляции обусловливает разницу в среднегодовых температурах пород на склонах северных и южных экспозиций до 1,5—2 °С. В пределах пояса горной тундры и гольцов это различие увеличивается до 4 °С и более. Склоны восточной и западной экспозиций занимают промежуточное положение. Влияние экспозиции хорошо прослеживается в положении границы распространения многолетнемерзлых пород на склонах долин в районах равнинного рельефа. На северных склонах многолетнемерзлые породы нередко прослеживаются до бровки водораздела, на южных — редко распространяются выше их средней части.

Снежный покров в условиях континентального климата описываемого региона является наиболее существенным фактором, предохраняющим горные породы от охлаждения. Для плато и плоскогорий характерно сравнительно равномерное распределение снежного покрова по элементам рельефа, отепляющее влияние которого на хорошо дренированных участках составляет 6—8 °С при мощности 0,5—0,7 м и плотности 0,15—0,20 г/см³. В гольцовом и подгольцовом поясе горных районов значительную роль играет метелевый перенос снега. При этом на подветренных склонах при накоплении снега мощностью 1 м и более его влияние увеличивается до 9—10 °С. Наименьшее влияние (3—4 °С) снег оказывает на крутых склонах, что связано с его малой мощностью (0,2—0,3 м) и высокой плотностью (до 0,3 г/см³) вследствие ветрового уплотнения.

Растительный покров в зимний период оказывает отепляющее влияние, в летний — охлаждающее. Суммарное влияние растительности, характерной для Южной Якутии, в большинстве случаев является охлаждающим, и его величина колеблется от 0,5—1 °С для незаболоченных лесов до 3,5 °С в пределах верховых болот с мощностью сфагнума 20—30 см. На участках осоково-гипновых болот низинного типа с открытым зеркалом воды среднегодовая температура пород повышается вследствие уменьшения альбедо поверхности, интенсивного прогревания воды в мочажинах и возрастания отепляющего влияния снега на водонасыщенных отложениях вплоть до положительных значений.

Инфильтрация дождевых осадков в пределах описываемой территории сказывается отепляюще, и эффект ее влияния выражен наиболее ярко, что обусловлено большим количеством летних осадков и их высоким теплосодержанием. Широкому развитию инфильтрации дождевых вод способствует ровная поверхность водоразделов в пределах плоскогорья и плато, грубодисперсный состав и малая мощность элювия, высокая трещиноватость коренных пород. Температура пород за счет воздействия дождевых осадков повышается, как правило, на 1,5—2 °С.

Геологическое строение, состав и влажность пород слоя годовых теплооборотов, помимо указанного выше влияния, проявляются также через изменение годовых теплооборотов и температурной сдвижки. Понижение среднегодовой температуры пород за счет этих факторов может достигать 2—2,5 °С, что обычно связано с различием теплофизических свойств мерзлого и талого мохово-торфяного покровов. Так, для льдонасыщенного покрова $\lambda_м = 1—1,5$ ккал/(м·ч·°С), $K = 2 \cdot 10^{-3}$ м²/ч; для влагонасыщенного талого $\lambda_т = 0,1—0,7$ ккал/(м·ч·°С), $K = 0,3 \cdot 10^{-3}—0,7 \cdot 10^{-3}$ м²/ч. При влажности отложений менее 10—15 %, что характерно в основном для песчаных и дресвяно-щебнистых отложений, сдвижка не превышает 0,3—0,5 °С. В случае если слой годовых теплооборотов сложен грубообломочным чехлом большой мощности, что характерно, например, для курумных склонов, определяющую роль в формировании температурного режима играет конвекция воздушных масс. Величина охлаждающего влияния ее может достигать 3—4 °С.

Поверхностные воды оказывают отепляющее влияние, особенно крупные реки в пределах глубоких плесов, где могут формироваться талики с температурами на поверхности русловых отложений до 3—4 °С. Для Южной Якутии характерно перемерзание большинства мелких и средних водотоков и водоемов в зимний период. К концу зимы мощность льда в глубоких озерах достигает 1,5—2 м, что ограничивает их отепляющее воздействие на русловые отложения. В целом же поверхностные водотоки и водоемы могут привести к формированию положительных среднегодовых температур под ними при глубине около 1 м и более.

Рассмотренные закономерности формирования среднегодовых температур пород указывают на существование благоприятных условий для широкого распространения таликов. Они занимают значительную часть Приалданского и Чульманского плато. В равнинных районах Алданского плоскогорья площадь, занятая ими, сокращается с ростом абсолютных высот от 50 до 20 %. В горных районах талики имеют локаль-

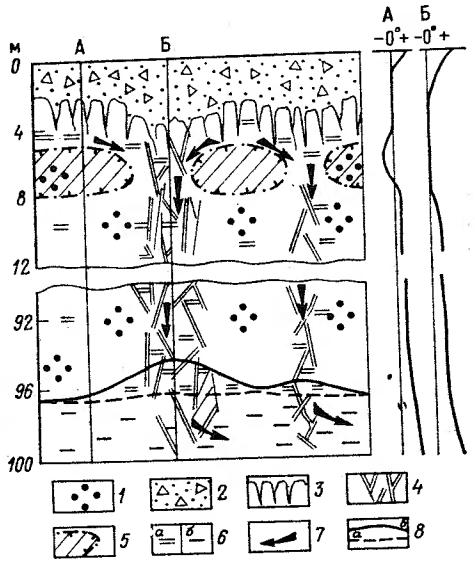


Рис. 104. Схематический геокриологический разрез слоя сезонного промерзания водораздельного талика Чульманского плато на конец весны — начало лета. По С. Н. Булдовичу:

1 — слаботрещиноватые мезозойские песчаники; *2* — щебень и дресва с песчаным и супесчаным заполнителем; *3* — «разборная скала»; *4* — зона повышенной трещиноватости пород; *5* — сезонный криогенный водоупор; *6* — обводненность пород периодическая (*а*) и постоянная (*б*); *7* — направление движения подземных вод; *8* — уровень подземных вод мезозойского водоносного комплекса до начала (*а*) и после (*б*) инфильтрации; А и Б — геотермические разрезы

ное распространение и занимают менее 10 % площади. По положению в рельефе преобладают водораздельные и долинные талики. Первые приурочены, как правило, к хорошо дренированным пологовыпуклым поверхностям водоразделов и их склонам, вторые — к руслам рек и ручьев, реже к пойменным и надпойменным террасам. Сложное пространственное сочетание таликов и многолетнемерзлых пород является специфической чертой мерзлотных условий Алданского региона.

Генетический тип талика определяется особенностями формирования положительных среднегодовых температур пород. Талики снежногенно-радиационного типа формируются на южных склонах средней крутизны и низких водоразделах за счет увеличения прихода солнечной радиации и отепляющего влияния снега. Приозерно-болотные талики генетически связаны с обводненными осоково-гипновыми торфяниками приозерных болот и формируются за счет отепляющего влияния снега в условиях высокой влажности подстилающих отложений, а также низкого альбедо торфа. Суммарное отепляющее влияние этих двух факторов составляет 10—12 °С, поэтому такие талики могут быть встречены на высоких водоразделах.

Высказанное И. Д. Белокрыловым и А. И. Ефимовым предположение о большой роли привноса тепла с инфильтрующимися осадками в образовании инфильтрационных водораздельных таликов было поддержано большинством исследователей. Как показали расчеты, повышение среднегодовой температуры пород за счет этого фактора обычно составляет 1,5—2 °С. В современных условиях инфильтрация дождевых вод, наряду с отепляющим влиянием снежного покрова, определяет существование таликов на водоразделах высотой 900—1000 м и более. Для участков инфильтрационных таликов характерна разреженная лесная растительность, отсутствие мохового покрова и достаточно высокие инфильтрационные свойства пород. Установлена закономерная связь инфильтрационных таликов с зонами разломов, при этом с понижением среднегодовой температуры поверхности почвы наблюдается локализация таликов в пределах наиболее трещиноватых зон и участков их пересечений.

Среднегодовые температуры пород инфильтрационных таликов колеблются от 0 до 2 °С. Преобладание сравнительно низких среднегодовых температур пород указывает на неустойчивость таликов этого типа, частые новообразования мерзлоты и перелетков.

Радиационно-тепловые талики служат основными областями питания подземных вод. Количество инфильтрующихся осадков и уровенный режим развитых в них грунтовых вод в значительной мере определяются динамикой протаивания слоя сезонного промерзания (рис. 104), мощность которого может достигать 6—8 м. Эти талики, за исключением приозерно-болотных, перспективны для поиска источников водоснабжения: с ними нередко связаны значительные скопления подземных вод. Особенно водообильны скважины, заложенные на участках пересечения разломов, что дает возможность использовать как трещинные грунтовые, так и трещинно-жильные подземные воды.

Талики подводно-теплового класса (гидрогенные) генетически связаны с поверхностными водами — реками, ручьями, озерами, что определяет особенности их распространения и положение в рельефе. За счет отепляющего влияния водного покрова сквозные талики могут существовать под крупными (Алдан, Олёкма) и некоторыми средними реками. В действительности в долинах большинства рек имеет место интенсивный конвективный теплоперенос подземными водами, который приобретает решающее значение в формировании сквозных таликов под небольшими промерзающими реками и ручьями, непосредственно связанными с разломами. Особенно благоприятные условия для формирования инфильтрационных подрусловых таликов создает подрусловой карст, который способствует поглощению значительной части, а нередко и всего поверхностного стока. Подозерные талики этого типа встречены в области распространения карбонатных пород. Возможно, к ним относятся и талики под озерами, формирование котловин которых связано с разрывными тектоническими нарушениями.

Подрусловые грунтово-фильтрационные и напорно-фильтрационные талики широко распространены в долинах рек Южной Якутии при разгрузке в аллювий вод подмерзлотной циркуляции, обеспечивающей круглогодичное питание подрусловых потока. Талики подводно-теплового класса часто образуют единую сложную систему подрусловых и пойменных таликов различных генетических типов.

К таликам гидрогеогенного класса относят талики, существование которых определяется отепляющим влиянием потоков подземных вод в субаэральных условиях. Наиболее распространены напорно-фильтрационные талики, по которым происходит разгрузка подземных вод подмерзлотной циркуляции. В отличие от напорно-фильтрационных таликов подводно-теплового класса отепляющее влияние поверхностных вод в этом случае отсутствует и существование таликов полностью определяется количеством тепла, выносимым подземными водами. Следует отметить, что только примерно 25—30 % выходов напорных подземных вод не являются субаквальными. Грунтово-фильтрационные талики этого класса были встречены в периферийной части Центрально-Алданского поднятия и приурочены к относительно опущенным блокам, в которые направлен сток трещинно-карстовых вод.

Мощность многолетнемерзлых пород

Температурное поле многолетнемерзлых пород Южной Якутии ниже слоя годовых колебаний температур в целом соответствует современным условиям теплообмена на поверхности и, как было показано выше, среднегодовые температуры плато и плоскогорий изменяются в пределах от 0 до —4,5 °С и на горных водоразделах до —7, —8 °С.

Наиболее благоприятные условия для глубокого многолетнего промерзания пород характерны для области распространения кристаллических пород Алданского щита. Этой области свойственны и наиболее низкие значения геотермических градиентов: 0,8—0,9 °С на 100 м. Сходная картина наблюдается и на северном склоне Алданской антеклизы, сложенном карбонатными породами с высокой теплопроводностью. Температуры пород на глубине 1000 м обычно не превышают 8—9 °С. На этом фоне резко выделяются центральные и внешние краевые части крупных мезозойских впадин Предстановой зоны, где увеличение геотермических градиентов до 2—3 °С на 100 м ведет к относительному сокращению мощностей многолетнемерзлых пород.

На формирование температурного поля многолетнемерзлых пород и подстилающих их горизонтов существенное влияние оказывает конвективный теплоперенос подземными водами. Отепляющее влияние подземных вод хорошо выражено на участках их непосредственного взаимодействия с многолетнемерзлыми породами и особенно в местах восходящего движения подземных вод. Характерное выклинивание многолетнемерзлых пород наблюдается близ очагов разгрузки подмерзлотных вод и вод глубокой циркуляции. Результаты моделирования геотемпературного поля вокруг водовыводящей зоны показывают, что сокращение мощности мерзлоты прослеживается на расстоянии от 400 до 700 м от зоны при температуре воды соответственно 2 и 5 °С. Многочисленные очаги разгрузки подземных вод, расположенные в днищах долин, оказывают существенное влияние на формирование мерзлотных условий и геотемпературного поля в их пределах.

Уменьшение мощности многолетнемерзлых пород над водоносными тектоническими зонами было зафиксировано в ряде пунктов. На севере Алданского плоскогорья буровыми и геофизическими работами установлено сокращение мощности мерзлых пород со 120 до 70 м над обводненными тектоническими трещинами. Более значительное сокращение мощности многолетнемерзлых пород прослеживается в пределах зон крупных разломов (рис. 105). Аналогичное влияние оказывают потоки подмерзлотных вод в валунно-галечных отложениях долин-грабенов.

Следствием интенсивного водообмена со скоростями фильтрации порядка 10^{-7}—10^{-6} м/с и более в толще пород мощностью до 300—500 м является широкое развитие открытого и комбинированного типов гидрогеотермического режима [87]. В результате температурные колебания (сезонные и суточные) распространяются с потоками подземных вод на глубины значительно большие, чем это имеет место в условиях действия кондуктивного механизма теплопередачи. Расчеты на ЭВМ, выполненные И. А. Авилиной и А. Б. Чижовым, показывают, что в условиях Чульманского адартезианского бассейна температурные колебания с амплитудой более 0,1 °С могут распространяться с потоком подмерзлотных вод в среднем на расстояние до 200—300 м от границ областей питания (водораздельных таликов). Они вызывают сезонные колебания нижней границы многолетнемерзлых пород с амплитудой до нескольких метров.

Существенная роль в формировании мощности многолетнемерзлых пород принадлежит рельефу. Общая закономерность перераспределения значений теплопотока и геотермического градиента по элементам рельефа состоит в увеличении их значений под долинами и уменьшении под водоразделами. В горных районах на глубине около 100 м теплопотоки под долинами могут в 1,5—2 раза превышать теплопотоки под горными хребтами. Можно считать, что влияние рельефа на величину геотермического градиента прослеживается на глубину, равную амплитуде колебаний высот земной поверхности (для наиболее глубоко врезанных долин до 400—500 м).

В равнинной части территории наибольшая мощность многолетнемерзлых пород и наиболее низкие температуры отмечаются в глубоко врезанных долинах. В то же время приуроченность к днищам долин очагов разгрузки подземных вод и концентрация в них поверхностного и подземного стока нередко осложняют эту закономерность, обусловливая резкие изменения мощностей многолетнемерзлых пород от 200 м и более до нуля (рис. 106). В горных районах высотная поясность теплообмена, увеличение поверхности охлаждения и уменьшение геотермического градиента приводят к приуроченности наиболее мощных многолетнемерзлых толщ к горным возвышенностям. Мощности многолетнемерзлых пород наиболее высоко поднятых горных сооружений могут достигать 500 м.

Таким образом, в Южной Якутии мощности многолетнемерзлых пород изменяются в широком диапазоне от 10 до 500 м. Максимальные

Рис. 105. Геокриологические разрезы через долины мелких рек Алданского плоскогорья:

а — сводово-горстовое поднятие; *б* — плоскогорье; *1* — многолетнемерзлые породы; *2* — трещиноватая зона кристаллических пород, содержащая грунтовые воды; *3* — крупные водоносные зоны разрывных нарушений; *4* — разрывные нарушения; *5* — участки инфильтрации атмосферных вод; *6* — основные направления движения подземных вод; *7* — геоизотермы; *8* — скважины с зонами водопритоков; *9* — штольни

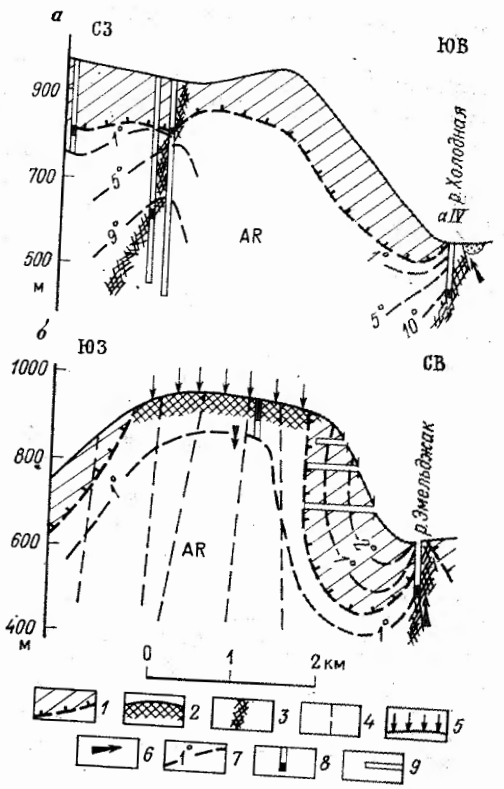
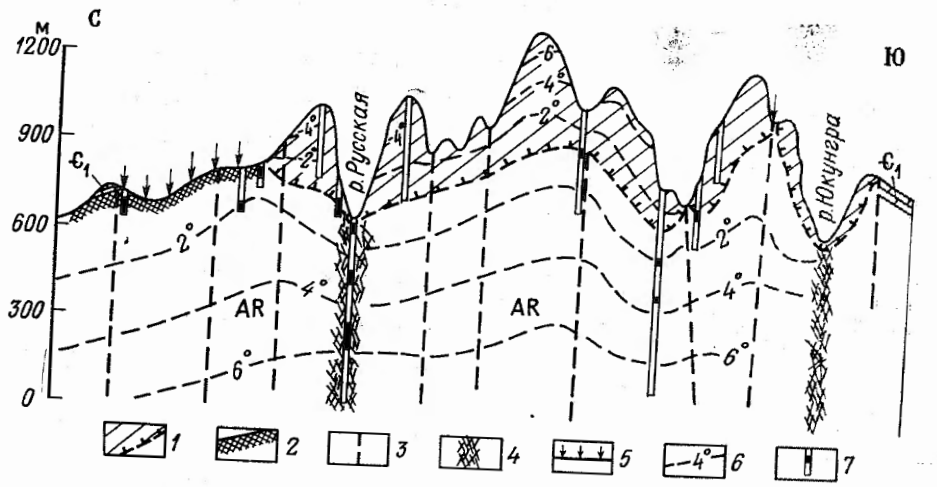


Рис. 106. Схематический геокриологический разрез сводово-горстового поднятия:

1 — многолетнемерзлые породы; *2* — трещиноватая зона кристаллических пород, содержащая грунтовые воды; *3* — разрывные нарушения; *4* — крупные водоносные зоны разрывных нарушений; *5* — участки инфильтрации атмосферных и поверхностных вод; *6* — геоизотермы; *7* — скважины с зонами водопритоков



мощности характерны для горных возвышенностей. Наибольшим распространением пользуются многолетнемерзлые породы мощностью от 30 до 150—200 м, которые встречаются обычно в виде отдельных островов или слагают периферийные части мерзлых массивов. Температурные градиенты в мерзлых толщах, сложенных древними кристаллическими и карбонатными породами, обычно не превышают 1 °С/100 м. В мерзлых терригенных отложениях, слагающих крупные впадины Предстановой зоны, они увеличиваются до 1,5—2 °С/100 м. Еще большие градиенты температур формируются в долинах небольших рек и ручьев, где низкая среднегодовая температура пород сочетается с влиянием подмерзлотных вод и рельефа.

Криогенное строение мерзлых пород

Основная часть разреза мерзлой толщи Южной Якутии сложена слабольдистыми эпикриогенными скальными породами с унаследованными трещинными криотекстурами. Льдистость коренных пород определяется их трещиноватостью и вне зон разломов закономерно убывает с глубиной. Относительно повышенная льдистость отмечается до глубины 30—50 м. Ее фоновые значения для кристаллических пород обычно не превышают 1—2 %, в осадочных коренных породах 3—5 %, причем в прослоях аргиллитов и углей могут достигать 10—12 %. В приповерхностной части мощность ледяных жил достигает 3—5 см. При их вытаивании в бортах карьеров происходят вывалы глыб и небольших блоков породы. Наиболее высокая льдистость (до 10—15 %) отмечается в терригенных коренных породах, слагающих ложе древних русел (цоколи террас). В породах федоровской свиты архея широко распространены гнезда и жилы льда на контакте флогопита с вмещающими породами.

В зонах тектонического дробления на значительных (до 2 км² и более) площадях наблюдается разрушение пород до состояния щебня и дресвы. В развитых по этим зонам древних корах выветривания отмечаются химическое преобразование и более тонкая диспергация материнской породы (гранитов, гранитогнейсов, песчаников и др.). Эти образования известны под названием «сапролит» или «рухляк». В мерзлом состоянии они сцементированы тонкими пленками и микрожилками льда. Суммарная льдистость пород в зонах разломов может достигать 20 %. Следует отметить, что повышенная трещиноватость пород обусловлена не только тектоническими и литогенетическими факторами, но и криогенной дезинтеграцией в результате их многократного промерзания и протаивания. На глубинах свыше 150—200 м ледяные включения приурочены к зонам разломов и отдельным трещинам. Однако в целом льдистость на этих глубинах весьма незначительна и не превышает десятых долей процента.

Детальное описание криогенного строения верхнеюрских пород до глубины 70 м выполнено Д. М. Шестерневым в стенке карьера Нерюнгринского угольного месторождения (табл. 29). Разрез коренных пород представлен мощными пачками средне- и мелкозернистых песчаников (рис. 107), разделенных прослоями аргиллитов, алевролитов и углей.

Таблица 29

Криогенные текстуры и льдистость коренных пород на западном участке Нерюнгринского угольного карьера

Петрографический тип пород	Коэффициент трещиноватости	Степень заполнения трещин льдом	Генетический тип криогенной текстуры	Описание криогенной текстуры	Объемная льдистость, %
Песчаник	3,1* / 2,2	0,8* / 0,75	Пластово-трещинно-поровый	Редкая сердне- и толстосетчатая	9,7* / 5,3
Алевролит	1,3 / 0,2	1,0 / 0,8	Пластово-трещинный	Редкая и частая тонко- и среднесетчатая	7,6 / 2,0
Аргиллит	0,3 / 0,27	1,0 / 0,8	То же	Частая и тонкосреднесетчатая	8,9 / 8,7
Уголь	Не измерялся	1,0 / 1,0	Пластово-трещинно-поровый	Тонколинзовидная, ячеистая и массивная	7,5 / 6,2

* В числителе — льдистость на глубине 15—30 м, в знаменателе — на глубине 60—70 м.



Рис. 107. Кора выветривания мезозойских песчаников в Нерюнгринском карьере. Фото А. В. Гаврилова

Песчаники разбиты системой первичных и постдиагенетических трещин на крупные блоки, а менее прочные аргиллиты, алевролиты и угли образуют мелкоплитчатые отдельности. Трещиноватость увеличивается вверх по разрезу. В мощных пачках песчаников трещины обычно заполнены инфильтрационным льдом, нередко слоистым. Близ кровли песчаных слоев в крупных трещинах встречается пористый сублимационный лед. Для аргиллитов и алевролитов наиболее характерен чистый и прозрачный лед, кристаллы которого обычно ориентированы по нормали к стенкам трещин. Наибольшая льдистость отмечена при частом чередовании небольших по мощности слоев песчаника, аргиллита и алевролита, причем наиболее льдонасыщен аргиллит.

Рыхлые многолетнемерзлые породы представлены преимущественно аллювиальными, озерно-болотными, склоновыми отложениями и реже — элювиальными образованиями. Им свойственно большое разнообразие криогенных текстур, обусловленное характером промерзания, гидрогеологическими условиями и составом отложений. Наибольшие мощности (15—20 м и более) характерны для аллювия крупных рек и долин — грабенов. Аллювий I и II надпойменных террас нередко носит следы сингенетического промерзания. Для супесей и суглинков пойменной фации характерны слоистые и сетчатые криогенные текстуры с горизонтальными ледяными шлирами мощностью до 3—5 см. Суммарная льдистость достигает 50—70 %. К этим отложениям, мощность которых может превышать 10—12 м, нередко приурочены повторно-жильные льды вертикальной протяженностью до 2,5—3 м и шириной от 0,5 до 1,5 м.

Большая часть разреза аллювия небольших рек и ручьев Алданского нагорья представлена песчаными и валунно-галечными отложениями с массивными и базальными криогенными текстурами. В отложениях высокой поймы и I надпойменной террасы встречаются линзы инъекционных или инъекционно-сегрегационных льдов мощностью до 1—1,5 м. Нередко пласты льда мощностью до 1 м приурочены к контакту отложений русловой и пойменной фаций и залегают на глубине 0,5—1 м. Часть их является сезонными образованиями. Пространственно и генетически эти льды тесно связаны с наземными наледями, образующимися за счет аллювиальных вод. Для аллювия малых рек, долины которых заложены в толще карбонатных отложений (область Лено-Алданского плато), характерен более тонкий состав пойменных отложений, мощность которых нередко достигает 20 м и более. Суглинкам, слагающим верхнюю часть разреза, свойственны атакситовые и слоистые криотекстуры с относительно крупными (4—6 см) шлирами льда. Льдистость отложений между шлирами достигает 40—50 %.

Пласты и линзы залежеобразующих подземных льдов широко распространены в торфяниках, образовавшихся при заболачивании озер. Обычно они приурочены к глинистым прослоям или основанию торфяника, переходя в льдонасыщенные органогенные и минеральные грунты с атакситовой и сетчатой криогенными текстурами. Мощность ледяных залежей достигает 0,7—1 м при мощности торфа до 4—6 м (рис. 108). В низинных торфах кроме преобладающих массивной и микролинзовид-

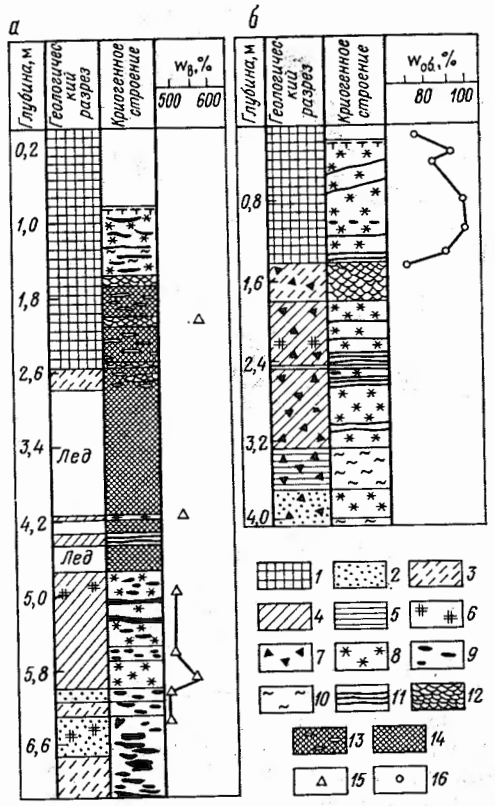


Рис. 108. Мерзлотно-геологические разрезы по скважинам, пройденным в торфяниках Южной Якутии. По Е. Н. Оспенникову и др. [92]:

а — многолетний бугор пучения в долине р. Горбылях; *б* — кочкарниковое болото в верховьях р. Бол. Ыллымах. *1* — торф; *2* — песок; *3* — супесь; *4* — суглинок; *5* — глина; *6* — оторфованность; *7* — дресва. Криогенная текстура: *8* — массивная; *9* — гнездовидная; *10* — слоистая; *11* — шлировая; *12* — сетчатая; *13* — атакситовая; *14* — лед; *15* — влажность пород $w_в$, %; *16* — влажность пород $w_{об}$, %

ной криотекстур встречаются слоистые, сетчатые и атакситовые криотекстуры, практически отсутствующие в верховых торфяниках. Объемная льдистость низинного торфа достигает 90—95 %, верхового — обычно находится в пределах 50—80 %. Подстилающие низинные торфяники озерно-аллювиальные и флювиогляциальные отложения имеют в верхней части атакситовые и сетчатые криотекстуры, которые сменяют горизонтальные шлиры льда мощностью до 5—7 см. Мощность и количество шлиров уменьшается с глубиной. Образование крупных ледяных включений в торфе и подстилающих отложениях связано с промерзанием низинных приозерных болот при переходе их в верховую стадию развития. Кроме того, данные тритиевого анализа указывают на наличие интенсивной миграции влаги из слоя сезонного протаивания в многолетнемерзлые породы. По-видимому, этот процесс играет существенную роль в формировании ледяных включений в слое годовых колебаний температур на заболоченных участках, сложенных торфом и тонкодисперсными породами.

Среди склоновых образований наибольший интерес представляет криогенное строение глыбовых отложений — курумов. Для них характерно наличие льда, заполняющего пустоты между глыбами (гольцовый лед). Объемная льдистость достигает 50—70 %. Нередко отложения находятся в распученном состоянии. Слой глыб с гольцовым льдом располагается непосредственно ниже слоя сезонного протаивания, мощность его может достигать 5 м и более. Образование гольцового льда связано с замерзанием талых снеговых вод, инфильтрующихся в охлажденные за зиму глыбовые отложения. Данные тритиевого анализа гольцового льда дают основание предполагать наличие достаточно интенсивного льдообмена в верхних его горизонтах с периодом 100—150 лет.

Делювиальным и делювиально-солифлюкционным отложениям свойственны массивные тонколинзовидные слоистые криотекстуры. Мощность их обычно не превышает 4—6 м, льдистость колеблется в широких пределах и может достигать 40—50 % в глинистых разностях. Многолетнемерзлые элювиальные образования и отложения древних кор выветривания на водоразделах встречаются на территории Лено-Алданского плато и заболоченных участках Алданского нагорья, где они обычно подстилают торфяники. У границы с последними они имеют высокую льдистость и атакситовую криотекстуру. На других участках элювию и песчано-глинистым отложениям коры выветривания свойственны массивные и линзовидные слоистые криотекстуры с толщиной ледяных линз, редко превышающей 0,5 см.

Криогенное строение сезоннопротаивающих и сезоннопромерзающих пород зависит от их литологического состава и влажностного режима на период промерзания. Оторфованные суглинки и супесчаные породы в верхней части слоя сезонного протаивания обычно имеют микролинзовидно-слоистые криотекстуры при льдистости до 40 %. В нижней части слоя часто отмечаются линзы льда мощностью до 2—3 см. Шлиры льда мощностью 10—20 см часто встречаются непосредственно у поверхности под мохово-торфяным слоем. Песчаным и галечным отложениям свойственны массивные криотекстуры. Своеобразно криогенное строение слоя сезонного протаивания курумов, мощность которого достигает 2—2,5 м. Зимой вокруг глыб образуются только тонкие пленки льда и кристаллы изморози. В период снеготаяния вода замерзает среди глыб, образуя натечные формы. Степень заполнения межглыбовых пустот льдом увеличивается с глубиной. Общая льдистость зависит от величины снегонакопления за зиму.

Сезонномерзлые элювиальные образования и делювий верхних частей склонов формируются в зоне аэрации и обычно отличаются малой льдистостью. Поры не полностью заполнены льдом (лед — цемент контактного типа). При промерзании водонасыщенных аллювиальных, озерно-болотных и склоновых отложений формируются слоистые криотекстуры; в гравийно-галечных — массивные и базальные. При промерзании грунтово-фильтрационных долинных таликов, под мохово-торфяным слоем образуются крупные шлиры и пласты льда мощностью до 0,5—0,7 м, включающие гальку и мелкие валуны из подстилающих отложений.

Особенности состава и криогенного строения мерзлых пород Южной Якутии оказывают непосредственное влияние на их инженерно-геологические свойства. Данные о них немногочисленны. Относительно лучше изучены породы угленосной формации мезозоя и перекрывающие их рыхлые отложения на юге Чульманской впадины, особенно породы кабактинской и нерюнгринской свит.

Сезонное промерзание и оттаивание пород

Факторы, определяющие формирование и развитие сезонномерзлых и сезонноталых пород района, можно подразделить на три группы. Первая учитывает влияние региональных и зональных условий, таких, как геологические условия и климат. Вторая обусловлена влиянием таких факторов, как рельеф, состав, строение, свойства и мощность рыхлых отложений, трещиноватость коренных пород и др. Третья учитывает изменение локальных особенностей ландшафта: характера и мощности растительного покрова, микрорельефа и др.

Среднегодовая температура пород района изменяется в целом от +2 до —4 °С, понижаясь до минус 6—8 °С и более на вершинах и склонах гольцов. В связи с этим сезонное промерзание пород, по классификации В. А. Кудрявцева, относится к переходному и полупереходному, а сезонное оттаивание — к переходному, полупереходному, длительно устойчивому и устойчивому типам. На амплитуду температурных колебаний на поверхности грунта, как известно, оказывают влияние снежный и растительный покровы. Поэтому континентальные (при физическом значении амплитуды 13,5—17 °С) и повышенно-континентальные (17—21 °С) типы сезонного оттаивания свойственны склонам средней крутизны и крутым, характеризующимся, как правило, малой мощностью и высокой плотностью снега, разреженным растительным покровам или полным его отсутствием. Наоборот, заболоченные поверхности, подножья склонов северной экспозиции, днища глубоковрезанных логов, имеющие мощный моховой покров, характеризуются малыми

Таблица 30

Характеристика слоя сезонного оттаивания и промерзания пород Чульманской впадины

Элементы рельефа			Растительный покров	Генезис, состав и мощность пород сезонноталого, сезонномерзлого слоев	Влажность в долях от полной влагоемкости	Среднегодовая температура пород, °С	Амплитуда температурных колебаний на поверхности грунта, °С	Глубина сезонного оттаивания или промерзания, м	Тип сезонного оттаивания или промерзания (по В. А. Кудрявцеву)
Сезонное оттаивание									
Низкая пойма			Осоковое разнотравье, ивняки	Аллювиальные валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем, 5—7 м	1/3—2/3	От 0 до —1	13,5—17	3—4	Средний, переходный, континентальный
Высокая пойма, I надпойменная терраса, подножья склонов и днища логов, заболоченные			Лиственничник голубично-багульниковый зеленомошно-сфагновый с примесью ели	Аллювиальные, делювиальные суглинки и супеси с галькой или щебнем, 2—3 м	>2/3	От —2 до —4	7,5—11; <7,5	0,3—0,7	Мелкий, длительно устойчивый, умеренно морской и морской
Склоны	ЮЗ, Ю, ЮВ экспозиции	очень крутые (25—40°)	Сосново-лишайниковое редколесье	Гравитационные щебнисто-глыбовые отложения, 1—2 см	<1/3	От 0 до —1	17—21	5—7	Глубокий, переходный, повышенный континентальный
		крутые и средней крутизны (5—25°)	Лиственничник разнотравно-голубично-багульниковый лишайниково-зеленомошный	Делювиальные дресвяно-супесчаные отложения, 1—2 м	1/3—2/3	От 0 до —1	11—13,5; 13,5—17	1—2	Средний, переходный, умеренно континентальный и континентальный
	ЮЗ, С, СВ экспозиции	очень крутые (25—40° и более)	Лиственнично-багульниково-лишайниковое редколесье	Гравитационные щебнисто-глыбовые отложения, 1—2 м	<1/3	От —2 до —4	17—21	3—5	Глубокий, длительно устойчивый, повышенно континентальный
		крутые и средней крутизны (5—25°)	Лиственничник багульниково-зеленомошный с примесью кедрового стланика	Делювиальные дерсвяно-суглинистые отложения, 1—3 м	>2/3	От —1 до —2	11—13,5	0,5—1,5	Мелкий полупереходный, умеренно континентальный
Сезонное промерзание									
Водоразделы плоские и пологовыпуклые			Сосняк бруснично-лишайниковый	Элювиальные дресвяно-щебнистые отложения с супесчаным заполнителем, более 3 м	<1/3	От 0 до 1	11—13,5	4—8	Глубокий переходный, умеренно континентальный
II—IV эрозионно-аккумулятивные террасы			Сосняк багульниково-разнотравный	Аллювиальные валунно-галечные отложения с песчано-супесчаным заполнителем, 3—5 м	<1/3	От 0 до 0,5	11—13,5	3—5	Глубокий переходный, умеренно континентальный

амплитудами температур на поверхности грунта и умеренно морскими (7,5—11 °С), а в некоторых случаях морскими (<7,5 °С) типами сезонного протаивания.

Для большей части рассматриваемой территории характерно двуслойное по составу строение сезонномерзлого слоя и, как правило, однослойное — сезонноталого слоя. Верхняя часть слоя сезонного промерзания представлена грубообломочными четвертичными отложениями мощностью 2—5 м и влажностью не более 15 %. Нижняя часть слоя — скальные и полускальные породы, часто сильнотрещиноватые, с влажностью не более 5—10 %. В этом случае формируется глубокий тип сезонного промерзания. Мощность его изменяется от 1,5 до 7 м (табл. 30), достигая 12 м там, где велико влияние конвекции холодных воздушных масс. В условиях плоских водораздельных пространств с абсолютными отметками не более 1000 м мощный слой сезонного промерзания играет важную роль в перераспределении инфильтрационного питания подземных вод и концентрации его в пределах высокотрещиноватых тектонических зон (см. рис. 104). На участках талых низинных болот мощность слоя сезонного промерзания, как правило, менее 0,6—0,8 м.

Слой сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород на водоразделах и склонах представлен щебнисто-дресвяными и глыбовыми образованиями с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителем; на пойме и I надпойменной террасе — аллювиальными супесями и суглинками с валунами и галькой; на заболоченных пространствах —

озерно-болотными торфяными отложениями. Последние имеют наибольшую влажность, достигающую 700—1500 %. Мощность сезонноталого слоя таких участков — 0,4—0,6 м. Весьма высокая влажность (до 50—60%) свойственна делювиальным суглинкам нижних частей склонов, в которых также формируется мелкое оттаивание пород. Глубина сезонного оттаивания изменяется от 0,5—1 м на северных склонах до 1—2 м на южных (см. табл. 30). Максимальное сезонное оттаивание порядка 3—5 м отмечается на водоразделах и в верхних частях склонов, где среднегодовая температура мерзлых пород близка к 0 °С, а влажность обычно не превышает 15—20 %.

Анализ изменчивости во времени глубин сезонного оттаивания и промерзания в зависимости от климатических колебаний показывает [9], что в естественных условиях отклонение от среднемноголетних значений не превышает 0,1 м для сезонноталого слоя на участках с мощным моховым и снежным покровами и составляет 0,3—0,5 м для сезонномерзлого слоя. Однако в отдельные годы отмечаются довольно резкие изменения глубин сезонного оттаивания и промерзания. Это происходит при совпадении экстремальных значений климатических составляющих, что может привести к увеличению глубин сезонного оттаивания на 0,6 м. Особо суровые климатические условия в зимний период могут увеличить сезонное промерзание талых пород на 1,4 м и привести к образованию перелетков. Таким образом, наиболее устойчивыми и инерционными в отношении изменения глубин являются участки развития сезонного оттаивания, а наименее устойчивыми — сезонного промерзания.

Пространственная изменчивость геокриологических условий

Изменчивость геокриологических условий Южной Якутии определяется действием зональных и региональных факторов. Первые из них определяют усиление суровости геокриологических условий (понижение среднегодовой температуры пород, увеличение площади распространения и мощности мерзлых пород, сокращение глубин сезонного протаивания) с юго-запада на северо-восток. В современных условиях влияние широтной зональности наиболее отчетливо выражено в изменении геокриологических условий Лено-Алданского плато, в пределах которого отмечается переход от массивно-островного распространения мерзлых толщ к сплошному на территории Центральной Якутии. Для районов островного и массивно-островного распространения мерзлых толщ характерно развитие талых пород преимущественно на водоразделах и склонах южной экспозиции. Массивы мерзлых пород приурочены к долинам рек и ручьев, занимая от 20 до 50 % территории. Более широкое распространение мерзлых пород на водоразделах и приводораздельных склонах на периферии горных массивов свидетельствует о переходе к прерывистому распространению мерзлоты. Занимаемая ею площадь увеличивается до 80—90 %. В горных районах со сплошным распространением мерзлых пород сквозные талики приурочены к руслам рек и озерам, участкам разгрузки подземных вод. Площадь их распространения составляет менее 10 %. В пределах Алданского нагорья действие зональных факторов на формирование геокриологической обстановки усиливается или ослабляется действием региональных факторов. По сравнению с Лено-Алданским плато рельеф, геологическое строение, гидрогеотермические условия Алданского нагорья отличаются большим разнообразием, что в основном и определяет изменчивость геокриологической обстановки.

Для всей территории Южной Якутии закономерно ужесточение геокриологических условий с возрастанием высоты и степени расчлененности рельефа. Особенно ярко эта зависимость проявляется в пределах Алданского нагорья, где перепад абсолютных высот водоразделов достигает 1000 м, глубина эрозионного вреза и густота речной сети изменяются в несколько раз. Практически сплошное распространение мерзлых пород с температурами ниже —3, —4 °С и мощностью более 200 м характерно для горных районов с высотами водоразделов свыше 1400—1500 м. Наиболее суровыми геокриологическими условиями отличается восточная часть Алданского нагорья — Тимптоно-Учурское нагорье, большая часть которого занята горным рельефом с различными высотами над уровнем моря и степенью расчлененности. По мере снижения высот и уменьшения расчлененности площадь мерзлых пород и их мощность имеют тенденцию к сокращению.

Для районов с равнинным характером рельефа большое влияние на формирование геокриологических условий оказывает растительный покров, литологические особенности пород, подземные воды. Верховое заболачивание обусловливает распространение мерзлых пород на водоразделах и пологих склонах. Существенное влияние на характер распространения и залегания мерзлых толщ оказывают проницаемые зоны разрывных тектонических нарушений. Глубина и степень их раскрытости связаны с относительно высокой сейсмической активностью Алданского нагорья и увеличиваются с севера на юг к зоне глубинного Станового разлома и с востока на запад в направлении Байкальской рифтовой зоны. Отепляющее влияние разломов обусловлено конвективным теплопереносом подземными водами и инфильтрующимися осадками. С влиянием потоков подземных вод обычно связано относительное сокращение мощности многолетнемерзлых пород в долинах и широкое распространение в них таликов. Влияние геолого-структурного фактора проявляется также в изменении потока внутриземного тепла и геотермического градиента, что приводит к сокращению мощности или отсутствию мерзлых толщ в зоне глубинных разломов.

С учетом имеющихся данных на территории Южной Якутии выделены две крупные геокриологические области: Алданское нагорье и Лено-Алданское плато.

Алданское нагорье. Геокриологические условия Алданского нагорья определяются прежде всего высотой, характером и степенью расчлененности рельефа, сильным отепляющим воздействием потоков подземных вод и инфильтрующихся атмосферных осадков. Значение этих факторов различно в равнинных и горных районах.

Равнинные районы включают в себя блоково-ступенчатое плоскогорье на кристаллических породах и плато на осадочных карбонатных и терригенных породах, выполняющих впадины в кристаллическом фундаменте (рис. 109).

Для Алданского плоскогорья в целом характерно массивно-островное распространение многолетнемерзлых пород. Для большей части территории характерно островное распространение мерзлых толщ на водоразделах и сплошное или прерывистое в долинах. В этом же направлении происходит понижение среднегодовых температур многолетнемерзлых пород и увеличение их мощности. Наиболее низкие температуры (до —4 °С и ниже) формируются в нижних частях склонов северных экспозиций, днищах врезанных логов и на крутых осыпных склонах. Абсолютные отметки водоразделов изменяются в основном от 600 до 1200 м. Подавляющее большинство водоразделов находится в талом состоянии, что связано с широким развитием зон разрывных нарушений, сопровождающихся интенсивной трещиноватостью и дроблением пород и обусловивших значительную их водопроницаемость (см. рис. 105). Среднегодовые температуры талых пород колеблются от 0,5 до 1,5 °С. Многолетнемерзлые породы имеют ограниченное распространение, среднегодовая температура их на хорошо дренированных участках не ниже —0,5 °С, на заболоченных до —2 °С, мощность изменяется от 15 до 50 м. Так, на южных склонах долины ручья Сап-Кюэль многолетнемерзлые породы встречены только у самой подошвы. Мощность их не превышала 30—40 м. Аналогичные условия характерны для участ-

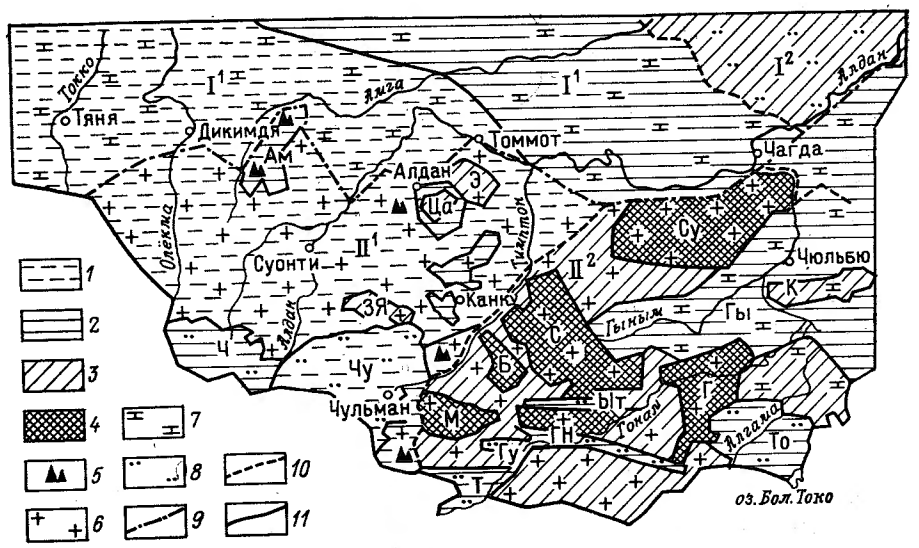


Рис. 109. Карта геокриологического районирования Южной Якутии. По Е. И. Пижанковой, А. Б. Чижову.

Распространение, среднегодовые температуры ($t_{ср}$, °С) и мощности (М, м) многолетнемерзлых пород: *1* — массивно-островное; на водоразделах $t_{ср}$ от 0 до —0,5, М 20—50; в долинах $t_{ср}$ от —1 до —3, М 100—200; *2* — прерывистое; на водоразделах $t_{ср}$ от 0 до —1, М 20—100; в долинах $t_{ср}$ от —2 до —4, М 100—300; *3* — сплошное в низкогорье $t_{ср}$ от —4 до —7, М 300—500, в долинах $t_{ср}$ от —1 до —3, М 100—200; сплошное на плато $t_{ср}$ от —0,5 до —2, М 50—100, в долинах $t_{ср}$ от —2 до —4, М 200—300; *4* — сплошное в среднегорье $t_{ср}$ ниже —7, М более 400; в долинах $t_{ср}$ от —1 до —4, М 100—300; *5* — участки мерзлых пород с $t_{ср}$ ниже —3, М 200—400. *6* — интрузивные и метаморфические породы (архейского и мезозойского возраста); *7* — терригенно-карбонатные породы венд — раннекембрийского возраста; *8* — терригенные породы мезозойского возраста. Границы: *9* — областей, *10* — подобластей, *11* — районов. Области: I — Лено-Алданское плато, II — Алданское нагорье; подобласти: I^1 — Амгинское плато, I^2 — Усть-Майское плато, II^1 — Алданское плоскогорье, II^2 — Тимптоно-Учурское нагорье; некоторые районы в пределах подобластей, соответствующие плато: Чу — Чульманское, Ч — Чугинское, То — Токинское, Гы — Гынымское; инверсионным поднятиям наложенных впадин Алданского щита: Ца — Центральноалданское, Ам — Амгинское, К — Кет-Кап; горстовым и сводово-горстовым поднятиям: Э — Эльконское, ЗЯ — Западные Янги, Б — Бурпала, С — Сеймское, Су — Суннагинское, Г — Гонамское, М — Мелемкенское; впадинам — грабенам: Т — Токариканская, Гу — Гувилгринская, ГН — Гюскангра-Нуямская, Ыт — Ытымджинская

ков плоскогорья в бассейнах рек Хангас-Дьёс, Средняя Хатыми, Леглиер и др.

Блоково-ступенчатый характер плоскогорья обусловливает пространственную неоднородность геокриологических условий. Так, для слабо дифференцированных блоковых зон кристаллического фундамента с ровным рельефом характерно широкое распространение болот и заболоченных земель (бассейны рек Большой и Малый Нимныр, Правый Ыллымах, Тас-Хонку и Большая Неакуя). Площадь болотных массивов в восточной части Нимныро-Ыллымахского плоскогорья достигает 400 км². Они характеризуются сплошным распространением мерзлых толщ с температурами от 0 до —1 °С под полосами стока и термокарстовыми понижениями с осоковой заболоченностью и от —2 до —3 °С на плоскобугристых болотах со сфагновым и зеленомошным покровом. Глубины сезонного оттаивания изменяются соответственно от 1 до 0,3 м. Сквозные и глубокие несквозные талики распространены под крупными озерами (Алексеевское, Горное, Каменное и др.) и на прилегающих сильно обводненных приозерных болотах. Средние мощности торфа на Нимныро-Ыллымахском плоскогорье составляют 1,5—2 м, объемная влажность — 70—90 %. Торф подстилают переотложенные коры выветривания кристаллических и карбонатных пород, содержащие в верхней части разреза шлиры льда мощностью от 0,5 до 4 см. Объемная влажность суглинков и супесей близ контакта с торфом достигает 70—80 %, льдистость за счет ледяных включений 20—25 %.

На ступенчатых водоразделах восточной части Алданского плоскогорья (например, в междуречье Курунг-Хонку и Атыр), разбитых густой

сетью тектонических нарушений на отдельные блоки, относительные перемещения которых едва улавливаются в рельефе, распространение талых и мерзлых пород связано с трещиноватостью тектонических зон. По данным С. Ф. Хруцкого, приподнятые блоки (абсолютные отметки 1250—1270 м) покрыты глыбовым элювием, лежащим на трещиноватых породах, а расположенные гипсометрически ниже обширные водоразделы служат местными базисами денудации, в результате чего на них накапливается сравнительно мощный слой мелкозема, смываемый с вышележащих участков. В первом случае скважиной в пос. Снежный вскрыты талые породы с температурой около 1 °С, а во втором — скважина пройдена в мерзлых породах мощностью около 70 м. Максимальные мощности мерзлоты на водоразделах этого района достигают 100—130 м. К долинам рек Тимптон и Олёкма примыкают наиболее расчлененные участки плоскогорья, что обусловлено морфотектоникой района. Преимущественно талые водоразделы здесь резко контрастируют с довольно мощными (до 200—300 м) и низкотемпературными (до —3 °С) толщами многолетнемерзлых пород, развитых на крутых склонах.

Геокриологические условия днищ речных долин очень сложны и в значительной степени определяются гидрогеологическими условиями, литологическими особенностями аллювиальных отложений, заболоченностью поверхности. Для I надпойменной террасы, сложенной с поверхности супесчано-суглинистыми, часто оторфованными отложениями и обычно заболоченной, характерно преимущественно сплошное распространение многолетнемерзлых пород с температурой до —3 °С. На пойме и высоких террасах, сложенных преимущественно песчано-галечными отложениями, мерзлота встречается в виде отдельных островов и массивов мощностью до 100 м. В долинах, заложенных по тектоническим водопроницаемым зонам или секущих их, развиты сквозные гидрогенные напорно- и грунтово-фильтрационные талики под руслом. Так, скважина в долине р. Курунг-Билиберда, расположенная близ пос. Элькон-ка, на бечевнике, зимой покрытом наледью, прошла 60 м в талых породах. Локальные гидрогенные талики, связанные с разгрузкой трещинно-жильных подмерзлотных вод, встречаются в верховьях долин малых рек и в днищах логов. В речных долинах, где циркуляция подземных вод отсутствует, мощность мерзлоты может достигать нескольких сотен метров. Так, скважина, пройденная в среднем течении р. Неакуя до глубины 200 м, не вышла из мерзлой зоны. В верховьях рек и ручьев встречаются мерзлые торфяники с мощностью торфа 4—5 м. Они содержат пласты, линзы льда и льдогрунта мощностью до 1 м, повторно-жильные льды. Среднегодовая температура пород достигает —3, —4 °С.

Сходные закономерности формирования мерзлотных условий свойственны плато на терригенных породах, выполняющих крупные тектонические впадины: Чульманскую, Тунгурчинскую, Токинскую. Для большей части пологоволнистого Чульманского плато с абсолютными отметками 700—1000 м характерна приуроченность многолетнемерзлых пород к средним и нижним частям склонов и днищам долин (рис. 110). Среднегодовые температуры мерзлых пород колеблются от близких к 0 °С до —2, реже —4 °С, а мощности могут достигать 150—200 м, но в большинстве случаев изменяются от 30 до 150 м. На водораздельных пространствах развиты инфильтрационные талики, которые на склонах южной, западной и восточной экспозиций сливаются со снежногенно-радиационными. Под большинством рек и крупных ручьев развиты сквозные подрусловые и пойменные талики, обусловленные влиянием подземных и поверхностных вод.

Бассейны верховьев рек Нижняя Талума, Дурай, Чульмакан и междуречий Унгра — Синсирик — Алдакай характеризуются относительно суровыми мерзлотными условиями. Здесь водораздельные талики занимают не более 30 % площади, в то время как глубоко врезанные крутосклонные долины сложены мерзлыми породами мощностью до 100—200 м. Среднегодовые температуры мерзлых пород на склонах долины

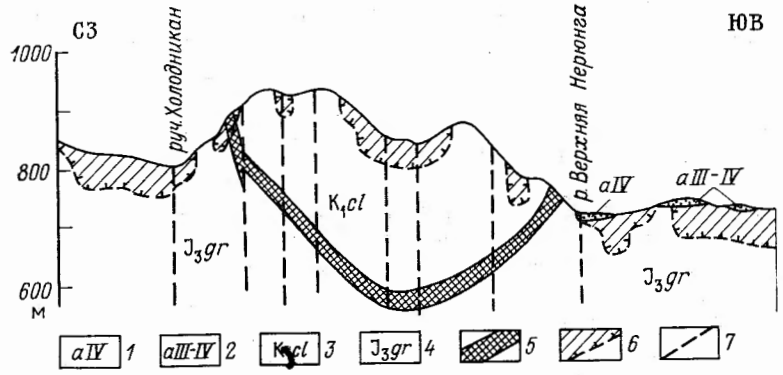


Рис. 110. Геокриологический разрез через долину р. Верхняя Нерюнга:

1 — современные валунно-галечные отложения русла, поймы и I надпойменной террасы; *2* — средне-, верхнечетвертичные аллювиальные отложения III и IV террас: пески, галька, валуны; *3* — отложения холодниканской свиты нижнего мела: крупнозернистые песчаники, гравелиты; *4* — отложения горкитской свиты верхней юры: песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; *5* — каменный уголь; *6* — многолетнемерзлые породы; *7* — тектонические нарушения

р. Нижняя Талума достигают —2 °С. Подобные геокриологические условия характерны и для междуречья Чульман — Чульмакан, прилегающего к долине р. Тимптон. Среднегодовые температуры мерзлых пород в его пределах изменяются в основном от —0,5 до —2,5 °С, достигая в глубоко врезанных логах северного направления —4,5 °С. Мощные массивы мерзлых пород широко распространены у южной окраины Чульманской впадины, сложенной сильно дислоцированными мезозойскими отложениями (см. рис. 110). Наряду с этим интенсивная тектоническая трещиноватость пород способствует формированию таликов, что определяет повышенную контрастность мерзлотных условий этой территории.

На участках со слаборасчлененным рельефом высотой менее 1000 м над уровнем моря и в широких долинах, выполненных хорошо проницаемыми водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями (бассейн р. Якокит и др.), мерзлые толщи распространены весьма ограниченно. Температура их редко опускается ниже —0,5 °С, а мощность не превышает 30—50 м. В буграх пучения на пойме р. Якокит температура пород достигает —0,8 °С.

Для восточной части Тунгурчинской впадины с высоким и умеренно расчлененным рельефом характерно широкое распространение мерзлоты на склонах и водоразделах, что связано с интенсивным их заболачиванием. Северо-западная более расчлененная часть впадины, вероятно, сходна по своим геокриологическим условиям с Чульманской; в Токинской впадине резко различаются северная и южная части. Южную часть впадины занимают мощные сильнольдистые ледниковые отложения (рис. 111) с температурами ниже —2 °С. Для северной денудационной части впадины характерны маломощные слабольдистые элювиально-делювиальные отложения с температурами до —2 °С. Мощность мерзлой толщи составляет 30—100 м. Аллювиальные отложения, широко развитые в долинах рек, содержат повторно-жильные льды (встречены в долинах рек Алгама, Утук). Под крупными реками (Алгама, Мулам) широко распространены талики. К Токинской впадине приурочены самые крупные озера района (Большое и Малое Токо) со сквозными таликами под ними, а также большое количество мелких озер ледникового происхождения.

Формирование мерзлоты на плато, сложенных карбонатными породами, находится в тесной взаимосвязи с развитием карстовых процессов и теплопереносом трещинно-карстовыми подземными водами, что ограничивает распространение мерзлых толщ как в плане, так и по глубине. Так, на сниженных периферийных частях Центрально-Алданского гольцового района, на плато в его южной и восточной окраинах

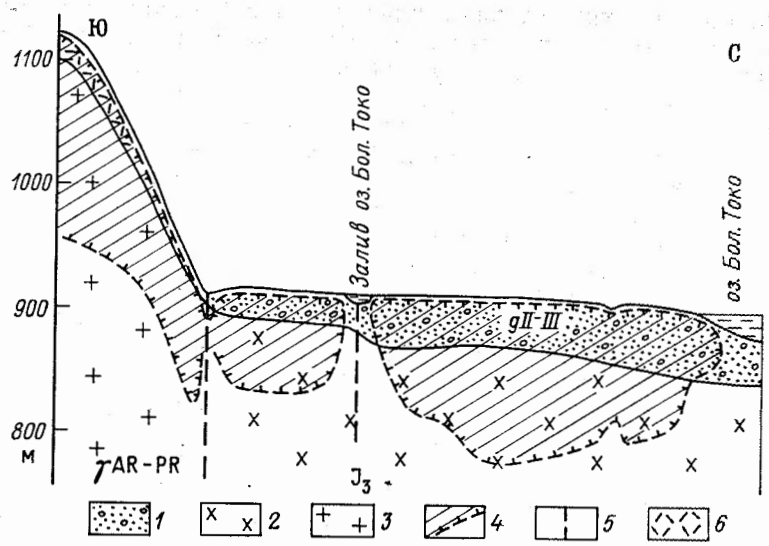


Рис. 111. Геокриологический разрез южной части Токинской впадины. По С. Н. Бойкову:

1 — средне-верхнечетвертичные ледниковые отложения: валуны, галька, пески; *2* — верхнеюрские песчаники; *3* — архейско-протерозойские интрузивные породы; *4* — многолетнемерзлые породы; *5* — разрывные нарушения; *6* — зона трещиноватых пород

мерзлые породы занимают менее 30 % площади, что объясняется отепляющим влиянием неглубоко залегающих подземных вод и их разгрузкой на контакте нижнекембрийских отложений с породами фундамента. Талые обводненные породы с температурами 2—3 °С были вскрыты в нижних частях склонов и днищах долин рек Джеконда, Малый Аян и др. [93]. На водоразделах высотой 800—900 м над уровнем моря развиты преимущественно талые карбонатные породы с температурами 0,5—2 °С, на склонах многолетнемерзлые толщи занимают до 40—50 % их площади.

Более суровые геокриологические условия характерны для Гыным-ского эрозионно-денудационного плато на терригенно-карбонатных породах протерозоя. Обширные плоские слаборасчлененные междуречья высотой менее 1000 м покрыты крупнообломочным элювиально-делювиальным чехлом. Многолетнемерзлые породы имеют прерывистое распространение, довольно высокую температуру (от —0,5 до —2 °С) и относительно небольшую мощность (30—100 м). На участках долин, испытывающих поднятие в новейшее время, мерзлые породы имеют небольшую мощность — 20—40 м. Такие условия характерны для среднего и нижнего течения рек Учур и Гонам. Для участков долин, испытывающих опускание и сложенных толщей дисперсных аллювиальных отложений, характерны низкотемпературные мерзлые толщи (от —2 до —5 °С). Под всеми крупными и средними реками (Гыным, Гонам, Учур, Идюм, Чюльбе и др.) развиты грунтово-фильтрационные сквозные и несквозные талики со среднегодовой температурой около +0,5 °С при мощности не более 50—70 м. Для карстового плато в районе пос. Мар-Кюель характерно прерывистое распространение мерзлых пород, сменяющееся островным в местах развития карстовых процессов и выходов подземных вод. Скважина, пройденная на одном из таких участков у пос. Мар-Кюель, вскрыла мерзлые породы мощностью 26 м с температурой —2,2 °С. На глубине 90 м температура пород повысилась до 5,7 °С [84]. Такое несоответствие мощности мерзлых пород их температуре обусловлено влиянием потоков подмерзлотных вод. На плато с глубоким залеганием подземных вод и слабым развитием карстовых процессов мощность мерзлоты может превышать 100 м.

Геокриологические условия горных районов формируются под влиянием высотной поясности и сильной расчлененности рельефа. Для них характерно сплошное распространение мощных низкотемпературных мерзлых толщ (см. рис. 106). Лишь в периферийных сниженных частях некоторых горных массивов проявляются черты, сходные с геокриологическими условиями плоскогорий. В западной части Алданского нагорья (Алданское плоскогорье) горные районы распространены ограниченно и представлены сводово-горстовыми поднятиями (Эльконское, Центральноалданское, Амгинское, Западные Янги), абсолютные высоты которых не превышают 1600 м. В геокриологическом отношении наиболее изучено Эльконское поднятие.

Эльконское сводово-горстовое поднятие площадью около 900 км^2 представляет собой совокупность блоковых массивов кристаллических пород. Центральная часть поднята до высоты 1498 м, к периферии абсолютные высоты снижаются до 850—900 м. Узкие каньонообразные речные долины врезаны по отношению к водораздельным хребтам на глубину до 400—600 м.

Наиболее низкотемпературные и мощные толщи многолетнемерзлых пород слагают центральную возвышенную часть горста. Учитывая расположение хребтов в поясе подгольцовых редколесий и гольцовых пустынь, следует полагать, что среднегодовые температуры мерзлых пород не выше минус 4—6 °С, а мощности — не менее 400—500 м. Пологовыпуклые водоразделы с высотами около 800 м преимущественно таковыпуклые. При увеличении абсолютной высоты до 900 м мощность островов мерзлых пород достигает 50 м, а на пологовыпуклых водоразделах высотой 1000—1050 м (пояс подгольцовых редколесий) она увеличивается до 80—100 м. На узких гребневидных водоразделах мощность мерзлых пород наибольшая. На гребне водораздела в верховьях р. Русская (левый берег) с абсолютной высотой 1000 м мощность мерзлой толщи составляет 340 м, сокращаясь вниз по склону до 200 м.

В пределах склонов долин, помимо абсолютной высоты, на мощность и температурный режим мерзлых пород оказывают влияние крутизна и экспозиция склонов. Экспозиция склонов особенно резко сказывается при крутизне 15—20°. Сокращение мощности мерзлых пород на склонах южной экспозиции по сравнению со склонами северной экспозиции при одних и тех же абсолютных высотах может достигать 100 м. Так, на водоразделе р. Русская — руч. Непроходимый, в верхней части склонов северо-восточной экспозиции (абсолютная отметка 1050 м) мощность многолетнемерзлых пород достигает 320 м, а на противоположном склоне на той же высоте — 230 м. Температуры пород изменяются соответственно от —3,6 до —2,5 °С.

Хребет Западные Янги с группой Эвотинских гольцов отличаются более сглаженными формами рельефа и в среднем несколько меньшими высотами, тем не менее геокриологические условия их достаточно суровы. Скважины АлНИМС и МГУ, пробуренные на гольце Эвота на абсолютных отметках 1300 и 1400 м, показали температуры пород соответственно —6,4 и —6,2 °С. Скважина, пробуренная в долине руч. Тиит на абсолютной высоте 1150 м, была пройдена до глубины 100 м и из многолетнемерзлых кристаллических пород не вышла. Температура пород на глубине 30 м составила —1 °С. Обращает внимание незначительное распространение наледей в горных районах Западные Янги и Мелемкенского хребта, что свидетельствует об ограниченном распространении напорно-фильтрационных таликов в долинах.

Весьма своеобразен в морфоструктурном и геокриологическом отношениях Центрально-Алданский гольцовый район, представляющий собой сильно расчлененное высокое (до 1300 м над уровнем моря) плато с гольцами — интрузиями. По данным геотермических наблюдений на северном склоне гольца Лебединый крутизной 25°, на абсолютной высоте 1100 м среднегодовая температура залегающих сверху карбонатных пород на глубине 20 м была равна —4,1 °С, а на глубине 110 м — около —2 °С. Судя по температурным кривым, мощность мерзлых пород в нижних частях склонов долин составляет около 200 м, а на высоких гребневидных водоразделах и вершинах отпрепарированных мезозойских интрузий достигает 400 м.

В пределах Тимптоно-Учурского нагорья развиты обширные горные системы хребтов: Суннагин (Алдано-Учурский), Гонамский, Мелемкенский, Бурпала и др. Абсолютные высоты ряда вершин достигают 2000—2300 м. Непосредственными измерениями в бассейне р. Оюмрак (хр. Бурпала) установлено, что температура многолетнемерзлых пород на склоне восточной экспозиции крутизной 12—14° на высоте 900 м составляет минус 4—5 °С, а мощность, судя по температурным замерам в штольнях и данным ВЭЗ, достигает 300—400 м [93]. В распределении температуры пород на склоне прослеживается влияние высотной поясности. В долинах мощность мерзлых пород уменьшается до 100—200 м. Так, скважина в долине р. Оюмрак (абсолютная отметка 700 м) прошла всю мерзлую толщу и на глубине 154 м вскрыла подмерзлотные воды. Уменьшение мощности многолетнемерзлых пород и развитие таликов характерно для участков долин, совпадающих с разрывными нарушениями и зонами трещиноватости (реки Оюмрак, Левый Оюмрак, Нельгюу и др.).

Наиболее низкие значения среднегодовых температур пород формируются на высотах более 1500 м в пределах гольцового пояса. Так, в осевых частях хребтов на высотах 1800—2000 м они могут опускаться до —8 °С и ниже. Результаты геофизических исследований С. А. Бойкова в северных отрогах хребта Токинский Становик показали, что мощность мерзлых толщ на высотах 1850—1900 м достигает 500 м, увеличиваясь на 50 м на 100 м высоты. Большую роль в формировании мощности мерзлых толщ в горных массивах играют объемное охлаждение крутосклонных элементов рельефа, длительность периода промерзания и сдренированность хребтов, в результате чего большая часть разреза находится, по-видимому, в морозном состоянии.

В межгорных впадинах (Токариканская, Ытымджинская, Гюскангра-Нуямская и других более мелких), выполненных юрскими терригенными породами и перекрытых чехлом четвертичных отложений разного генезиса, преобладают мерзлые породы с температурами от —2 до —4 °С при мощности 150—200 м. Для них характерны высокая льдистость и широкое развитие залежеобразующих подземных льдов различного происхождения и, в частности, повторно-жильные льды мощностью 3—3,5 м при ширине поверху до 1,5—2 м. К руслам рек и озерам приурочены гидрогенные талики.

Лено-Алданское плато. В геокриологическом отношении наиболее изучен район Приалданского плато в междуречье Якокит — Селигдар (рис. 112). На участках развития закарстованных известняков и доломитов, слагающих большую часть территории, преобладают талые породы с температурами до 2—3 °С. Мощность островов мерзлоты в днищах логов и их северных склонов обычно не превышает 30—50 м при близких к 0 °С отрицательных температурах. Маломощные мерзлые толщи развиты на склонах невысоких куполообразных возвышенностей (г. Профировая). Они приурочены также к участкам древних карстовых западин с глинистым заполнителем. Мощность этих отложений в мерзлом состоянии редко превышает 10—15 м. С современными карстовыми полостями в толще карбонатных пород связаны выходы холодного (до —11 и —13 °С) воздуха на крутых склонах долины р. Алдан, сопровождающиеся образованием локальных участков низкотемпературной мерзлоты. Острова мерзлых пород характерны для водоразделов Угоянской излучины р. Алдан и правобережья р. Еньё, сложенных слабокарстующимися мергелистыми разновидностями. Они приурочены к пониженным замшелым участкам с глинистым элювием.

Мерзлые породы развиты в глубоко врезанных долинах ручьев, сложенных мергелями и глинистыми аллювиально-делювиальными отложе-

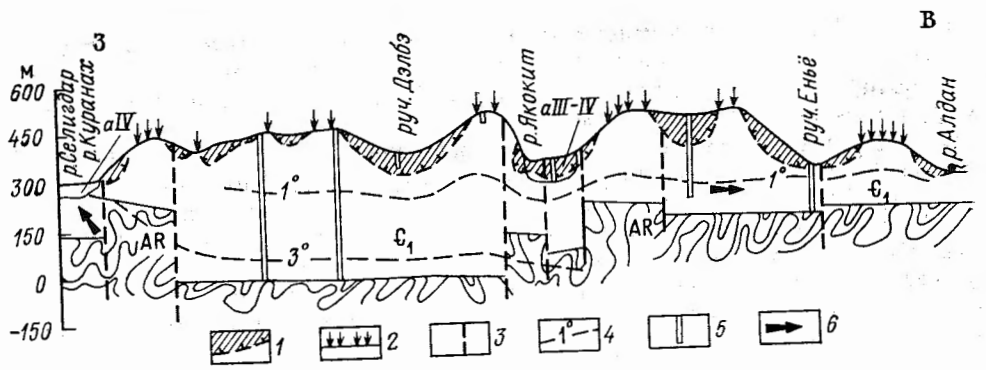


Рис. 112. Геокриологический разрез плато в междуречье Алдан — Селигдар:
1 — многолетнемерзлые породы; *2* — участки инфильтрации атмосферных вод; *3* — тектонические нарушения; *4* — геоизотермы; *5* — скважины; *6* — направление движения подземных вод

ниями мощностью 2—7 м. Скважина, пройденная в днище долины р. Дэлбэ до глубины 50 м, не вышла из мерзлой зоны. На северных склонах таких долин мерзлота прослеживается до бровки водораздела, а под руслами ручьев имеются лишь узкие несквозные талики глубиной 5—10 м. В долинах ручьев, заложенных по трещиноватым зонам и в закарстованных породах, широко развиты сквозные талики с температурой до 4 °С. Крупные массивы мерзлоты распространены на пойменных и надпойменных террасах рек Якокит, Селигдар, Большой Куранах, где мощность аллювия достигает 40—60 м. Мощность мерзлоты составляет 40—65 м при температуре около —1 °С. Ниже залегают напорные подмерзлотные воды [93]. Сквозные талики приурочены к руслу и старицам. Скважина близ устья р. Большой Куранах на правом берегу в 120 м от русла вскрыла талик с температурой 4,7 °С на глубине 25 м и около 6 °С на глубине 49 м. Характер геотермической кривой указывает на наличие восходящей фильтрации подземных вод из коренных пород.

В долине р. Алдан широкое развитие талых аллювиальных отложений связано с отепляющим влиянием мощного руслового потока, подрусловых аллювиальных и трещинно-карстовых вод. Мерзлые острова мощностью 10—15 м в пределах I террасы характерны для участков, сложенных суглинками. У южной границы Приалданского плато, где эрозионной врез достигает кристаллических пород фундамента (цокольное плато), мощность мерзлых пород на склонах северной экспозиции составляет 100—120 м, а их температуры минус 1,5—2,5 °С. На склонах южной экспозиции температуры мерзлых пород выше и изменяются в дипазоне от 0 до —1 °С. Сквозные талики распространены на водоразделах и под руслами рек, где они обычно связаны с влиянием подземных вод. На формирование мощности мерзлых толщ в зонах региональных разломов (Селигдарское апатитовое месторождение) оказывает влияние увеличение геотермического градиента до 1,6 °С на 100 м.

Массивно-островное распространение многолетнемерзлых пород характерно и для западной части Лено-Алданского плато в пределах Олёкмо-Чарского междуречья и долины Лены в районе г. Олёкминск. В восточной части плато (бассейн р. Амги) оно переходит в прерывистое и сплошное по площади. При движении на северо-восток увеличивается площадь, занятая мерзлыми породами на водоразделах, сквозные талики сменяются несквозными глубиной до 10—15 м. В районе пос. Верхняя Амга температура мерзлых пород на водоразделе составляет около —1 °С. На склонах и в долинах рек распространены весьма мощные толщи мерзлых пород, достигающие 200 м и более. На заболоченных участках пойм и надпойменных террас, в нижних частях склонов среднегодовая температура пород опускается до минус 2—4 °С.

На востоке Лено-Алданской области расположено Усть-Майское плато, сложенное юрскими терригенными породами, перекрывающими кембрийские карбонатные отложения. Это территория преимущественно сплошного развития многолетнемерзлых пород с температурами на водоразделах от —0,5 до —2 °С, понижающимися к северу. Температуры мерзлых дисперсных пород в заболоченных и заторфованных долинах рек, особенно крупных, опускаются до —4 °С, мощность их превышает 200 м.

В связи с формированием Южно-Якутского территориально-производственного комплекса заметное влияние на геокриологические условия региона начинают оказывать техногенные факторы. Их влияние с наибольшей интенсивностью проявляется в осевой части Алдано-Тимптонского междуречья, что вызвано развитием горнодобывающей промышленности, строительством населенных пунктов и дорог, разведкой месторождений полезных ископаемых. В результате техногенные изменения геокриологических условий охватывают участки площадью во многие сотни квадратных километров. Хозяйственное освоение территории Южной Якутии усиливает изменчивость геокриологических условий, вызывая разнонаправленные тенденции в их развитии и активизацию криогенных процессов. Добыча полезных ископаемых, строительство гражданских и промышленных объектов сопровождаются извлечением и перемещением огромных масс горных пород, образованием техногенных грунтов, общий объем которых оценивается около 1 млрд. м^3. Большая часть техногенных грунтов, образующих насыпи и отвалы, охвачена современными процессами промерзания и льдообразования как сезонного, так и многолетнего. С развитием строительства и добычи полезных ископаемых влияние техногенного фактора на формирование геокриологических условий Южной Якутии будет неуклонно возрастать.

Криогенные образования

Общие закономерности формирования специфического комплекса криогенных образований Южной Якутии [92] определяются особенностями ее природных условий, среди которых наибольшее значение имеют: суровый резко континентальный и относительно влажный климат, интенсивное развитие новейших блоковых поднятий и абсолютное преобладание денудационных процессов, сильная расчлененность рельефа, близкое к поверхности залегание прочных коренных пород, прерывистое распространение многолетнемерзлых пород с ограниченным развитием и небольшой мощностью высокольдистых горизонтов, глубокое сезонное промерзание таликов, наличие интенсивного подземного стока. Соответственно наибольшее распространение имеют такие криогенные явления, как курумы и каменные россыпи, наледи. На заболоченных пологих склонах широко распространены делли. Повторно-жильные льды и связанные с ними полигональные формы рельефа развиты ограниченно и приурочены в основном к заболоченным участкам днищ речных долин и водоразделов. То же относится и к термокарсту. Термоэрозия встречается редко, и ее развитие связано обычно с действием техногенных факторов. Солифлюкционные формы рельефа выражены слабо, хотя этот процесс несомненно принимает участие в формировании склоновых отложений. Процессы пучения и выпучивания каменного материала распространены достаточно широко, но крупные и многолетние формы (бугры пучения) встречаются сравнительно редко.

К у р у м ы и к а м е н н ы е р о с с ы п и. Этот вид образований относится в регионе к числу наиболее распространенных. Типичные курумы развиты на поверхностях с уклонами от 5 до 30°, для них характерны линейно вытянутые формы (потоки) протяженностью до 1—5 км или изометричные формы (каменные поля или моря). Площади отдельных

курумов на склонах долин плато и плоскогорий достигают нескольких квадратных километров. В горных районах они образуют сплошные покровы на склонах с абсолютными отметками выше 1000 м, занимая от 40 до 80% их поверхности. Реже они встречаются на равнинных участках, высоты водоразделов которых менее 700 м. В среднем коэффициент распространенности курумов (отношение площади, занятой курумами, к площади всей территории), по оценке Е. Н. Оспенникова, составляет для плато и плоскогорий Алданского нагорья 0,05—0,1, для горных районов — 0,2—0,6, для Лено-Алданского плато — менее 0,01 (рис. 113). Мощность грубообломочных отложений курумов колеблется от 1,5 до 5, реже 10 м. Максимальных значений она достигает в нижних частях склонов и в днищах логов, в истоках рек и ручьев.

Курумы формируются преимущественно на крепких, устойчивых к выветриванию кристаллических породах докембрия и мезозойских интрузий, юрских окварцованных песчаниках и гравелитах. В области распространения карбонатной формации они редки. Курумы, залегающие на слабонаклонных поверхностях, закономерно связаны с зонами тектонической трещиноватости. Характер и размеры обломочного материала находятся в прямой зависимости от состава коренных пород.

Большая часть курумов формируется на участках распространения многолетнемерзлых пород и при мощностях более 1,5—2 м входит в состав последних. Для курумов характерно понижение температуры по сравнению с окружающими горными породами и формирование горизонта с гольцовым льдом.

Курумы Южной Якутии — относительно малоподвижные образования. Данные режимных наблюдений за шестью курумами, выполненные Е. Н. Оспенниковым, показали, что годовые перемещения глыб по вертикали обычно не превышают 5±0,2 см. Был установлен пульсационный характер динамики некоторых курумов и выделены периоды с преобладающим движением глыб вверх по разрезу (периоды распучивания) и соскальзывания вниз по склону, сменяющие друг друга. Продолжительность полного цикла составляет несколько лет. В то же время, например, курум в долине р. Курунг, сложенный крупными (0,7—1,5 м) глыбами кристаллических пород, оставался практически в состоянии покоя. Полученные данные показывают, что средняя многолетняя скорость движения курумов вниз по склону в естественных условиях обычно не превышает первых сантиметров в год. По данным Н. В. Хмелевой и Б. Ф. Шевченко, скорость движения одного из курумов Центральноалданского гольцового района изменялась от 1 до 70 см/год. Вероятно, движение курумов носит неравномерный характер и в отдельных случаях может протекать весьма быстро. Об этом свидетельствует наличие в разрезах курумов погребенных слоев дернины и почвы, заполнение ими долин ручьев, наличие локальных смещений в теле курумов в виде осовов. Одна из причин катастрофических подвижек — повышенная сейсмичность Южной Якутии, оцениваемая по картам сейсмичности от 6 баллов на севере до 9 баллов и более на юге региона. Сам процесс курумообразования протекает с большой интенсивностью, что обусловлено современными природными условиями — суровым климатом, обилием осадков, продолжающимся тектоническим поднятием территории.

К образованиям, аналогичным курумам, относятся каменные россыпи, распространенные на водоразделах, реже на эрозионных и цокольных террасах, в днищах ручьев. Они представлены каменными многоугольниками и кольцами, образующими полигоны, нередко переходящие в сплошные глыбовые развалы (каменные моря). Размеры полигонов зависят от тектонической трещиноватости пород в зонах разломов, и изменяются от 3—5 до 12 м. В местах сочленения полигонов формируются понижения (каменные котлы) диаметром от 1,5—2, реже до 4—6 м. Каменные россыпи занимают от 5 до 80 % площади водоразделов, сложенных архейскими породами и окварцованными песчаниками

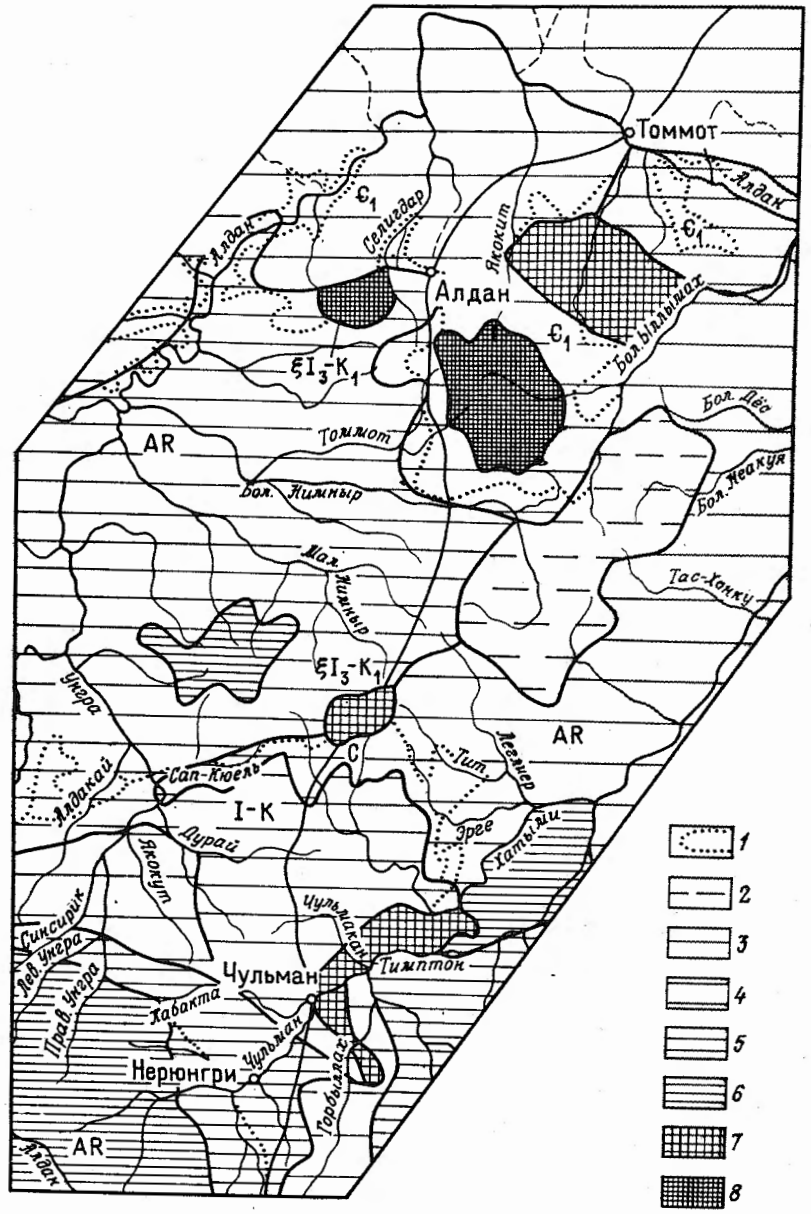


Рис. 113. Карта распространения курумов на территории Алдано-Тимптонского междуречья. По Е. Н. Оспенникову:

1 — геологические границы; распространенность курумов по площади (в %): *2* — менее 0,01; *3* — 0,01—0,05; *4* — 0,05—0,1; *5* — 0,1—0,2; *6* — 0,2—0,3; *7* — 0,3—0,5; *8* — 0,5—0,7

ми и гравелитами нижней юры (юхтинская свита), но более редки в поле развития карбонатных отложений.

Режимные наблюдения Е. Н. Оспенникова показали, что глыбы каменных многоугольников испытывают сезонные колебательные движения по вертикали, особенно интенсивные в каменных котлах. За зиму глыбы выпучиваются в среднем на 0,3—2,4 см, летом опускаются на 0,2—1 см. Во внутренней выпуклой части полигонов, ограниченной каменными бордюрами, отмечается образование мелких структурных форм — пятен-медальонов диаметром 0,3—0,6 м. Они сложены супесчано-суглинистым материалом с примесью дресвы и мелкого щебня. Встречаются как старые зарастающие и разрушающиеся, так и совсем свежие формы, образовавшиеся в предшествующую наблюдению зиму.

На вершинах горных возвышенностей они нередко образуют участки пятнистой тундры.

Делли. На пологих и заболоченных делювиально-солифлюкционных склонах, сложенных суглинками, полигональные формы рельефа, вызванные морозобойным растрескиванием, образуют ветвящуюся систему заболоченных понижений — полос, направленных по падению склона — деллей. Делли в Южной Якутии встречаются при мощности рыхлого чехла 2 м и более на склонах, крутизна которых не превышает 8—10°. Ширина межделлевых участков колеблется от нескольких метров до 15—25 см. Ширина деллей, пониженных на 0,5—0,7 м относительно общей поверхности склона, обычно не превышает 5—7 м. Характерной чертой растительного покрова деллевых склонов является развитие в деллях разреженного травяно-осокового покрова, а на межделлевых участках — мощного покрова мхов. Делли служат путями стока поверхностных и надмерзлотных вод и осложнены солифлюкционным течением переувлажненных грунтов по подошве сезонноталого слоя. Деллевый рельеф формируется на слабо расчлененных заболоченных территориях, сложенных многолетнемерзлыми породами. Льдистость мерзлых четвертичных отложений в деллевых полосах составляет 25—30 %, в межделлевых увеличивается до 50—60 %. Глубина протаивания составляет 0,9—1,2 м в деллях, уменьшаясь до 0,2—0,3 м между ними.

Повторно-жильные льды. На участках развития многолетнемерзлых пород со среднегодовыми температурами ниже —3 °С, сложенных с поверхности слоем торфа мощностью более 0,5 м, морозобойное растрескивание сопровождается развитием повторно-жильных льдов. Обычно они приурочены к торфяникам и отложениям I надпойменной террасы и высокой поймы. Размеры образуемой ими полигональной решетки составляют 10—20 м в поперечнике, что хорошо прослеживается в долине ручья Канку. Вертикальная протяженность жил льда в основном ограничивается размерами пойменной фации и не превышает 3—3,5 м при ширине от 0,3 до 1,5 м. Сингенетические признаки ледяных жил (форма, размеры, боковые контакты с вмещающим грунтом, включения в элементарных ледяных жилках, а также характер плечиков и голов жил) свидетельствуют об их позднеплейстоценовом криогенном возрасте и о сохранении их от оттаивания в период климатического оптимума.

Ледяные жилы в торфяниках образуются и в настоящее время, что подтверждается данными тритиевого анализа. Относительно слабая интенсивность развития этого процесса в значительной мере определяется высоким и рыхлым снежным покровом, сильно сокращающим зимние колебания температур на поверхности почвы и повышающим температуру пород. Грунтовые жилы — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам — отмечены Е. Н. Оспенниковым в отложениях III надпойменной террасы р. Чульман, В. Е. Афанасенко во флювиогляциальных отложениях бортов долины р. Унгра и р. Сап-Кюель и др.

Пучение. Поверхностные отложения региона являются в большинстве пучинистыми. По данным наблюдений, модуль пучения (величина пучения в долях метра на 1 м породы) колеблется от 1—2 % для дренированных элювиальных щебнисто-дресвяно-песчаных отложений на талых водоразделах до 20—25 % в супесчано-суглинистых отложениях делювиально-солифлюкционных склонов и оторфованных озерно-болотных отложений. Влажность порога пучения для большинства литологических разновидностей составляет 15—23 %. В ходе лабораторных испытаний максимальные модули пучения были отмечены для делювиальной супеси, покрывающей кристаллические сланцы (30 % мелкого щебня и дресвы, 27,5 % пылеватых и 0,4 % глинистых частиц; число пластичности 3,6; коэффициент фильтрации 2,4 м/сут). Пучинистым оказался и дресвяный элювий на карбонатных породах с содержанием пылеватых и глинистых частиц около 9 % и фракций более 10 мм до 60 %. Наименьшие модули пучения отмечались в слабоводопроницаемом

глинистом аллювии (46,5 % пылеватой и 19,5 % глинистой фракций, число пластичности 18,6). Величина модуля пучения резко возрастает при наличии подтока влаги (открытая система). Процессы пучения приводят к выпучиванию на поверхность крупных обломков коренных пород. Размеры отдельных глыб достигают 1,5 м и более. В результате этого формируется своеобразный профиль рыхлых отложений: преобладание глыбового материала в верхней части элювия и мелкозема в нижней, что играет важную роль в образовании курумов и каменных россыпей.

Другим проявлением этих процессов является образование бугров пучения. Сезонные бугры пучения высотой 0,5—0,8 м и диаметром 1—2 м приурочены в основном к прирусловым участкам ручьев и рек, тыловым швам террас, днищам логов и подошвам склонов. В разрезах бугров наблюдаются линзы льда мощностью 0,1—0,3 м или сильнольдистые грунтовые ядра. Сезонное пучение на значительных площадях происходит в днищах долин в результате интенсивного льдообразования на границе торфа и песчано-галечных отложений (подземные наледи). Величина пучения достигает при этом 0,5 м (руч. Дежневка, бассейн реки Кабакта). Отдельные бугры высотой до 1 м сохраняются в течение 2—3 лет.

Большинство многолетних бугров пучения сформировались за счет сегрегационного или инъекционно-сегрегационного льдонакопления при промерзании приозерных болот (верховья рек Леглиер, Горбылах, Большая Неакуя, Большой и Малый Нимныр и др.). Высота бугров достигает 7—8 м, диаметр — 20—30 м. Ядро их сложено льдом или льдогрунтом. Встречаются также площади пучения в виде бугристых торфяников с пластами льда и льдогрунта в их нижней части (бассейн р. Сап-Кюель и др.). Их современное развитие может продолжаться за счет миграции влаги из слоя сезонного протаивания.

Многолетние бугры пучения типа гидролакколитов приурочены обычно к местам разгрузки напорных подземных вод в днищах речных долин и верховьях логов. Серии бугров пучения, следующих вдоль линий тектонических нарушений, и одиночные их формы известны в бассейнах рек Тас-Хонку, Васильевка, Эмельджак, Кигомок, Элькон, Горбылах и др. Высота их редко превышает 3—4 м. О продолжающихся процессах их образования свидетельствует, например, характер гидролакколита в днище руч. Кюкур (бассейн р. Элькон). Бугор имеет вытянутую форму размером 35×50 м при высоте 3,5 м и разбит трещинами, заполненными валунами и глыбами. Вокруг бугра образуется небольшая наледь. Химический состав льда некоторых гидролакколитов указывает на связь их с трещинно-жильными водами с повышенным содержанием сульфат-иона.

Термокарст. Проявления термокарста приурочены к площадям распространения сильнольдистых четвертичных отложений и залежеобразующих подземных льдов на плохо дренированных участках рельефа: поверхности высокой поймы и низких надпойменных террас, днища логов, торфяники на водоразделах и в мелких тектонических депрессиях. К термокарстовым формам мезорельефа можно отнести озера, встречающиеся на низких террасах рек Алдан, Амга, Тимптон, Гонам и других крупных рек и их притоков; озера, расположенные на водораздельных торфяниках в бассейнах рек Неакуя, Тас-Хонку, Курунг-Хонку, Большой Нимныр и в верховьях небольших рек и ручьев. Размеры термокарстовых озер в большинстве не превышают 100—150 м, глубина — 1,5—2 м. Наряду с озерами в пределах торфяных болот распространены термокарстовые понижения блюдцеобразной формы, покрытые осокой, с небольшими озерками и мочажинами. Глубина этих понижений 0,5—1 м, размеры до 100 м. Они часто соединяются полосами стока. Огромные заболоченные пространства на водоразделах (Алексеевские болота) являются наследием широкого развития термокарста в период климатического оптимума голоцена.

Наледи. Алданское нагорье относится к числу наледных регионов страны, где наледи распространены в долинах большинства ручьев, мелких и средних рек. Они практически отсутствуют лишь на территории Лено-Алданского плато, сложенного мощной толщей карстующихся карбонатных пород.

Основными источниками питания наледей служат подземные воды подмерзлотной циркуляции, а также аллювиальные грунтово-фильтрационные талики. Долинные наледи, формирующиеся за счет этих вод, достигают мощности 5—6 м при площади 4—5 км². К концу зимы отдельные наледи нередко сливаются в единые наледные поля протяженностью до 30—40 км. Следует подчеркнуть, что интенсивность наледеобразования в значительной мере зависит от количества осадков в предшествующее лето и от суровости зимы. В теплые и снежные зимы площади наледей и их количество резко сокращаются. Например, объем наледи в долине р. Джеконда — левого притока р. Большой Ыллымах — зимой 1961 г. достигал 1,2 млн. м³, а зимой 1962 г. — 160 тыс. м³.

Период формирования средних и крупных наледей с объемом льда около 100 тыс. м³ и более составляет в среднем 170—190 сут. Образование наледей обычно начинается в конце октября — начале ноября и заканчивается в конце апреля — начале мая. Наибольшие скорости их роста отмечены с января по март. Стаивание начинается в конце мая и практически заканчивается к концу лета. Перелетовывающие наледи встречаются на отметках 900 м и выше. Наибольшее количество крупных наледей приурочено к зонам сейсмически активных разломов, отделяющих Алданский щит от Джугджуро-Становой области, а также к разломам, ограничивающим сводово-горстовые поднятия. Крупные наледи образуются на участках выклинивания водоносного горизонта верхнего протерозоя — нижнего кембрия, вмещающего потоки трещинно-карстовых вод. Наледи этого типа характерны для периферийных частей тектонических впадин в кристаллическом фундаменте, выполненных карбонатными отложениями.

Наледи, образующиеся за счет надмерзлотных вод сезонноталого слоя и грунтовых трещинных вод склоновых и водораздельных таликов, в естественных условиях распространены ограниченно. Площади их обычно не превышают 0,01 км², а мощность льда 1—1,5 м. Приурочены они к местам перегиба рельефа, границам мерзлых и талых пород на склонах, иногда образуют ледопады на скальных обрывах.

Наледи являются активным геологическим и рельефообразующим фактором. О масштабах действия наледей свидетельствуют значительные размеры наледных полян, достигающие в поперечнике 0,5—0,7 км. Оказывая влияние на состав и мощность аллювия, температурный режим пород, условия разгрузки подземных вод, устойчивость склонов, наледи воздействуют на весь комплекс гидрогеокриологических и инженерно-геокриологических условий речных долин. Этому способствует большая мобильность наледей — способность их смещаться вверх и вниз по долине.

Количественная оценка относительной наледности (отношение суммарной площади наледей к площади района их формирования) для Алдано-Тимптонского междуречья выполнена Н. И. Чижовой (рис. 114) и показывает соответствие отмеченным закономерностям формирования наледей подземных вод. Максимальные значения относительной наледности (от 0,8 до 2,79 %) характерны для районов сильно расчлененного рельефа с интенсивным проявлением новейших дифференцированных поднятий и разрывной тектоники, минимальные (от 0,02 до 0,03 %) — для монолитных слаборасчлененных блоков. Отмечается также закономерность в распределении наледей по высоте рельефа над уровнем моря (рис. 115).

Широко распространены наледи и в крайней западной части Алданского нагорья (Чаро-Токкинское междуречье). Здесь в бассейнах рек Ималык и Кебекте на площади 546 км² зафиксировано 13 крупных

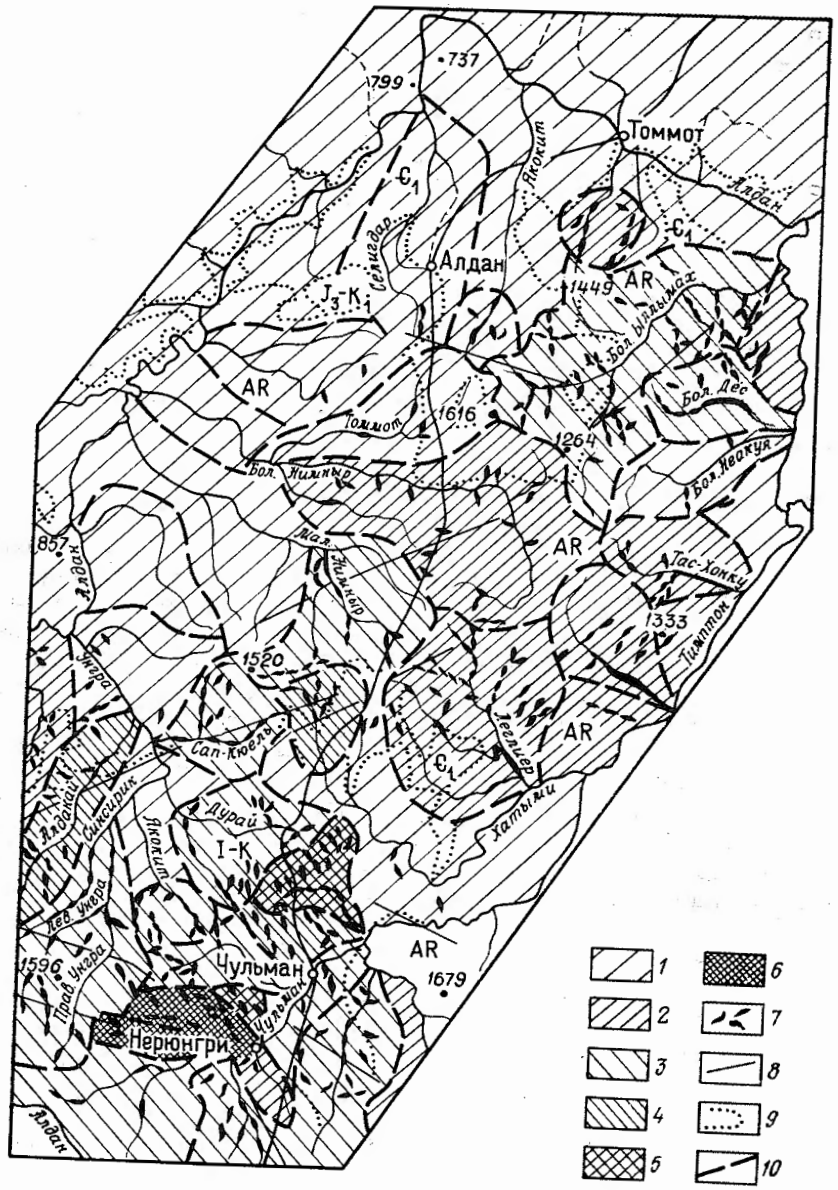


Рис. 114. Карта относительной наледности (в %) Алдано-Тимптонского междуречья. По Н. И. Чижовой:

1 — менее 0,1; *2* — 0,1—0,5; *3* — 0,5—1; *4* — 1—1,5; *5* — 1,5—2; *6* — более 2; *7* — наледи подземных вод; *8* — тектонические разломы; *9* — геологические границы; *10* — границы речных бассейнов

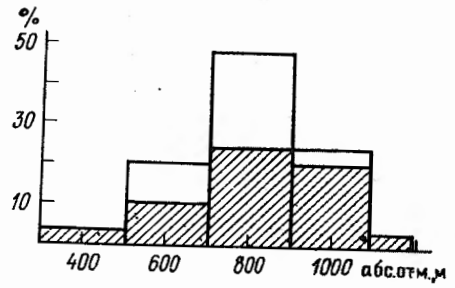


Рис. 115. Распределение наледей по высоте в пределах Алдано-Тимптонского междуречья (заштриховано в области распространения архейских пород)

наледей общей площадью более 8,2 км² [11]. Среди них Большая Кебектинская наледь площадью 4,3 км² и объемом 7,6 млн. м³ при максимальной мощности льда 5 м. Формирование крупных наледей Чаро-Токкинского района происходит за счет источников трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод. Эти же воды принимают участие в формировании многочисленных крупных наледей на восточной окраине региона (Аимо-Учурское плато). По А. И. Федорову [84], площади наиболее крупных наледей плато и склонов хребта Кет-Кап достигали 1—1,8 км², длина их составляла 5—1,1 км, объем 12 млн. м³, максимальная мощность льда 5—6 м. Крупные наледи формируются в горных системах Тимптоно-Учурского нагорья и в Тунгурчинской впадине.

ГЛАВА 18

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АНГАРО-ЛЕНСКОГО РЕГИОНА

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород

В орографическом отношении рассматриваемая территория находится в юго-восточной части Среднесибирского плоскогорья. Наиболее возвышенной его частью является Лено-Ангарское плато, преобладающие высоты которого составляют 800—1100 м, отметки дна речных долин — 300—400 м. От хребтов Прибайкалья Лено-Ангарское плато отделено Предбайкальской впадиной с грядовым рельефом. Гряды и разделяющие их понижения (Муринско-Хоготская, Шона-Киренгская, Улькан-ская и др.) вытянуты параллельно краю горной страны. Высота гряд изменяется от 500 до 1000—1200 м, а их превышения над днищами долин составляют 120—300 м.

На северо-западе Лено-Ангарское плато переходит в сравнительно низкую равнинную поверхность, на фоне которой четко выступают многочисленные одиночные массивы с абсолютными отметками до 800 м и более, сливающиеся иногда в непрерывные цепи кряжей и представляющие собой систему отпрепарированных трапповых массивов. Протяженность кряжей измеряется сотнями километров (например, Ангарский кряж, протягивающийся от г. Нижнеудинска до устья р. Большая Ерёма). Между кряжами простираются обширные равнины — сочетание невысоких междуречий, пологих склонов и широких заболоченных днищ речных долин (Бирюсинское плато, Канско-Рыбинская и Муринская равнины).

Между Лено-Ангарским плато, Ангарским кряжем и Восточным Саяном расположена Иркутско-Черемховская равнина — всхолмленная, густо изрезанная речной сетью поверхность с абсолютными отметками водоразделов 550—650 м, относительными превышениями над днищем долин 50—150 м. Речная сеть территории принадлежит бассейнам Ангары и Лены. В среднем на 1 км² площади приходится 0,4 км речной сети.

Климат. Для территории характерен резко континентальный климат с жарким коротким летом и продолжительной суровой зимой. Одним из основных факторов, непосредственно определяющим возможность формирования многолетнемерзлых пород, является количество поступающего на дневную поверхность солнечного тепла. Годовая суммарная радиация составляет 105—160 Вт/м², уменьшаясь с юга на север. На долю радиационного баланса приходится 35—60 Вт/м². Период с положительным радиационным балансом достигает 6—8 месяцев, а смена его знака происходит обычно в марте и в конце октября — начале ноября. Свойственный региону в зимнее время антициклональный режим климата приводит к сильному радиационному выхолаживанию приземного слоя воздуха и формированию четко выраженных инверсий температур воздуха с вертикальным градиентом 1—3 °С на 100 м подъема. За счет зимней инверсии температура воздуха в январе в речных доли-

Таблица 31

Основные метеорологические элементы на территории Ангаро-Ленского региона*

Метеостанции	Абсолютная высота, м	Средняя температура воздуха, °С			Осадки, мм/год	Максимальная среднедекадная высота снежного покрова, см	Число дней со снежным покровом
		январь	июль	за год			
Кежма	180	—26,9	18,4	—4,0	360	35	185
Богучаны	130	—24,3	19,0	—2,5	460	29	185
Невон	220	—25,6	17,6	—3,9	430	49	193
Червянка	220	—24,4	17,8	—3,0	380	31	181
Максимово	350	—26,4	17,0	—4,5	500	58	197
Кобляково	320	—26,0	17,1	—4,2	410	38	187
Шиткино	220	—21,5	18,7	—1,4	490	60	177
Тайшет	302	—19,8	18,3	—0,9	400	72	169
Братск (село)	330	—22,6	18,2	—2,2	410	32	176
Орлинга	340	—26,8	17,2	—4,2	450	46	188
Коченга	320	—25,6	17,0	—3,8	460	48	187
Казачинское	358	—26,4	17,3	—4,2	420	66	187
Нижнеудинск	412	—21,4	17,7	—1,5	372	36	161
Тангуй	390	—23,2	17,6	—2,6	460	28	177
Распутино	350	—25,7	16,9	—3,6	440	41	189
Жигалово	420	—28,5	17,3	—4,7	370	29	174
Усть-Уда	360	—26,9	17,6	—3,6	380	35	172
Тулун	520	—25,3	18,6	—2,8	440	38	172
Зима	458	—23,6	17,8	—2,2	355	70	161
Балаганск	377	—27,0	18,3	—3,2	325	39	163
Черемхово	548	—20,4	17,8	—1,0	346	40	159
Баяндай	761	—22,9	16,8	—2,7	324	33	168
Половина	542	—21,5	18,2	—1,2	371	49	159
Иркутск (обсерватория)	468	—20,9	17,6	—1,1	421	58	160

* По данным Справочника по климату СССР.

нах на 5—6 °С ниже, чем на склонах гор. В летнее время с ростом высоты происходит обычное понижение температуры воздуха. В целом для региона средние январские температуры воздуха варьируют от —20 до —29 °С, средние июльские — от 16 до 19 °С, а средние годовые — от —0,5 до —4,7 °С (табл. 31). Разница температур самого теплого и самого холодного месяцев составляет 35—40 °С, причем в долинах рек эти перепады температур гораздо больше, чем на возвышенностях.

Годовое количество атмосферных осадков на территории в среднем составляет 300—600 мм. Распределение осадков неравномерное как по площади, так и по сезонам года. В районах южной и средней тайги осадков выпадает 500—600 мм/год, в лесостепных — 300—400 мм/год. В теплое время года выпадает до 65—85 % годовой суммы осадков, причем максимум их приходится на июль — август.

Большую роль в формировании температурного режима горных пород играет снежный покров. На значительной части региона устойчивый снежный покров устанавливается во второй половине октября. В южной части региона снег сходит в конце апреля, на севере — в начале мая. Продолжительность сохранения снежного покрова варьирует от 160 до 200 дней, мощность его изменяется от 20 до 80 см. Наименьшая высота снежного покрова (20—30 см) отмечается в лесостепных районах Кудино-Ленского междуречья, на большей части региона высота его составляет 40—50 см. Максимальная мощность снега (60—80 см) наблюдается в таежных районах Лено-Ангарского плато. В течение холодного периода плотность снега возрастает от 0,1—0,15 осенью до 0,2—0,24 г/см³ к весне.

Растительность региона представлена в основном хвойными лесами. Наиболее развиты светлые сосново-лиственничные и сосновые леса с брусничником и лишайниками в бассейнах рек Киренга, Лена, Ангара. К востоку и северу они сменяются лиственничными лесами с примесью ели, кедра, сосны. В местах бывших гарей и вырубок распространены вторичные осиново-березовые леса. В межгорных впадинах, долинах водотоков широко распространены лишайниковые, зеленомошные и сфагновые ерники. Луга в пределах региона развиты мало и приурочены в основном к поймам крупных рек. В южной части региона вдоль рек Ангара, Иркут, Китой, Белая, Унга, Оса, Куда и других господствует лесостепная и степная растительность.

Почвенный покров отличается большим разнообразием. Широкое распространение имеют серые лесные, дерново-карбонатные, дерново-подзолистые почвы и черноземы.

Геологическое строение определяется положением региона в пределах южной части Сибирской платформы. На территории распространены осадочные, изверженные, вулканогенные породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя. По литолого-генетическим и фациальным признакам, близким инженерно-геологическим показателям, в регионе выделяются несколько геологических комплексов и формаций пород.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные комплексы отложений формировались от раннего плейстоцена до голоцена. Наиболее древние аллювиальные отложения встречаются на высоких террасах Ангары, Лены и их крупных притоков. Останцы древних террас сложены песчано-гравийно-галечниковым материалом русловой фации мощностью от 2—3 до 5—10 м, перекрытым обычно более молодыми образованиями мощностью 10—15 м. В отложениях средних и низких речных террас принимают участие русловые и пойменные фации. Мощность песчано-гравийно-галечниковых отложений составляет от 3—6 до 10—15 м. Мощность суглинков, супесей, илов пойменной фации достигает 3—5, а нередко и 10 м.

Озерно-аллювиальные отложения, выполняющие Предбайкальскую и Предсаянскую впадины, представлены переслаиванием глин, суглинков, песков и галечников, реже — глинисто-илистыми образованиями и торфом. Мощность отложений составляет 60—120 м.

Комплекс пород угленосно-терригенной, терригенной и эффузивно-терригенной формаций представлен песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями углей, глин, конгломератов, а также мергелями, туфами, туффитами, туфопесчаниками мезозоя и верхнего палеозоя. Мощность отложений изменяется от нескольких десятков до 1000 м и более. В районах развития этих пород элювиально-делювиальный чехол имеет наибольшую мощность (до 5—10 м) и представлен преимущественно супесчано-суглинистым материалом.

Комплекс пород терригенно-карбонатной, галогенно-сульфатно-карбонатной и карбонатно-терригенной формаций представлен известняками, доломитами, известковистыми песчаниками, глинистыми известняками нижнего палеозоя общей мощностью до 2000 м. Приповерхностная зона пород сильно закарстована. Элювиально-делювиальный чехол имеет небольшую мощность (1—3 м) и представлен в основном дресвяно-супесчаным и дресвяно-глинистым материалом.

Изверженные породы формации сибирских траппов триаса в виде пластовых интрузий и секущих тел представлены порфиритами, гранофирами, пегматитовыми диабазами. Элювиально-делювиальные образования, перекрывающие траппы, состоят из дресвяно-щебнистого материала с примесью глинистых фракций мощностью от 1—2 до 3—5 м.

Гидрогеологические условия территории определяются ее приуроченностью к Ангаро-Ленскому артезианскому бассейну с преобладанием порово-пластовых и пластово-карстовых скоплений подземных вод. Основными коллекторами подземных вод являются терригенно-карбонатные отложения кембрия, ордовика и юры, а также отложения кайнозоя. Водообильность пород изменчива. Водоносные комплексы и горизонты характеризуются довольно однообразным химическим составом вод— это преимущественно гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,5—0,6 г/л, реже сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией 1—2 г/л и более. Мощность пресных вод на большей части площади не превышает 300—350 м. Многолетнемерзлые породы на большей части бассейна развиты незначительно и поэтому существенного влияния на гидрогеологическую обстановку не оказывают. Почти повсеместно условия взаимосвязи между поверхностными и подземными водами усложняются в весенний период благодаря наличию медленно оттаивающего сезонно-мерзлого слоя.

Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур пород

Распространение многолетнемерзлых пород. Рассматриваемая территория входит в южную геокриологическую зону и характеризуется преимущественно островным распространением многолетнемерзлых пород [53]. В целом в регионе преобладают талые породы; мерзлые на большей части региона, особенно на юго-западе, занимают довольно ограниченные площади и относятся к долинному типу. Наиболее характерными орографическими элементами, которым почти повсеместно свойственны линзы и массивы мерзлых пород, являются пониженные элементы рельефа — заторфованные и заболоченные долины рек, днища глубоких затененных узких падей и логов, а также подножия залесенных и затененных склонов северных экспозиций.

Нарастание суровости мерзлотной обстановки (понижение среднегодовых температур, увеличение мощности и сплошности мерзлоты) происходит главным образом в направлении с юго-запада на северо-восток. Для равнинных западных районов, в пределах которых развиты слабые песчаные и аргиллитовые породы ордовика и силура, характерны широкие, хорошо инсолируемые речные долины с пологими склонами. Мерзлые породы, приуроченные к заболоченным и заторфованным участкам днищ долин и подножиям залесенных склонов северных экспозиций, занимают 5—10 % площади долин и склонов при мощности мерзлой толщи 5—10 м и температуре от 0 до —0,3 °С. Для возвышенных восточных районов (междуречье Илим — Лена), где горные породы представлены крепкими известняками и известковистыми песчаниками, характерны глубокие ящикообразные и ущелевидные долины с крутыми скальными обрывами, наиболее увлажненными в нижней части, на контакте с водоупорными аргиллитами. Многолетнемерзлые породы на этих участках развиты в днищах узких затененных долин и на северных склонах, покрытых тайгой с увлажненным моховым покровом. Они занимают до 20—25 % площади, имеют мощность 10—15 м, а на отдельных участках (долины рек Кута, Коршуниха) — до 20 м при температуре от —0,5 до —1 °С.

По направлению к северу и северо-востоку в соответствии с общим возрастанием суровости климата многолетнемерзлые породы появляются не только в долинах и у подножий склонов северной экспозиции, но и на плоских водораздельных пространствах. Здесь они занимают около 20—50 % территории, мощность их достигает 80—100 м и более.

Предложенная П. И. Луговым [54] вертикальная трехпоясная структура охлаждения земной коры для континентального типа теплообмена находит здесь четкое выражение. Нижний геокриологический пояс фиксируется практически на всей территории региона, а в относительно более приподнятых центральной, восточной и северо-восточной частях (Лено-Ангарское плато) прослеживаются средний (переходный) и местами верхний (выше 800 м) геокриологические пояса, соответствующие

на местности массивам темнохвойных пихтовых, елово-пихтовых и лиственничных лесов с моховым покровом и заболоченным участкам.

Изменение температуры горных пород имеет четко выраженную тенденцию к инверсии, которая усиливается с запада на восток, когда $t_{ср}$ понижаются в долинах от —0,1 °С на западе до —1,2 °С на востоке (при $t_{ср}$ 1,5—2 °С на склонах). В районах развития всех трех геокриологических поясов фиксируется постепенное понижение температуры горных пород выше отметок 600—800 м, т. е. выше среднего многолетнего потолка зимних инверсий температур воздуха, которые достигают на водораздельных пространствах —0,5, —0,8 °С. Соответственно происходит и изменение характера распространения многолетнемерзлых пород — от редкоостровного и островного в нижнем геокриологическом поясе, редкоостровного и редких перелетков и линз в среднем, а на водоразделах до редкоостровного и массивно-островного.

Влияние литологического состава и теплофизических свойств горных пород проявляется в том, что мерзлота на территории этого региона в основном связана с распространением глинистых разновидностей пород осадочных формаций. Контуры развития мерзлых толщ практически совпадают с границами упомянутых комплексов горных пород.

Формирование среднегодовых температур пород и их изменчивость по территории. Общий ход изменения температуры грунта на протяжении года до глубины примерно 2 м соответствует суточным колебаниям температуры воздуха, затухание которых в суглинках и супесях происходит на глубине 60—80 см. На оголенных от снега участках мощность этого слоя достигает 1 м, а в торфах составляет всего 0,1—0,2 м. В сезонномерзлом слое наибольшие амплитуды температуры наблюдаются на участках, сложенных песчаными и гравийными грунтами. Наибольшие значения температурных градиентов слоя сезонного промерзания отмечаются в июле — августе и январе — феврале, причем числовые значения их весьма близки между собой и составляют 15—18 °С на 1 м глубины. В сезонноталом слое градиенты температуры весной достигают 20—25 °С на 1 м и почти в 1,5 раза превышают температурные градиенты в сезонномерзлом слое. Летом господствует отрицательный градиент. Теплообмен в грунте совершается по типу инсоляции. Зимой в грунтах сезонномерзлого слоя наблюдается положительный температурный градиент. Теплообмен в грунте в это время происходит по типу излучения. В годовом цикле преобладает процесс излучения, так как верхние слои грунта оказываются теплее воздуха.

В районах Ангаро-Ленского региона с переходным типом сезонного промерзания и протаивания грунтов наблюдается безградиентный вид распределения среднегодовых температур в сезонномерзлом и сезонноталом слоях. Поэтому здесь теплообмен совершается по типу неустойчивого равновесия и при изменении условий теплообмена в системе грунт — воздух (понижение среднегодовых температур воздуха, удаление снега и т. д.) происходит резкая смена знака градиента температуры в верхних слоях грунта и, следовательно, формирование или деградация мерзлых толщ.

При рассмотрении условий пространственного распределения среднегодовой температуры грунтов на территории Ангаро-Ленского региона отмечается взаимосвязь последней с зональными изменениями климатических условий и локальными особенностями состава и свойств грунтов. На рассматриваемой территории среднегодовые температуры грунтов в подошве слоя сезонного промерзания с учетом влияния всех природных факторов изменяются от 0 до 5 °С (табл. 32). В соответствии с классификацией В. А. Кудрявцева, на территории региона выделяются 3 типа промерзания пород: переходный с $t_{ср}$ от 0 до 1 °С, полупереходный с $t_{ср}$ от 1 до 2 °С, два подтипа длительно-устойчивого типа с $t_{ср}$ от 2 до 3 °С и от 3 до 5 °С и 3 типа протаивания пород: переходный с $t_{ср}$ от 0 до —1 °С, полупереходный с $t_{ср}$ от —1 до —2 °С, длительно-устойчивый с $t_{ср}$ от —2 до —3 °С. Переходные и полупереходные типы

Таблица 32

Среднегодовая температура, глубина промерзания и естественная влажность грунтов сезонномерзлого слоя Ангаро-Ленского региона

Местоположение	Состав грунтов	Температура у подошвы сезонномерзлого слоя, °С	Естественная влажность (средняя по разрезу), %	Глубина сезонного промерзания, м
Водоразделы и склоны в районе Усть-Илимского водохранилища	Суглинки и супеси	1,6—2,5	15—25	2,0—2,6
Водоразделы и террасы в районе Усть-Илимского водохранилища	Супеси, пески	2,0—4,0	3—15	2,5—3,8
Долины рек в районе Усть-Илимского водохранилища	Лёссовидные суглинки	2,0—3,0	15—26	2,0—2,5
Распадки, северные склоны в районе Усть-Илимского водохранилища	Суглинки, супеси	0,2—1,3	20—35	0,9—1,5
Водораздельные склоны в районе с. Усть-Уда	Супеси	2,5—3,5	7—10	2,4—3,0
Водораздельные склоны в районе пос. Усть-Алтан и Оса	Суглинки, супеси	1,5—2,4	13—21	2,0—2,6
Водораздельные склоны у пос. Половина	Лёссовидные суглинки	2,0—2,9	13—22	1,6—2,5
Водораздельные склоны у с. Жердовики	Супеси, пески	2,9—3,2	10—15	2,5—2,8
Долина р. Орда	Супеси, суглинки со щебенкой	0,5	25—30	1,8—2,5
То же	Суглинки	2,0—2,4	13—15	2,0—2,8
Долина р. Баяндайка	Суглинки, глины	0,5—1,0	20—25	1,7—2,5
Долина р. Тутура у дер. Якимовка	Супеси и пески	2,0—2,5	5—12	2,5—3,0
Долина р. Лены у г. Усть-Кут	Суглинки	2,0—2,2	19—29	3,0—3,4
Водораздельные склоны в районе г. Иркутска и пос. Шелехово	Лёссовидные суглинки, супеси	2,5—3,5	12—21	1,7—2,5
Распадки, северные склоны на междуречье рек Иркут — Ангара	Суглинки, супеси	2,0—3,0	19—25	1,1—1,6
Долины рек Иркут и Ангара	Лёссовидные суглинки	2,5—3,5	17—26	1,3—2,5
То же	Супеси и пески	3,0—4,0	6—15	1,8—2,9

сезонного промерзания пород и такие же типы сезонного оттаивания характеризуются большой их изменчивостью во времени и частой сменой друг друга на площади и поэтому раздельно могут выделяться только при детальных исследованиях.

Годовые колебания температуры пород на большей части территории Ангаро-Ленского региона распространяются до глубины 16—20 м. Эта глубина зависит от условий теплообмена на поверхности, литологического состава и влажности (табл. 33).

В Ангаро-Ленском регионе заметно проявляется влияние экспозиции склонов на температуру горных пород, которое достигает 3,5—4 °С.

Таблица 33

Геокриологические характеристики многолетнемерзлых пород некоторых районов Ангаро-Ленского региона

Местоположение	Состав грунтов	Температура, °С	Мощность мерзлых пород, м	Глубина сезонного протаивания, м
Долина р. Тарея	Торф, суглинки, супеси	—0,2	5—7	2,5
Долина р. Вихорева	Торф, суглинки	—0,2	8—10	1,5—2,5
Водораздел рек Эдучанка—Кашима	Суглинки, песчаники юры	—0,2	16	2,5—3,0
Водораздельный склон у с. Шестаково	Суглинки со щебенкой на породах нижнего ордовика	—0,1	8—11	3,5
Водораздельный склон у г. Рудногорск	Суглинки на алевролитах и песчаниках ордовика	—0,1	18	3,0
Водораздельный склон у г. Усть-Кут	Суглинки со щебенкой на породах нижнего палеозоя	От —0,1 до —0,8	20—25	1,5—2,5
Днище распадка у г. Усть-Кут	То же	От —0,2 до —1,6	>20	1,0—2,0
Долина р. Таюра	Торф, суглинки	—1,9	~30	0,8—1,5
Долина р. Киренги у с. Казачинск	Суглинки, гравийно-галечные отложения	От —1,0 до —1,2	>35	1,0—1,5
Долина р. Анги у с. Анга	Суглинки, супеси	—0,6	30	2,5—3,0
Долина р. Лены у с. Бирюлька	Суглинки, песчано-галечные отложения	От —0,1 до —0,5	15—20	1,6—2,7
Долина р. Манзурка у с. Харбатово	То же	От —0,2 до —1,0	20—40	1,5—2,8
Долины рек Карлука, Кырма	Суглинки, глины, песчано-гравийные отложения	От —0,4 до —0,5	20—25	1,8—2,9
Днище распадка в долине р. Куленга	Торф, суглинки, алевролиты	—1,0	36	0,6
Приводораздельный склон в бассейне р. Куленга	Суглинки со щебенкой, алевролиты	—0,1	30	2,0
Водораздельный склон в бассейне р. Куленга	Суглинки, алевролиты	—0,3	22	1,2
Терраса р. Куленга	Суглинки, гравийно-галечные отложения, песчаники	—0,1	5,2	1,5
Долина р. Ходонец	Суглинки, пески	От —0,1 до —0,5	20—40	2,1—2,6
Долина р. Куда у с. Гахан	Суглинки, супеси	От —0,1 до —0,3	8—10	2,4—2,6
Долина р. Баяндайка	Суглинки, глины, супеси	От —0,5 до —1,0	40—60	2,0—2,5
Долина р. Мурин у с. Люра	То же	От —0,1 до —0,6	10—30	1,5—2,5

Таблица 34

Температура горных пород на Лено-Киренгском междуречье, °С
По данным В. И. Паньшина

Глубина измерения, м	Местоположение скважин и время измерения температур пород									
	Долина Лены у г. Усть-Кут, склон южной экспозиции	Долина Лены в 20 км от г. Усть-Кут, склон северной экспозиции			Днище лога Пальков в 20 км от г. Усть-Кут			Долина р. Таюра	Долина р. Киренга, высокая пойма	
	13.VII.69 г.	15.VIII.69 г.	26.IX.69 г.	15.II.70 г.	15.II.70 г.	12.IX.69 г.	15.II.70 г.	15.II.70 г.	20.X.69 г.	17.II.70 г.	17.II.70 г.
0,5	—	—	7,6	—	—4,7	—	—0,7	—4,9	—0,3	—8,0	—10,7
1	4,9	0,5	6,5	—4,9	—3,8	0,5	—4,5	—3,2	—0,6	—6,6	—9,4
2	0,8	0,0	0,6	0,0	—2,4	0,0	—3,2	—1,6	—1,3	—4,0	—6,5
3	0,1	—0,1	6,5	—0,8	—1,7	—0,4	—2,5	—1,1	—1,7	—2,3	—4,3
4	0,7	—0,1	4,8	—0,7	—1,2	—0,4	—2,1	—1,2	—2,0	—1,6	—2,9
5	0,5	—0,1	3,7	—0,7	—0,95	—0,4	—1,8	—1,4	—2,2	—1,2	—1,9
6	0,9	—0,1	3,1	—0,8	—0,9	—0,65	—1,6	—1,4	—2,3	—1,1	—1,2
7	1,2	—0,1	2,6	—0,9	—0,9	—0,65	—1,5	—1,4	—2,4	—1,2	—0,8
8	1,4	—0,1	2,2	—0,9	—0,9	—0,55	—1,4	—1,5	—2,4	—1,15	—0,8
9	1,5	—0,1	1,8	—1,0	—0,85	—0,4	—1,4	—1,5	—2,4	—1,0	—0,9
10	1,7	1,0	1,6	—1,0	—0,8	—0,35	—1,4	—1,5	—2,3	—	—1,1
11	2,0	—0,1	1,4	—0,9	—0,7	—0,3	—	—1,6	—2,2	—	—1,2
12	2,1	—0,1	1,35	—0,8	—0,5	—0,3	—	—1,6	—2,1	—	—1,2
13	2,3	—0,1	1,35	—0,8	—0,2	—0,25	—	—1,6	—2,0	—	—1,2
14	2,5	—0,1	1,35	—0,8	—	—0,25	—	—	—1,9	—	—1,2
15	2,6	—0,1	1,4	—	—	—0,2	—	—	—	—	—
16	2,8	—0,1	—	—	—	—0,2	—	—	—	—	—

Поэтому на склонах южной экспозиции формируются положительные температуры в породах различного литологического состава (табл. 34).

В бассейне Ангары $t_{ср}$ талых пород в подошве слоя годовых колебаний температур изменяется от 2,5 до 4 °С на участках песчано-галечных необводненных отложений, терригенных и карбонатных пород мезозоя и палеозоя. На участках распространения талых пород глинистого состава (суглинки значительной мощности, аргиллиты, мергели) температура составляет 1,5—2,5 °С. Максимальные значения $t_{ср}$ от 3 до 4 °С свойственны водораздельным участкам на трещиноватых алевролитах и доломитах с малой мощностью (до 3 м) рыхлых отложений и высокой пойме р. Осы, сложенной гравийно-галечными породами (районы сел Лузгино, Грязнушка, Бурятские Янгуты, Бадановская). В районе пос. Майск на высокой террасе р. Осы, сложенной с поверхности суглинками мощностью 10—15 м, $t_{ср}$ пород составляет 2,2—2,4 °С. Еще более низкие $t_{ср}$ (1,7—2,2 °С) наблюдаются в талых отложениях высоких террас р. Осы в районе пос. Усть-Алтан.

На Лено-Ангарском плато на участках без многолетней мерзлоты в породах глинистого состава (суглинки, глины, аргиллиты, алевролиты) температуры изменяются от 0,1 до 1,5 °С, а в карбонатных породах, песчаниках, гравийно-галечно-песчаных и щебнисто-глыбовых отложениях повышаются до 2,5—3 °С. На большей части территории Приангарья, характеризующейся наличием редких островов многолетней мерзлоты в долинах, температура мерзлых глинистых грунтов со слабыми фильтрационными свойствами близка к —0,1, —0,2 °С и не бывает ниже —0,5 °С.

В области редкоостровной мерзлоты на Лено-Ангарском плато наиболее низкие $t_{ср}$ (от —0,7 до —2 °С) развиты в пределах заболоченных днищ речных долин; в узких долинах отдельных логов, прорезающих склоны бортов речных долин северной экспозиции, температура пород

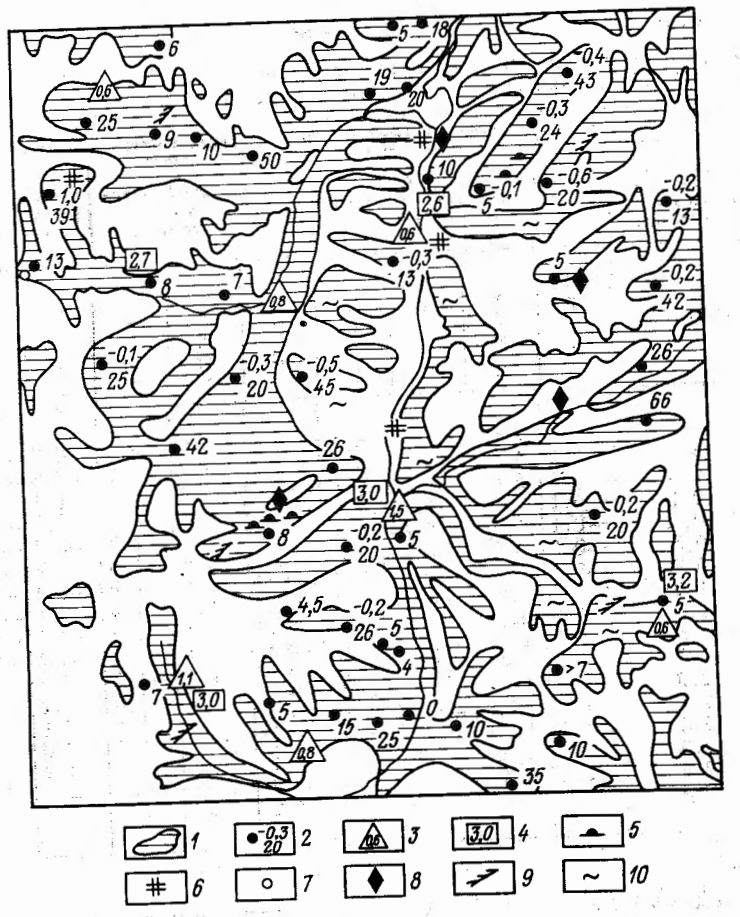


Рис. 116. Карта мерзлотных условий верховьев р. Куленга:
1 — участки с многолетнемерзлыми породами; *2* — скважины, вскрывшие многолетнемерзлые породы (верхняя цифра — температура пород, °С, нижняя — мощность мерзлых пород, м); *3* — глубина сезонного протаивания грунтов, м; *4* — глубина сезонного промерзания грунтов, м; *5* — бугры пучения; *6* — трещинно-полигональный микрорельеф; *7* — термокарст; *8* — наледи; *9* — солифлюкция; *10* — бугристо-западинный микрорельеф

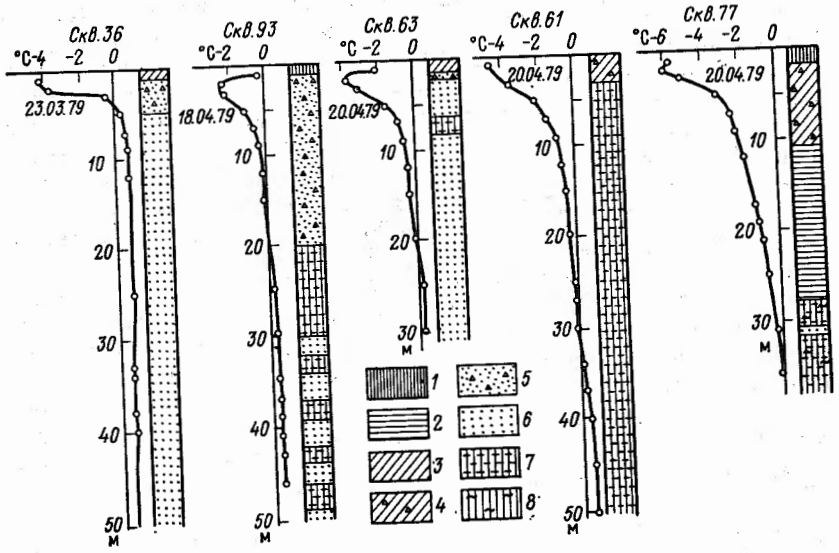


Рис. 117. Изменение температуры пород в скважинах бассейна р. Куленга:
1 — торф; *2* — глина; *3* — суглинок; *4* — щебнисто-суглинистые породы; *5* — щебнисто-песчаные породы; *6* — песчаники; *7* — алевролиты; *8* — аргиллиты

составляет —0,2, —0,5 °С, а на низких террасах речных долин повышается до нуля и —0,2 °С (рис. 116, см. табл. 34). Близкие к 0 °С среднегодовые температуры пород в слое годовых колебаний изменяются по глубине незначительно и практически равны среднегодовой температуре пород в подошве сезонномерзлого или сезоннталого слоев. Особенности изменения температуры горных пород с глубиной в зависимости от литологии в районе бассейна р. Куленга показаны на рис. 117.

Для большей части территории, где температура мерзлых пород составляет —0,5 °С, характерно безградиентное ее распределение в мерзлой толще. Глубже слоя годовых колебаний температуры значения градиентов весьма разнообразны. Максимальные их значения от 3 до 6 °С на 100 м в интервале глубин от 15—20 до 30—40 м характерны для подножий водораздельных склонов, средних и высоких террас, т. е. участков, где с поверхности залегает толща рыхлых отложений, а ниже слоя годовых колебаний температуры — полускальные необводненные горные породы. На участках с однородным составом пород значения геотермического градиента в интервале глубин 15—30 м изменяются от 1 до 2,5 °С на 100 м. В районах, где уровень подземных вод находится непосредственно под подошвой слоя годовых колебаний температуры, в интервале глубин 20—40 м температуры имеют безградиентный вид либо очень малый геотермический градиент.

Наибольший по глубине градиент температуры горных пород наблюдается в зоне аэрации, а в зоне водонасыщения он минимальный за счет преобладания конвективной составляющей теплообмена. Изменения температурного режима пород накладывают отпечаток не только на условия образования или деградации мерзлых пород, но и на особенности развития мерзлотных процессов и явлений.

Мощность и строение мерзлых толщ

Многолетнее промерзание пород в Ангаро-Ленском регионе происходило на протяжении всего позднего голоцена, когда климатические условия после климатического оптимума стали для этого благоприятными. При современных климатических условиях наблюдается повсеместное глубокое сезонное промерзание грунтов и локально — формирование и сохранение островов и массивов мерзлых пород. Анализ природных условий региона показывает, что в северной его части при современном климате отмечается полное соответствие параметров мерзлых толщ условиям тепло- и влагообмена. Поэтому мерзлые породы существуют здесь только в благоприятных для этого ландшафтных геологических и гидрологических условиях.

Диапазон изменения мощности мерзлых толщ в пределах региона не превышает первой сотни метров при возрастании от нескольких метров до 15—25 м в долинах Приангарского плато, заболоченных низинах Иркутско-Черемховской равнины и долинах западной части Лено-Ангарского плато; от 25 до 50 м, реже 100 м в долинах и на водоразделах Лено-Ангарского плато и Предбайкальской равнины и более 100 м на высоких (выше 1100 м) водоразделах Орлингского плато и в пределах заболоченной и заторфованной Хандинской равнины.

В Приангарье и особенно в его южных районах, а также на значительной части Лено-Ангарского плато мерзлые породы находятся в основном в неустойчивом термодинамическом равновесии со всем комплексом природных условий и поэтому обладают высокой чувствительностью к нарушению компонентов природной среды в процессе ее развития или техногенных воздействий. В естественных условиях развитие мерзлых пород на территории приурочено в основном к отрицательным формам рельефа и к глинистым разновидностям пород осадочного комплекса. Разрозненные острова мерзлых пород мощностью до 8—10 м имеют одноярусное строение.

В долинах небольших рек, распадках, падях и на северных склонах благодаря затененности поверхности растительным покровом, заторфованности грунтов и увеличению их увлажнения и дисперсности суровость мерзлотных условий возрастает. Медленное оттаивание промерзших зимой грунтов на участках с затрудненным стоком талых вод ведет к переувлажнению этого слоя, образованию на поверхности заболоченности и развитию торфов. В свою очередь эти факторы сами начинают действовать так, что ведут к образованию сначала перелетков, а затем островов мерзлых пород. Поэтому в Ангаро-Ленском регионе заболоченность и наличие торфяников являются индикационными признаками распространения многолетнемерзлых пород.

Неблагоприятными факторами формирования мерзлых толщ в регионе являются высокие значения теплопроводности в талом и мерзлом состоянии, характерные для диабазов, туфов, известняков, известковистых и кварцевых песчаников палеозоя и мезозоя, песков и песчано-гравийно-галечных отложений четвертичного возраста, хорошие фильтрационные свойства их в условиях активного водообмена поверхностных и подземных вод и др. В то же время аргиллиты, алевролиты, глинистые песчаники палеозоя и мезозоя, рыхлые глинистые отложения неогена и четвертичного возраста, обладающие значительной влагоемкостью и слабыми фильтрационными свойствами, характеризуются относительно малой величиной теплопроводности в талом состоянии и большей — в мерзлом. Поэтому к участкам их распространения и приурочены мерзлые породы. Например, в Кудино-Ленском междуречье мерзлые породы широко распространены по днищам и бортам линейно-вытянутых кайнозойских депрессий и представляют собой резко выраженное азональное явление. Мощность пластичномерзлых сильно влажных глинистых пород достигает 40—60 м, а температура — от —0,2 до —0,8 °С.

Характерно, что на участках, где рыхлые глинистые отложения подстилаются палеозойскими и мезозойскими алевролитами и аргиллитами, наблюдаются более суровые мерзлотные условия, чем на участках, где рыхлая глинистая толща подстилается песчаниками, туфами, доломитами и известняками. В первом случае, как правило, промерожены и коренные глинистые породы, в трещинах которых отмечаются включения льда.

Состав и свойства пород. В долинах рек Ангары, верховьев Лены и их притоков преобладают перигляциально-пойменные или озерно-болотные фации плейстоценового возраста: представленные песчано-глинистыми отложениями с содержанием до 70—80 % глинистых и пылеватых фракций. Перигляциальный грунтовый комплекс междуречий и склонов представлен элювиальными, делювиальными и делювиально-солифлюкционными образованиями — суглинками и супесями с включением щебня. В долинах крупных рек и в междуречьях прогибов (Приангарье, Предсаянье, Предбайкалье) плейстоценовые отложения перекрываются покровными суглинками и супесями голоцена. На большей части региона поверхностные отложения осложнены криогенными нарушениями, в лесостепных районах облёссованы.

В Ангаро-Ленском регионе доминируют сезонномерзлые породы, криогенные свойства которых до глубины 2—3 м определяются темпами и глубиной промерзания, их температурным и влажностным режимом. Иловатые супеси, суглинки, илы, торфяники с влажностью до 30—70 % слагают заболоченные поймы, старицы, болотные массивы в долинах небольших рек. При промерзании в таких грунтах формируется линзовидная и слоистая криогенная текстура с линзочками и прослойками льда до 3—5 см толщины. Супеси и суглинки с влажностью от 25 до 35 % располагаются в распадках, днищах падей, конусах выноса, на высоких поймах и первой надпойменной террасе рек. В слое промерзания они имеют массивную, а иногда тонкослоистую текстуру с прослойками льда толщиной до 2 см. Пылеватые суглинки и супеси с

влажностью от 15 до 25 % встречаются на большей части территории. Они развиты на средних и высоких террасах рек, водоразделах и склонах. При промерзании они имеют массивную криогенную текстуру, изредка встречаются прожилки льда толщиной 1—2 мм. Пески, супеси и песчано-галечные отложения долин рек обладают влажностью от 3 до 10—15 %. В таких грунтах лед в виде кристаллов заполняет поровое пространство и цементирует породу. Грунты, как правило, характеризуются морозной или массивной криогенной текстурой.

На рассматриваемой территории многолетнемерзлые глинистые и иловатые грунты по типу промерзания относятся к эпигенетическим. В мерзлом состоянии грунты пронизаны прожилками и линзочками сегрегационного льда толщиной до 5—10 мм. Мерзлый торф в отдельных местах имеет льдонасыщенность до 1200 %. Тонколинзовидная, слоистая и сетчатая криогенные текстуры являются основными для отложений глинистого состава, слагающих днища падей, логов, долин рек. В долинах рек Киренга, Ния, Берея, Таюра и других распространены инъекционные льды мощностью 0,25—1 м, которые формируют ядра сезонных и многолетних бугров пучения. При оттаивании грунты переходят в пластичное и текуче-пластичное состояние и сопровождаются просадками. На глубинах около 4—6 м близко к подошве мерзлых пород отмечается уменьшение льдистости и смена шлировых текстур массивными.

В Ангаро-Ленском регионе мерзлыми являются только верхние выветрелые горизонты пород терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатно-доломитовой формаций и траппов. Между глыбами коренных пород и в мелкообломочном материале отмечается лед, образующий корковые текстуры.

Наиболее устойчивы к температурному и морозному выветриванию траппы, доломиты. Они при многократном промерзании незначительно изменяют свою прочность, при оттаивании обычно не меняют своих свойств. Менее устойчивы к выветриванию различные песчаники, которые теряют прочность при промораживании и резких температурных колебаниях на 15—35 %. Крайне нестойки к выветриванию алевролиты и аргиллиты, а также крупнозернистые песчаники с глинистым цементом. При промораживании и резких температурных колебаниях прочность их падает на 70 % либо они разрушаются. Сильно выветрелые разновидности алевролитов и аргиллитов иногда содержат прослойки льда мощностью до 2—5 см и при оттаивании могут давать значительные и неравномерные осадки.

Сезонное промерзание и оттаивание пород

Территория Ангаро-Ленского региона характеризуется глубоким сезонным промерзанием грунтов, которому в основном подвержены только рыхлые отложения. В некоторых местах Лено-Ангарского плато, где мощность рыхлых отложений не превышает 1,5—3 м, имеет место промерзание выветрелой зоны скальных и полускальных пород. В связи с динамикой ландшафтно-климатических условий процесс промерзания грунтов характеризуется ритмичностью проявления как во времени, так и в пространстве, подчиняется закону широтной зональности в равнинных районах и высотной поясности в горных.

Промерзание грунтов начинается в конце октября — начале ноября, а в северных районах региона даже в начале октября, с момента устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С. Наибольшей величины промерзание достигает в конце марта — начале апреля. Весь процесс продолжается около 7 месяцев. Интенсивность промерзания грунтов в течение зимнего периода неодинакова и в значительной степени зависит от режима накопления и высоты снега. В лесостепных районах Приангарья наиболее быстро грунты промерзают в ноябре — декабре, когда скорость этого процесса на некоторых участках дости-

Таблица 35

Средняя скорость промерзания и оттаивания грунтов по многолетним наблюдениям

Местоположение	Средняя многолетняя глубина промерзания, м	Скорость, см/сут		Период наблюдения, годы
		промерзания	оттаивания	
г. Иркутск (участок с естественными условиями)	1,50	0,95—1,01	2,10	10
г. Иркутск (участок, оголенный от снега)	2,60	1,88—2,35	1,71—2,10	10
г. Шелехов (участок с естественными условиями)	1,90	1,00—1,60	1,70—2,00	5
г. Шелехов (участок, оголенный от снега)	2,65	2,00—2,30	2,00—2,20	5
дер. Бадай, долина р. Белая (участок с естественными условиями)	2,00	1,30—2,00	1,30	3
дер. Бадай, долина р. Белая (участок, оголенный от снега)	2,70	2,00—2,60	2,00—2,90	3
г. Братск (участок с естественными условиями)	2,50	1,10—1,80	—	5
г. Братск (участок, оголенный от снега)	2,90	1,70—3,30	2,70—3,30	5
г. Ангарск (участок с естественными условиями)	2,20	1,10—1,30	—	3

гает 0,8—1 м в месяц. В таежных районах территории промерзание грунтов в течение зимы протекает сравнительно равномерно благодаря раннему выпадению снега. Скорость промерзания грунтов на участках без снега в 1,5—2 раза больше (табл. 35). В Ангаро-Ленском регионе снежные зимы обычно относительно теплые, а малоснежные — суровые. Соответственно изменению климатических факторов меняется и глубина промерзания грунтов. В более суровые зимы она увеличивается на 30—60 см (15—30 %) по сравнению со средним значением. Разница глубин промерзания в относительно теплые и холодные зимы достигает 50—90 см (30—60 %). Глубина промерзания грунтов на участках без снега в 1,5 раза больше, чем на заснеженных площадках.

Разница между глубиной промерзания на склонах южной и северной экспозиций при прочих равных условиях может составить 0,6—0,8 м, а иногда и больше. Имеющиеся материалы позволили вывести зависимость глубины промерзания грунтов на склонах разной экспозиции по отношению к участкам с горизонтальной поверхностью. Глубина промерзания грунтов на северных склонах крутизной 15—25° имеет коэффициент 1,1—1,2; на восточных 1—1,1; на южных и западных 0,8—0,9. Более крутые склоны имеют еще большие различия в глубинах промерзания. На более пологих склонах (до 15°), которые широко распространены на рассматриваемой территории, различия в глубинах промерзания сглаживаются, а их значения приближаются к таковым на горизонтальных участках.

В пониженных участках местности (западины, распадки, небольшие долины) глубина промерзания грунтов намного меньше, чем на открытых ровных участках (коэффициент 0,6—0,8). Это обусловлено главным образом большей высотой снега и значительным увлажнением грунта, чем на открытых ровных участках. К тому же близкое залегание грунтовых вод (до 2—3 м от поверхности) в пониженных участках рельефа и в заболоченных долинах еще больше уменьшает глубину промерзания грунтов (в 2—2,5 раза) по сравнению с участками, где грунтовые воды залегают глубоко.

Таблица 36

Промерзание и оттаивание грунтов различного литологического состава и увлажнения

Местоположение	Грунты	Естественная влажность, %	Глубина, м		Дата измерения
			промерзания	оттаивания	
Долина р. Сета	Мох и супесь	21,8	0,65	0,35	19.VI
То же	Супесь	13,6	1,60	1,20	19.VI
„	Супесь и легкий суглинок	10,3	1,85	1,35	19.VI
Долина р. Зяба	Песок мелкозернистый	6,4	2,3	2,05	20.VI
Долина р. Уда	Суглинок иловатый	33,3	1,55	1,05	4.VI
То же	Легкий суглинок	11,1	1,99	1,25	4.VI
„	Легкая супесь и песок	6,6	2,5	1,60	4.VI
Долина р. Ангары у с. Балаганск	Легкий суглинок	23,5	1,9	1,1	1.VI
То же	Супесь	10,5	2,45	1,18	1.VI
„	Песок мелкозернистый	6,4	2,68	1,22	1.VI
Водораздельный склон у ст. Половина	Легкий суглинок	22,6	1,70	0,8	22.V
То же	Суглинок лёссовидный	20,4	2,20	0,9	22.V
Долина р. Ангары у г. Ангарска	Торф	36,0	0,94	—	30.IV
То же	Суглинок	20,3	1,62	—	30.IV
„	Супесь	12,5	2,10	—	30.IV
„	Песок среднезернистый	5,3	2,56	—	30.IV
Низкая терраса р. Иркут у г. Шелехов	Торф и супесь	38,0	0,80	0,20	4.V
Средняя терраса р. Иркут у г. Шелехов	Легкий суглинок	23,8	1,40	0,45	4.V
То же	То же	20,4	1,60	0,55	4.V
„	„	16,7	1,80	0,65	4.V
„	Песок мелкозернистый	5,5	2,45	0,90	4.V
Долина р. Унга	Суглинок пылеватый	15,5	2,48	0,65	1.VI
То же	То же	38,8	2,20	0,40	28.V
„	Суглинок тяжелый	43,1	1,48	0,70	5.VI
Долина р. Нукута	Суглинок пылеватый	19,3	2,48	0,65	28.V
То же	То же	43,8	1,80	0,60	27.V
„	„	55,0	1,20	0,50	27.V
Долина р. Каха	„	64,5	0,55	0,25	17.V
Долина р. Тараса	„	58,4	0,90	0,22	19.V
					17.V
Долина р. Осы	„	30,2	1,10	0,45	
Долина речки у с. Александровск	Легкая супесь	14,7	1,25	0,90	20.V
Долина р. Белой	Песок мелкозернистый	10,6	2,65	1,05	21.V
Водораздел у с. Александровск	Супесь	13,8	2,40	1,15	20.V
Водораздел у с. Урика	Суглинок легкий	16,7	2,25	1,10	21.V

Продолжение табл. 36

Местоположение	Грунты	Естественная влажность, %	Глубина, м		Дата измерения
			промерзания	оттаивания	
Водораздел у с. Тарас	То же	19,5	2,10	0,65	20.V
Водораздельный склон у с. Олонка	Суглинок тяжелый	24,2	1,75	1,15	20.V
Водораздельный склон у с. Усть-Уда	Супесь	7,7	2,4	1,5	4.VI

Помимо климатических и физико-географических факторов на скорость и глубину промерзания грунтов существенно влияют литологический состав грунта и степень его увлажнения. Под влиянием только двух этих факторов разница в глубинах промерзания на участках с одинаковыми климатическими и другими условиями достигает 1—2 м (табл. 36). Так, в районе г. Шелехов наименьшая глубина промерзания равна 0,8 м, а наибольшая достигает 2,8—3 м. Наиболее глубокое промерзание грунтов отмечается на участках маловлажных песков и песчано-гравийных отложений, где глубина сезонного промерзания достигает 4—4,5 м. В сухих щебнистых делювиальных грунтах глубина сезонного промерзания 3,8 м, в супесях и суглинках 3,2—3,6 м, во влажных — 2—2,6 м. Например, средняя глубина промерзания суглинистых грунтов в районе Иркутска равна 1,5—1,8 м, а в песчано-гравийных отложениях — 2,5—2,9 м. В долине р. Белой лёссовидные суглинки промерзают до 2,6 м, а песчано-гравийные грунты — до 3,2 м. В районе г. Усть-Илима маловлажные пески промерзают до 2,5 м, а суглинки — до 1,8 м.

Для лесостепных районов Приангарья установлено, что в глинистых грунтах с увеличением влажности на 5 % глубина промерзания уменьшается в среднем на 0,2 м, а в песчаных грунтах при увеличении влажности на 5 % глубина промерзания уменьшается на 0,5 м. В таежных районах Приангарья понижение влажности суглинистых грунтов на 10—15 % вызывает увеличение глубины сезонного промерзания на 0,5—0,6 м.

Оттаивание грунтов обычно начинается в первой половине апреля, а иногда, особенно в лесостепных районах, даже во второй половине марта, вслед за сходом снежного покрова и установлением в дневное время положительных температур воздуха и продолжается в течение 2—4 месяцев. В отдельные годы уже в начале апреля грунт оттаивает на глубину 20—40 см. Максимальная скорость оттаивания отмечается в мае — июне, когда грунт достаточно хорошо прогревается, а средние суточные температуры воздуха достигают 5—10 °С.

На большей части территории Ангаро-Ленского региона грунты полностью оттаивают в конце июня — начале июля (рис. 118). Это, как правило, незалесенные водоразделы, широкие долины и южные склоны, сложенные маловлажными грубодисперсными отложениями. В западных районах территории (в бассейне рек Бирюса и Чуна) грунты полностью оттаивают к концу июня, а иногда даже в начале этого месяца. Увлажненные грунты на залесенных участках Приангарья, на северных пологих склонах, в долинах небольших рек оттаивают полностью в конце июля — начале августа. Полное оттаивание сезонномерзлого слоя на заболоченных участках, падях и распадках таежной зоны происходит с августа до конца октября, когда начинают вновь промерзать поверхностные слои грунта (табл. 37). Иногда сезонномерзлый слой за лето не успевает полностью оттаять и поэтому на глубинах 2—5 м образуются перелетки. На участках развития многолетнемерзлых пород максимальная мощность сезонно-талого слоя наблюдается в ноябре—декабре, когда сверху начинается его промерзание.

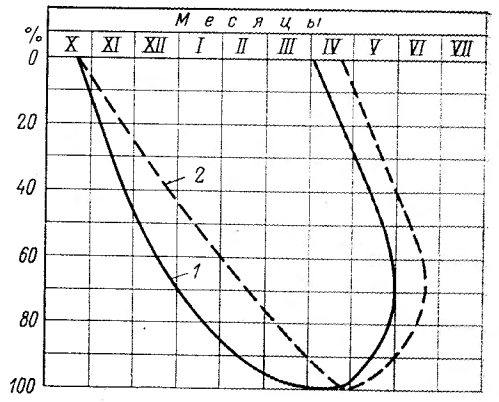


Рис. 118. Темпы промерзания — оттаивания грунтов в лесостепных (*1*) и таежных (*2*) районах Ангаро-Ленского региона

На территории Ангаро-Ленского региона глубина сезонного промерзания глинистых и песчаных грунтов изменяется от 0,5—0,8 до 3—4 м, а в песчано-гравийных отложениях и в выветрелой зоне скальных и полускальных пород — до 5 м. Наименьшие глубины промерзания от 0,5 до 1 м отмечаются на заболоченных пойменных участках, старицах, болотных массивах, в долинах небольших рек лесостепных районов Приангарья (долины рек Иркут, Китой, Белая, Олха, Ушаковка, Куда и др.). В таежных районах Приангарья на подобных участках, как правило, встречаются острова и линзы многолетнемерзлых пород, среднегодовая температура которых изменяется от —0,5 до —1,5 °С. Таков же диапазон и положительных температур пород (0,5—1,5 °С) на талых участках. Подобные условия промерзания, в соответствии с классификацией В. А. Кудрявцева, относятся к переходному типу сезонного промерзания и протаивания грунтов.

Глубины промерзания грунтов от 1 до 1,5 м формируются в распадках, днищах падей, конусах выноса, в останцах балочных террас, высоких поймах и первых надпойменных террасах рек. В междуречье р. Бирюса и Чуна такие глубины характерны не только для долин рек, но и для водоразделов и склонов. Среднегодовая температура грунтов сезонномерзлого слоя изменяется от 1 до 2,5 °С, что соответствует полупереходному типу сезонного промерзания пород.

Более глубокое промерзание грунтов (1,5—2,5 м) формируется на высоких и средних террасах рек, водоразделах и склонах. Эти районы занимают основную часть территории и сложены суглинками, часто пылеватыми, с прослоями супесей. Среднегодовая температура грунтов в

Таблица 37

Глубина оттаивания торфяных и глинистых отложений на заболоченных массивах

Местоположение	Грунт	Мощность торфа, см	Глубина оттаивания к концу месяца, см						X
			IV	V	VI	VII	VIII	IX	
Долина р. Мурин у с. Тугутуй	Торф среднеразложившийся на супесях	60	—	—	31	60	135	145	Протаял
Высокая пойма р. Куды у д. Турская	Торф сильноразложившийся на супесях и суглинках	55	5	15	30	50	80	95	Протаял
I надпойменная терраса р. Куды у д. Турская	Суглинки, подстилаются супесями	—	20	70	Более 100	Протаял			
Долина р. Баяндайки у с. Баяндай	Суглинки	—	15	50	80	—	—	200	Многолетняя мерзлота

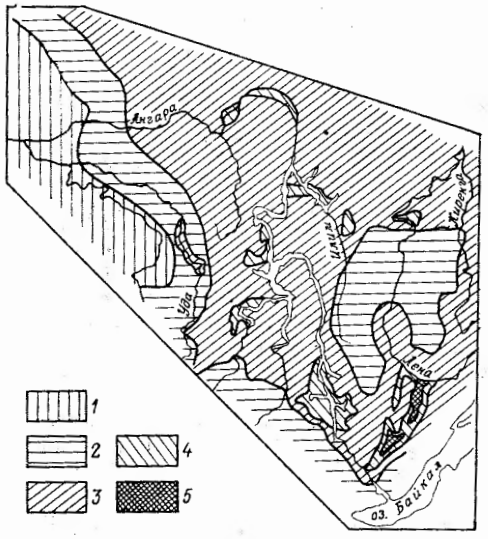


Рис. 119. Карта глубин сезонного промерзания грунтов (в м) Ангаро-Ленского региона:
1 — от 1 до 1,5; *2* — от 1,5 до 2; *3* — от 2 до 2,5; *4* — от 2,5 до 3; *5* — от 3 до 3,5

этих условиях колеблется от 2 до 3 °С и соответствует длительно-устойчивому типу сезонного промерзания пород. Максимальные глубины промерзания (2,5—3,5 м) отмечаются на высоких и средних террасах рек, террасированных склонах, в конусах выносов, водораздельных равнинах, сложенных песками и супесями, песчано-щебнистыми и песчано-галечными отложениями. Среднегодовая температура грунтов сезонно-мерзлого слоя изменяется от 3 до 5 °С. Эти участки характеризуются длительно-устойчивым типом сезонного промерзания пород.

В результате обзора фактических данных выявлено, что наибольшие глубины сезонного промерзания грунтов наблюдаются в центральных и восточных районах лесостепной зоны со слабовлажными грунтами, а наименьшие — в западных таежных районах с увлажненными грунтами (рис. 119). Проявление этой закономерности усиливается с возрастанием суровости климата с запада и юго-запада на восток и северо-восток.

Таким образом, установленные особенности формирования, развития и динамики сезонномерзлых грунтов и общие закономерности их распространения позволяют прогнозировать ожидаемые глубины сезонного промерзания при инженерно-геологических изысканиях, намечать оптимальные сроки проведения земляных работ в зимнее время, определять мероприятия по предохранению грунта от промерзания и т. д.

Криогенные процессы и образования

Глубокое сезонное промерзание грунтов и многолетнемерзлые породы обусловливают широкое распространение на территории Ангаро-Ленского региона многих криогенных процессов и явлений, что хорошо видно на примере Ангаро-Илимского междуречья (рис. 120). В последние годы возросла роль техногенного фактора в развитии процессов.

Криогенные процессы по времени образования подразделяются на современные (пучение грунта, термокарст, трещинообразование в грунтах, солифлюкция и наледи) и реликтовые, следы которых четко выражаются либо в рельефе (бугристо-западинный и трещинно-полигональный рельеф, солифлюкционные террасы), либо в разрезе грунтов (грунтовые жилы, криотурбации, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам).

Пучение грунтов проявляется только на участках распространения глинистых отложений. Величина пучения при прочих равных условиях возрастает с увеличением влажности грунта. Начало пучения приходится на середину — конец ноября и продолжается в течение всей зимы с максимальной интенсивностью с января по март.

Наибольшее пучение наблюдается в долинах рек, падях, распадках. Здесь существуют оптимальные условия для его развития, так как грунтовые воды залегают на глубине до 2—4 м и глинистые грунты значительно увлажнены (40—50 %). Так, в таежных районах бассейнов рек Ангары, Лены и их притоков пучение грунтов достигает 50 см.

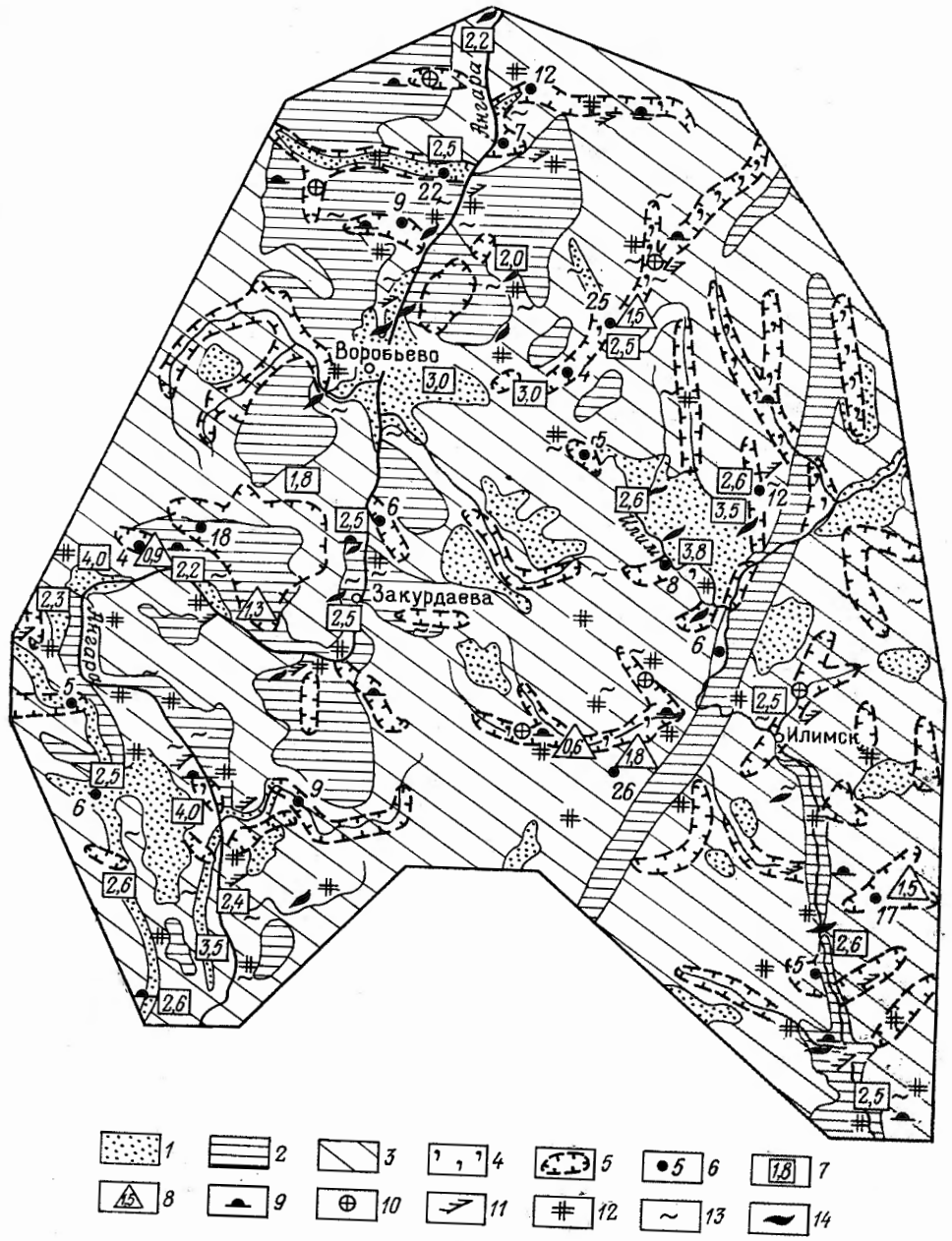


Рис. 120. Геокриологическая карта Ангаро-Илимского междуречья:
1 — пески элювиально-делювиальные на песчаниках ордовика, аллювиальные — на высоких и средних террасах; *2* — суглинки и супеси щебнистые на траппах, песчаниках, известняках; *3* — суглинки и супеси пылеватые элювиально-делювиальные и делювиальные на водоразделах, склонах и террасах; *4* — иловатые грунты и торфяники; *5* — участки с многолетнемерзлыми породами; *6* — установленная мощность многолетнемерзлых пород, м; *7* — глубина сезонного промерзания грунтов, м; *8* — глубина сезонного протаивания грунтов, м; *9* — бугры пучения; *10* — термокарстовые воронки и озера; *11* — солифлюкционные формы; *12* — трещинно-полигональный микрорельеф; *13* — бугристо-западинный микрорельеф; *14* — наледи

Среднепучинистыми можно считать лёссовидные суглинки при влажности больше предела раскатывания (более 20—25 %), величина пучения их может достигать 10—20 см. К участкам с минимальной величиной пучения (до 1—2 см) относятся высокие террасы рек Ангары, Лены и их притоков, водоразделы и склоны, сложенные пылеватыми грунтами с влажностью 15—25 % и глубоким залеганием грунтовых вод. На большей части лесостепной зоны Приангарья и по долине Лены глинистые

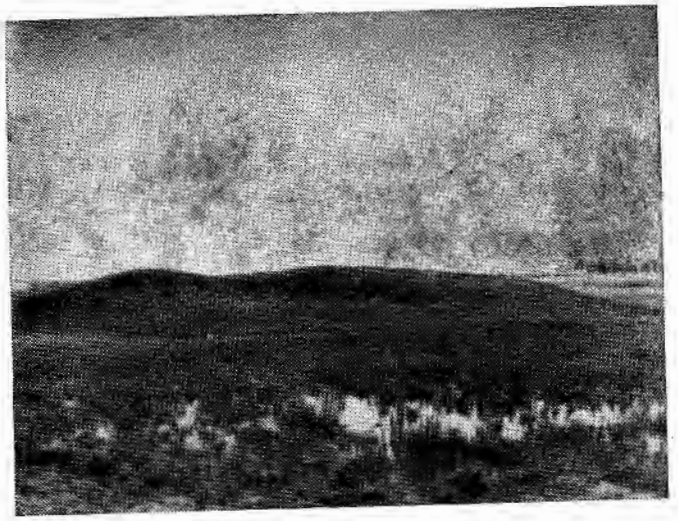


Рис. 121. Многолетний бугор пучения с протаявшим ядром в районе с. Шаманки Кудино-Манзурского междуречья (на переднем плане термокарстовое понижение в начальной стадии развития). Фото Ф. Н. Лещикова

грунты с влажностью, равной или меньшей границы раскатывания (т. е. при твердой консистенции), практически не пучинистые. Отсутствует пучение и в элювиальных песках на водоразделах и склонах, а также на террасах в аллювиальных песках. Локальное пучение грунтов широко распространено в виде сезонных и многолетних бугров пучения (рис. 121). Первые развиваются в долинах небольших рек, у подножий склонов, на заболоченных участках, в обсыхающих озерных котловинах с неглубоким залеганием грунтовых вод. Встречаются как одиночные формы, так и группы бугров. На болотах сезонные бугры пучения высотой 30—40 см и диаметром 1—4 м образуют иногда своеобразный бугристо-западинный микрорельеф. На других участках форма бугров пучения в плане овальная, размеры их не более 4—5 м при высоте от 0,7 до 2,5 м.

Бугры пучения сложены преимущественно торфом, реже супесями или суглинками с многочисленными ледяными прослойками и линзами в их ядре. Мощность последнего достигает 0,5—1 м. Рост однолетних бугров пучения обычно сопровождается образованием трещин, разрывов и даже взрывами всего тела бугра. Наиболее интенсивно бугры растут в феврале — марте. Разрушение их начинается в мае и заканчивается в июле. Многолетние бугры пучения встречаются только в местах развития многолетнемерзлых пород. Они широко распространены в долинах мелких рек и на плоских заболоченных водораздельных пространствах в таежном Приангарье, в бассейне рек Лены, Киренги, а также по днищам широких погребенных долин Лено-Манзурского, Кудино-Манзурского междуречий, сложенных породами глинистого состава. Многолетние бугры пучения отмечаются как в минеральных, так и в органогенных отложениях. По строению они разделяются на два вида — бугры с ледяным ядром и бугры, сложенные сильно льдонасыщенным грунтом. Форма их чаще всего округлая или овальная, высота составляет 2—3, реже 5—6 м, ширина в основании от 5 до 60 м, крутизна склонов от 5 до 40°. На большей части территории многолетние бугры пучения находятся в стадии деградации.

Температурное и морозное выветривание скальных и полускальных пород является одним из широко развитых криогенных процессов в Ангаро-Ленском регионе, в результате которого образуются россыпи, осыпи и курумы. Последние обычно проявляются в горных районах, где отдельные глыбы, по В. А. Войлошникову, движутся вниз по

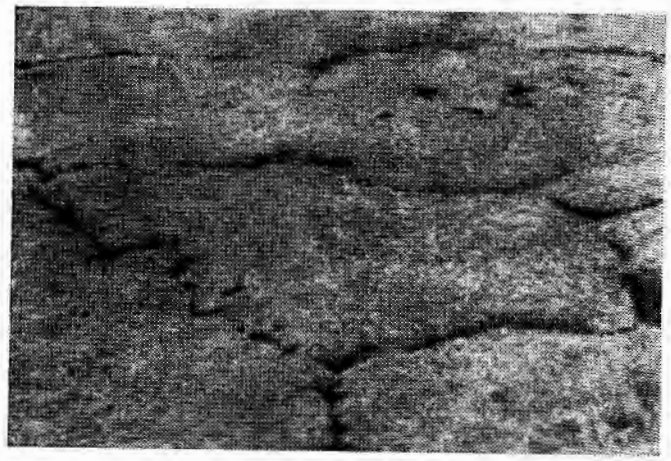


Рис. 122. Трещинно-полигональный микрорельеф в районе с. Мельзаны. Фото Ф. Н. Лещикова

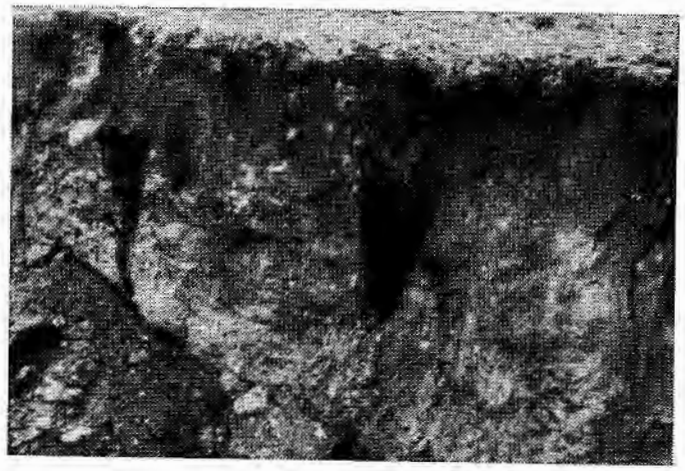


Рис. 123. Грунтовые жилы в долине р. Мурин. Фото Ф. Н. Лещикова

склону со скоростью до 10—12 см/год в центре курума и до 2—3 см/год в его краевых частях; скорость движения задернованных курумов и обломочного материала плащеобразных россыпей не превышает 1—2 см/год.

Морозобойное растрескивание грунтов является наиболее распространенным криогенным процессом на рассматриваемой территории. Оно образует полигональный микрорельеф (рис. 122), который встречается почти на всех элементах рельефа — водоразделах, пологих склонах, террасах рек Ангары, Илима, Лены и их притоков и приурочен в основном к полям развития рыхлых отложений на породах траповой, эффузивно-терригенной, терригенной и угленосно-терригенной формаций.

Форма морозобойных полигонов зависит от состава грунтов, рельефа местности и т. д. Крупные полигоны чаще имеют четырехугольную форму, мелкие — многоугольную. Размер полигонов в поперечнике изменяется от 0,6 до 3 м, достигая иногда 7 м. Морозобойные трещины обычно заполнены гумусом, который образует в разрезе грунтовые жилы и гумусовые натеки (рис. 123). До глубины 15—25 см трещины часто полые, стенки их гладкие со следами натеков, иногда сверху задернованные или закрытые мхом. Ширина трещин поверху равна 10—25 см,

в глубину они проникают до 1,5—2 м, но чаще составляют 0,7—1 м и выклиниваются, достигая горизонта дресвяно-щебнистых образований. Ранней весной в теле грунтовой жилы до глубины 1,3 м наблюдаются элементарные ледяные жилки, образовавшиеся от затекания в полость трещины талых вод, которые исчезают и замещаются грунтом в летнее время.

Наледи на рассматриваемой территории также имеют достаточно широкое развитие. При этом речные наледи составляют от 50 до 75 % общего числа, ключевые — не превышают 15—20 %. Подчиненное положение занимают грунтовые наледи. Появление и разрушение всех наледей имеет сезонный характер. Площади распространения и объемы наледей неодинаковы в разные годы и меняются от нескольких десятков до сотен тысяч квадратных и кубических метров. Наибольшие размеры имеют речные и ключевые наледи, а грунтовые характеризуются малыми размерами. Толщина льда ключевых и речных наледей достигает в среднем 1,5 — 2,5 м, а грунтовых — 1 м. В теплые и многоснежные зимы количество и объемы наледей минимальные.

Речные наледи встречаются, как правило, в долинах малых речек и рек и обусловлены частичным или полным промерзанием подруслового или поверхностного потока речных вод. Участки эти характеризуются незначительной мощностью песчано-глинистых, песчано-галечных или песчаных аллювиальных образований, не превышающих глубину сезонного промерзания, и подстилаются многолетней мерзлотой или глинистыми водонепроницаемыми коренными породами. Наледи отсутствуют на участках долин рек, сложенных песчаными отложениями большой мощности. Речные наледи занимают только русло и пойму реки. Размеры их различны: длина от нескольких десятков метров до 1—2 км, ширина до 30—50 м. Средняя мощность льда 1,5—2 м. Наиболее интенсивно наледеобразование идет во второй половине зимы и заканчивается в марте. Разрушаются они в большей частью весной во время половодья.

В области глубокого сезонного промерзания грунтов, особенно в долинах малых рек с площадью водосбора до 1000 км², наледный процесс является существенным фактором регулирования подземного и поверхностного стока. В наледях может аккумулироваться до 20 % объема годового стока малых рек.

Термокарст. Распространение многолетнемерзлых пород на заболоченных участках, в распадках, у подножий северных склонов, во впадинах, в долинах рек, в падях и их неустойчивое термическое состояние способствуют развитию термокарстовых образований. Они развиваются преимущественно в аллювиальных и болотных сильнольдистых со слоистой и сетчатой криогенной текстурой супесчано-суглинистых отложениях долин рек Киренги, Куты, Чадобец, Илим, на Кудино-Ленском междуречье. На поверхности термокарст проявляется в форме западин, ложбин, воронок и озер (рис. 124). Форма их округлая или овальная, а размеры достигают нескольких десятков метров.



Рис. 124. Термокарстовое озеро в долине р. Ходонец. Фото Ф. Н. Лещикова

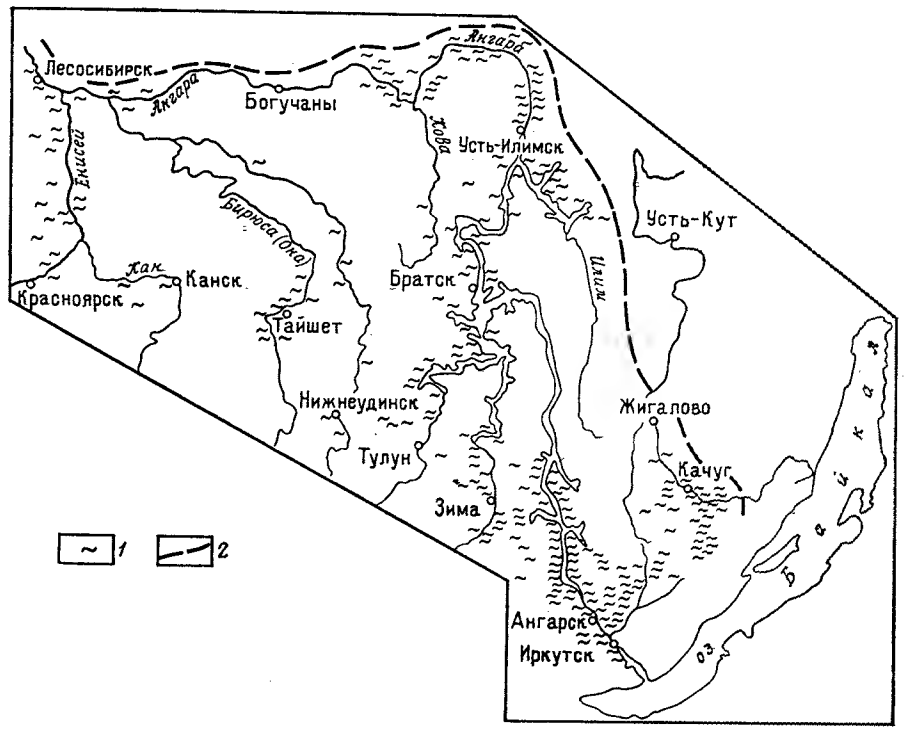


Рис. 125. Распространение бугристо-западинного рельефа в Приангарье:
1 — участки с бугристо-западинным рельефом; *2* — северная граница распространения бугристо-западинного рельефа

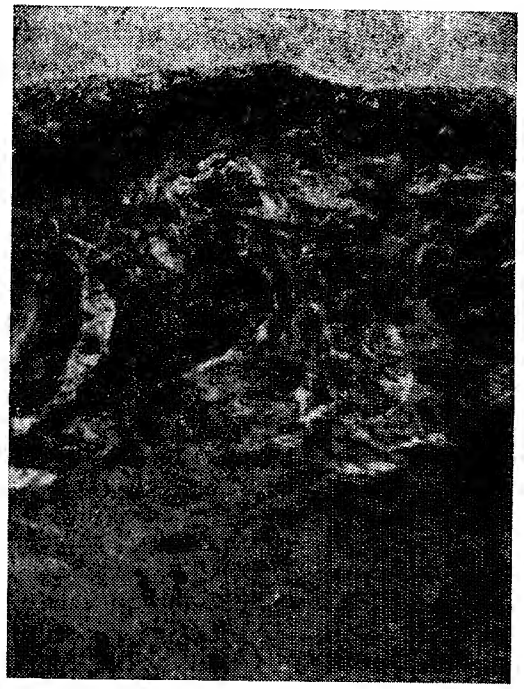


Рис. 126. Следы солифлюкционных деформаций в аллювиальных суглинках долины р. Нукута. Фото Ф. Н. Лещикова

К реликтовой форме термокарста относится бугристо-западинный рельеф, развитый преимущественно на высоких и средних, а иногда и низких террасах рек Ангары, Лены и их притоков, на междуречьях, на пологих (до 10—15°) склонах, в бортах и днищах широких падей и долин. Отсутствует бугристо-западинный рельеф лишь на пойменных участках и первой надпойменной террасе, на относительно крутых склонах и водоразделах с малой мощностью рыхлых отложений. Северная граница его распространения охватывает верховье Лены, проходит по водоразделу рек Ангара — Подкаменная Тунгуска, а на юге идет вдоль границы Иркутско-Черемховской равнины с Восточным Саяном (рис. 125).

Морфологически бугристо-западинный рельеф представляет собой чередование бугров и западин округлой и овальной формы. Размеры их существенно различны и определяются во многом мощностью и составом четвертичных отложений. На плоских водоразделах и склонах, где рыхлые отложения имеют высокое содержание грубозернистых фракций и повышенную плотность, бугры и западины небольшие: диаметр бугров до 3—5 м, а превышение их над западинами 0,5—1 м. Бугристо-западинный рельеф на террасах с относительно мощным чехлом рыхлых отложений имеет иные особенности. Здесь диаметр бугров колеблется от 6—8 до 15—20 м, а высота их достигает 2—3 м. Бугры малого диаметра имеют большую выпуклость, вершины крупных бугров выположены. Западины представляют собой блюдце- и канавообразные понижения, под которыми залегают псевдоморфозы по повторно-жильным льдам — грунтовые жилы заполнения и поэтому являются вторичными образованиями.

Солифлюкции принадлежит значительное место в общем процессе смещения оттаивающих переувлажненных грунтов по склону. В Ангаро-Ленском регионе встречаются как современные, так и реликтовые солифлюкционные формы. Современной солифлюкцией охвачены таежные районы с медленным протаиванием грунтов, подстилаемых многолетней мерзлотой. Чаще всего она развита на склонах северной и восточной экспозиций, по откосам выемок дорог, сложенных пылеватыми глинистыми переувлажненными грунтами. Солифлюкционные сплывы и оползни проявляются в виде валов, гряд, западин, солифлюкционных потоков, бугров, рытвин, оползневых цирков. В результате солифлюкции и криогенного сползания грунтов в уступах террас, на склонах, у их подножий формируется делювиально-солифлюкционный тип отложений, в последующем осложненный криогенными деформациями в процессе вытаивания льдов (рис. 126). К реликтовым формам относятся натечно-структурные виды рельефа, напоминающие по своему облику ступенчатые террасовидные площадки, которые иногда достигают в длину несколько сотен метров. Чаще их площадь от 20 до 200 м². Наиболее часто такие формы рельефа наблюдаются на Кудино-Ленском междуречье.

Современные и реликтовые криогенные явления, развитые на территории Иркутской области, играют определенную роль в образовании микро- и мезоформ рельефа. Участки их проявления из-за неоднородного состава и строения грунтов характеризуются сложными инженерно-геологическими условиями.

РАЗДЕЛ III

ОПЫТ ОСВОЕНИЯ СРЕДНЕЙ СИБИРИ И ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПО РАЦИОНАЛЬНОМУ ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ГЛАВА 19

ОПЫТ ОСВОЕНИЯ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Характеристика инженерных способов обеспечения устойчивости зданий и сооружений на многолетнемерзлых грунтах

В пределах Средней Сибири в северной геокриологической зоне соответственно пункту 6.1 СНиП П-18-76 следует применять в основном I принцип строительства, рекомендованный для льдистых грунтов ($Л_в \geqslant 0{,}4$), имеющих на этой территории преимущественное распространение. В южной геокриологической зоне вопрос должен решаться индивидуально, путем анализа существующей геокриологической обстановки, тенденции ее развития и прогноза изменения в процессе строительства и в период эксплуатации. Лишь на участках близкого залегания к поверхности скальных пород возможно уверенное применение II принципа строительства, который исторически появился раньше принципа I и применялся повсеместно до 1932 г., пока Н. А. Цытовичем не были разработаны теоретические основы проектирования и строительства зданий и сооружений по принципу I. Последний впервые был успешно применен на строительстве Якутской ТЭЦ и с этого момента получил широкое распространение.

Принцип I реализуется следующим образом: подошва фундамента здания закладывается в многолетнемерзлом грунте, под зданием устраивается охлаждающая система (вентилируемые наружным воздухом подполья, трубы или каналы), с помощью которой грунты основания поддерживаются в мерзлом состоянии в течение всего периода эксплуатации.

Многолетний опыт строительства на мерзлых грунтах свидетельствует, что при строительстве по принципу I устойчивость зданий обеспечивается, если: 1) обеспечивается расчетный воздушный режим в охлаждающей системе; 2) отсутствует тепловое влияние на грунты основания близрасположенных теплоисточников; 3) не происходит обводнения основания поверхностными водами и аварийными сбросами из санитарно-технических сетей.

Принцип II реализуется следующим образом: под зданием производится предварительное оттаивание многолетнемерзлых грунтов и в оттаянном слое устанавливаются фундаменты. Глубина предварительного оттаивания назначается из условия, что осадка здания за период его эксплуатации не должна превышать предельно допустимую для надфундаментной конструкции. В некоторых случаях предварительное оттаивание не производится, а фундаменты устанавливаются в многолетнемерзлом грунте с допущением его оттаивания в процессе эксплуатации. Опыт показывает, что такое решение допустимо лишь на малосжимаемых грунтах, относительная деформация которых при оттаивании составляет менее 1 см на 1 м.

При строительстве по принципу II устойчивость здания обеспечивается, если: 1) фактическая глубина предварительного оттаивания соответствует расчетной; 2) в расчете учтены все теплоисточники, и в процессе эксплуатации здания не появляется новых теплоисточников; 3) не происходит обводнения основания поверхностными водами и аварийными сбросами из санитарно-технических сетей.

Нарушение одного из требований приводит к выходу зданий из строя до окончания срока эксплуатации. Эти нарушения происходят в результате ряда ошибок, допускаемых при проектировании, строительстве и эксплуатации зданий и сооружений, из которых наиболее опасными для их устойчивости являются:

1) при применении принципа I — закрытие продухов вентилируемого подполья; теплые пристройки к зданию, прокладка вблизи здания подземных тепловыделяющих трубопроводов без соответствующей тепловой защиты; подземные вводы — выпуски в здание санитарно-технических сетей;

2) при применении принципа II — недопогружение свай до проектных отметок; малые глубины предварительного оттаивания многолетнемерзлых грунтов; некачественное выполнение работ по предварительному оттаиванию, когда в зоне предварительного оттаивания остаются массивы мерзлых пород.

Санитарно-технические сети призваны обеспечить тепло- и водоснабжение зданий и их канализацию. Прокладка сетей в мерзлых породах сопряжена с большими трудностями, обусловленными тепловым изменением среды и как следствие этого оттаиванием многолетнемерзлых грунтов и деформацией как самих сетей, так и близрасположенных зданий. В рассматриваемом регионе нашли применение следующие способы прокладки: 1) надземная прокладка трубопроводов по высоким и низким опорам, эстакадам, надфундаментным конструкциям зданий; 2) наземная прокладка по поверхности земли в насыпях и каналах; 3) подземная прокладка непосредственно в грунте, а также в проходных и непроходных каналах.

Надземная прокладка применяется на территориях с высокольдистыми грунтами. Ее главным преимуществом является отсутствие теплопрокладка осуществляется по высоким и низким опорам, эстакадам, степени зданий и надфундаментными конструкциями в черте жилой застройки — технических этажах и вентилируемых подпольях сблокированных зданий. При надземной прокладке применяется теплоизоляция всех трубопроводов. Кроме того, для обеспечения незамерзаемости воды в трубах применяется тепловое сопровождение водоводов теплопроводами малого диаметра — «спутниками». К числу недостатков надземной прокладки относится быстрое разрушение изоляции под воздействием атмосферных факторов.

Наземная прокладка получила распространение в основном вне застройки, хотя известны случаи ее применения и на застроенной территории. Она осуществляется на лежневых опорах по поверхности земли, в невентилируемых каналах и в насыпях. При прокладке в насыпи не требуется теплоизоляции труб, поскольку последнюю заменяет слой грунта. Недостатком наземной прокладки является загромождение территории и тепловое воздействие трубопроводов на многолетнемерзлые грунты, что может привести к оттаиванию последних и деформации сетей.

Подземная прокладка является основным видом прокладки коммуникаций в черте населенных пунктов. Она осуществляется непосредственно в грунте и каналах. Каналы бывают вентилируемые и невентилируемые, проходные, полупроходные и непроходные. Прокладка непосредственно в грунте и в невентилируемых каналах приводит к большому оттаиванию многолетнемерзлых грунтов вокруг коммуникаций. Поэтому она может быть рекомендована только на участках с практически несжимаемыми при оттаивании мерзлыми грунтами. Опыт показывает, что использование ее в других условиях приводит к массовым деформациям как самих коммуникаций, так и близрасположенных зданий. На просадочных грунтах применяется канальная прокладка.

Наиболее надежна прокладка всех коммуникаций (трубопроводов теплоснабжения, горячего и холодного водоснабжения и канализации, а

также электрических и телефонных кабелей) в проходном канале, вентилируемом наружным воздухом. Режим вентиляции канала назначается таким образом, чтобы в зимний период проморозить оттаявший за лето грунт у стенок канала. При правильном расчете воздухообмена ореол оттаивания вокруг канала не превосходит размеров слоя сезонного оттаивания. Для обеспечения устойчивости самого канала в пределах этого слоя производится искусственная замена грунта. Канальная прокладка, так же как и надземная, предусматривает теплоизоляцию всех трубопроводов. Главным недостатком этого вида прокладки является его высокая стоимость. Поэтому канальная прокладка часто сочетается с надземной. Например, в Норильске магистральные сети прокладываются в каналах, внутриквартальные — в вентилируемых подпольях сблокированных зданий.

При анализе опыта эксплуатации санитарно-технических коммуникаций отмечаются аварии. Ю. А. Александров и А. В. Надеждин по причинам возникновения подразделяют их на: 1) связанные с деформациями грунтов вследствие развития мерзлотных процессов; 2) с замерзанием транспортируемого продукта; 3) с воздействием температурных напряжений на трубу и 4) с коррозией трубопроводов. Трубопроводы, уложенные в грунт, испытывают опасные напряжения в результате неравномерного пучения грунта или его осадки, а проложенные в насыпи вследствие бо́льшей однородности вмещающей среды деформируются реже.

Деформация невентилируемых каналов происходит по тем же причинам, что и трубопроводов при бесканальной прокладке. Обычно в таких каналах прокладываются теплопроводы, которые оказывают большое тепловое воздействие на мерзлые грунты. Ореолы оттаивания грунта вокруг канала достигают размеров 15 м и более, и это становится опасным не только для устойчивости самих каналов, но и близрасположенных от них зданий. Ореолы протаивания создают искусственные полосы стока, которые соединяют в одну систему разобщенные ранее естественные талики. Вследствие этого происходит тепловое взаимодействие между самыми удаленными сооружениями. Водообильность полос стока возрастает за счет утечек из сетей. Перемещаясь вдоль канала, грунтовые воды нагреваются и в еще большей степени увеличивают размеры оттаивания. Все это в конечном счете часто приводит к деградации мерзлых толщ в черте застройки и как следствие к массовым деформациям сооружений. Поэтому прокладка высокотемпературных теплопроводов в невентилируемых каналах, а также непосредственно в грунте должна иметь органиченное применение в черте застройки. Опыт прокладки трубопроводов в вентилируемых каналах показывает, что при соблюдении всех требований технологии они практически не оказывают теплового влияния на основания сопредельных сооружений. Нарушения режима вентиляции приводят к повышению среднегодовой температуры воздуха вплоть до многолетнего оттаивания грунта вокруг канала и формирования водоносного талика. Замерзание транспортируемой жидкости и разрывы труб характерны лишь для водопровода и канализации на тупиковых участках в случае перерывов водоподачи и сбросе жидкости, а также при отключении подогрева. Разрывы труб под воздействием температурных напряжений происходят одновременно от просадки или пучения грунта.

Дороги в черте застройки занимают до 15—20 % ее площади. Их прокладывают с большим объемом искусственно заменяемого грунта в основании из расчета обеспечения допустимой деформации дорожной одежды при сезонном оттаивании. На высокольдистых грунтах последнее не должно выходить за пределы земляного полотна. В качестве тела насыпи и заменяемого основания обычно используют крупноскелетные грунты. При необходимости возможно также применение супесей с влажностью не более 12 % и суглинков с влажностью до 17 %. В качестве дорожной одежды используют щебеночные, цементобетонные и

асфальтобетонные покрытия по песчаной подготовке. Применяются также жесткие покрытия из отдельных железобетонных плит. Их преимущество заключается в том, что упрощается технология строительства за счет исключения мокрых процессов и появляется возможность ремонта земляного полотна с сохранением целостности покрытия. Ливневые и талые воды с полотна дороги, а также с прилегающих территорий отводятся открытыми водостоками, устраиваемыми рядом с тротуарами.

Анализ опыта эксплуатации дорог в рассматриваемом регионе свидетельствует о большом проценте их деформаций в результате пучинных поднятий земляного полотна и осадок грунтов основания при оттаивании. Известны также случаи морозной деструкции дорожной одежды и ее механического разрушения транспортом. Основными причинами деформаций являются: малая мощность земляного полотна, отсутствие капиллярных прерывателей (из дренирующего материала) в теле земляного полотна, выполненного из пылеватых или глинистых грунтов, низкая морозостойкость и прочность дорожной одежды. Если земляное полотно подстилается просадочными при оттаивании грунтами и его мощность меньше мощности слоя сезонного оттаивания (оттаивание захватывает основание), то насыпь, особенно из крупнообломочных и галечниковых грунтов, продавливает растительный покров и погружается в оттаявшее основание. Погружение из года в год увеличивается, и со временем дорога выходит из строя. В тех случаях, когда земляное полотно выполняется из пылеватых и глинистых грунтов, особенно опасным становится пучение дороги. Во избежание этого искусственно прерывается капиллярный подток влаги из основания, для чего в основании полотна и его теле выше уровня грунтовых вод устраиваются капиллярные прерыватели из крупноскелетного материала, высота которых равна капиллярному поднятию воды в грунте прерывателя плюс 0,2—0,3 м. Однако со временем поры прерывателя кольматируются мелкоземом, и прерыватель перестает работать. Это часто приводит к развитию пучин на дорогах. Действенной мерой борьбы с пучинами является защита земляного полотна дороги от обводнения поверхностными и грунтовыми водами.

Применяемые в рассматриваемом регионе дорожные одежды также часто не отвечают необходимым требованиям. Так, например, монолитное цементобетонное покрытие ул. Севастопольской в г. Норильске деформировалось уже через год после ввода в эксплуатацию. Опыт показывает, что в суровых климатических условиях региона наиболее перспективными из дорожных одежд являются покрытия из горячих смесей щебня или гравия с органическими вяжущими материалами.

Дороги в черте застройки могут использоваться не только как транспортные магистрали, но и как мерзлотные завесы. Последнее предопределяется их охлаждающим влиянием на грунты основания в результате уборки и уплотнения снега в пределах проезжей части. В настоящее время использование дорог по этому назначению нашло отражение в ряде проектов, где требовалось защитить грунты оснований зданий, возводимых по разным принципам, от их взаимного теплового влияния.

Приемы и методы освоения территории при городской застройке в Норильском районе

Для западной части рассматриваемого региона, где расположен г. Норильск, характерны суровые климатические условия: продолжительная морозная снежная зима и прохладное короткое лето. В зимний период отмечаются низкие (до —55 °С) отрицательные температуры наружного воздуха при значительных скоростях ветра (при температуре воздуха —40 °С наблюдаются ветры более 10 м/с). Среднегодовая температура воздуха составляет —9 °С, скорость ветра — 5,6 м/с.

Мерзлотно-грунтовые условия района отличаются значительным разнообразием. Среднегодовые температуры многолетнемерзлых грун-

тов изменяются от —0,1 до —5 °С. Повсеместно, особенно в районе пос. Талнах, встречаются талики различных генетических типов. Мощность слоя сезонного оттаивания — промерзания в зависимости от состава, свойств грунтов, характера нижележащих толщ и условий на поверхности изменяется от 0,7 до 2,5 м.

Грунты по своему составу разделяются в соответствии с геолого-геоморфологическими особенностями района. В пределах горных плато, склонов и террас коренные породы представлены габбро-диабазами, долеритами, мергелями, углем, известняками, аргиллитами и алевролитами. Скальные породы в приповерхностных слоях затронуты выветриванием и подвержены техногенным воздействиям. В результате высоких прочностных свойств коренные породы широко используются в качестве оснований промышленных зданий и сооружений независимо от их температурного режима.

Жилые и гражданские здания возводят в пределах предгорий и Вальковской озерно-аллювиальной равнины (Норильск, Талнах, Кайеркан) и II—III надпойменных террас Енисея (Дудинка), в основном на четвертичных отложениях. Грунты в зоне инженерного воздействия представлены глинами, суглинками, супесями, мелкозернистыми и пылеватыми песками, галечниками и торфом. Льдонасыщенность грунтов достигает 0,3—0,4, суммарная весовая влажность составляет 0,2—0,4.

Грунты оснований при строительстве жилых и гражданских зданий используются в основном по I принципу (с сохранением многолетнемерзлого состояния). Фундаменты устраивают, как правило, из висячих буроопускных железобетонных цельных свай длиной до 16 м или составных — длиной до 24 м. Для сохранения мерзлого состояния грунтов основания и обеспечения в процессе эксплуатации их оптимального температурного режима устраивают холодные проветриваемые подполья, иногда применяют специальные замораживающие системы.

По II принципу (с использованием грунтов оснований в оттаявшем состоянии), как правило, возводят промышленные здания. Кроме свай заводского изготовления фундаменты устраивают из буронабивных или трубобетонных свай-стоек, передающих нагрузки нижним торцом на практически несжимаемые непросадочные скальные породы.

На начальном этапе свайного фундаментостроения установка свай производилась в предварительно оттаянные грунты (пароottайка), в дальнейшем и в настоящее время на севере Красноярского края бурение скважин под сваи осуществляется в основном станками ударно-канатного бурения типа БС-1М. В экспериментальном порядке при однородном литологическом составе применяются высокопроизводительные буровые станки вращательного действия модели РГ 1200-*VS*, разработанные японской фирмой «КАТО». Совокупность технико-экономических факторов обусловила применение в городах и поселках Норильского промышленного района свайных фундаментов, устанавливаемых буронабивным или буроопускным способами.

Буронабивные сваи-стойки применяются при прорезании сваями твердомерзлых неосыпающихся осадочных грунтов, трубобетонные сваи-стойки — осыпающихся осадочных грунтов.

В последнее время в целях повышения морозостойкости фундаментов стали широко применять сборно-монолитные сваи. Они состоят из головного железобетонного морозостойкого буроопускного верхнего элемента и нижнего монолитного (буронабивного) неармированного. Монолитная часть сваи выполнена из бетона марки 200 с добавкой нитрита натрия в количестве 2 % от массы цемента. Верхний буроопускной элемент изготавливается в заводских условиях из бетона марки 300 и морозостойкости 300 с формовкой на вибростолах.

Однако основным типом свай в Норильском промышленном районе были и остаются висячие буроопускные сваи, несущая способность

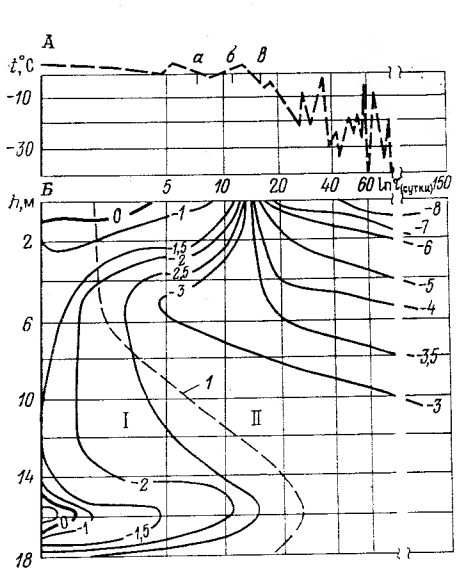


Рис. 127. Изменение температуры воздуха (*А*) и температур по стволу скважины (*Б*) в осенне-зимний период:

а, б, в — даты начала устойчивого снежного покрова, полного замерзания шлама и устойчивых отрицательных температур; I и II — зоны влияния на термический режим скважины ударно-поворотного бурения и наружного воздуха; *1* — граница температурных зон

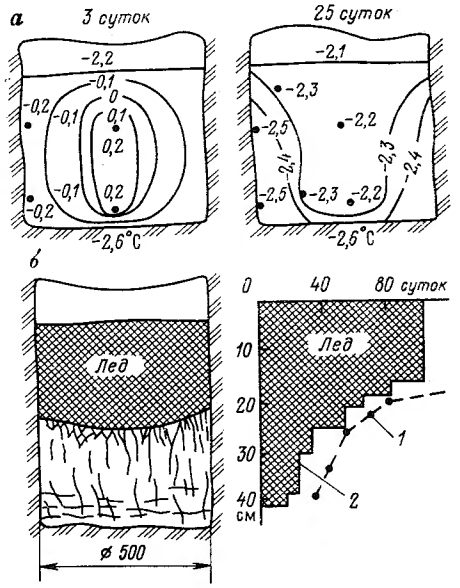


Рис. 128. Замерзание остатка бурового шлама на дне скважины:

а — изотермы замерзания шлама (в °С); *б* — распределение льдистости при замерзании шлама; *1* — суммарная плотность; *2* — объемная льдистость

которых обеспечивается за счет смерзания боковых граней с мерзлыми грунтами и опирания торца на мерзлое основание. Буроопускные сваи сечением 0,3×0,3 м и 0,4×0,4 м изготавливают в заводских условиях и устанавливают с помощью кранов в предварительно пробуренные скважины диаметром 0,5—0,8 м с последующим заполнением околосвайного пространства известково-песчаным раствором или шламом.

Бурение скважин под сваи производят с использованием воды, предназначенной для разжижения буровой мелочи и последующего ее извлечения, а также для уменьшения износа долот. Мокрый способ бурения существенно повышает температуру разрабатываемых грунтов, поскольку температура применяемой воды в летнее время равна наружной, а в зимнее вода подогревается до 30—40 °С. На дне каждой скважины из-за несовершенства применяемых конструкций желонок для осушения образуется остаток шлама высотой до 0,3—0,5 м, остывание и замерзание которого происходит в течение длительного времени. На рис. 127 показан режим остывания пустой скважины под буроопускную сваю [71]. Скважина диаметром 550 мм до глубины 16 м пройдена в многолетнемерзлых суглинках с температурой в зоне годовых нулевых амплитуд —2,8 °С. Тепловое влияние остатка шлама высотой 0,35 м за период наблюдений (сентябрь 1976 г. — апрель 1977 г.) прослежено в течение 15—20 суток, пока шлам не остыл до температуры вмещающих грунтов. При перерыве между бурением и установкой свай более 2—3 суток происходит, как показали натурные наблюдения в Норильской подземно-мерзлотной лаборатории, расслоение шлама, выпадение грунтовых частиц в осадок и образование в верхней части сильнольдистых горизонтов (рис. 128). Учитывая, что торец сваи опирается на замерзший остаток шлама, этот процесс снижает несущую способность фундаментов. Для эффективного водоосушения буровых скважин следует применять рациональные режимы водопотребления при бурении, использовать барражи из замораживающих систем,

откачивать шлам из глубоких обводненных скважин с помощью эрлифтов или насосов типа АТН, удалять шлам желонками с обратным клапаном или типа «ложка», вытеснять его из скважины с помощью устройств, использующих сжатый воздух. Для упрочнения основания под торцом сваи рекомендуется армировать остаток шлама грубообломочным материалом. Такое решение позволяет увеличить несущую способность сваи на одну треть, что соответственно сокращает ее длину за счет передачи нагрузки на всю площадь грунтового основания скважины и бóльшего сопротивления сдвигу грунта по щебеночной подушке, чем грунта по бетону.

В районах севера Красноярского края свайные фундаменты широко распространены вследствие ряда преимуществ: индустриальный способ изготовления, возможность проводить работы нулевого цикла круглогодично и максимально их механизировать. Наряду с преимуществами обнаружились и существенные недостатки свайного фундаментостроения. Прежде всего — высокая стоимость фундаментов, составляющая 10—17 % полной стоимости всего здания, и значительный расход железобетона, достигающий 20—25 % общего расхода на здание. Существенным недостатком свайных фундаментов является и то обстоятельство, что до полного вмерзания свай и восстановления нарушенного геотермического режима мерзлых грунтов монтаж наземных конструкций не может производиться, так как не обеспечивается расчетная несущая способность основания. Это снижает темпы строительства.

Как показали натурные наблюдения на площадке, сложенной мерзлыми суглинками с температурой —2,5 °С, замерзание раствора (заполнителя в околосвайном пространстве) происходит через 4—6 суток после установки сваи и заливки раствора. В зимнее время в растворе образуются массивные криотекстуры за счет быстрого охлаждения от сваи, имеющей низкую отрицательную температуру наружного воздуха; в летнее время — вертикальные волнисто-слоистые криотекстуры, формирующиеся в условиях медленного продвижения фронта промерзания от стенок скважины. Для ускорения вмерзания буроопускных свай в середине 60-х годов Г. Н. Максимовым была предложена предварительная (до установки свай) продувка скважин наружным воздухом в зимнее время, которая затем нашла широкое применение на практике.

Начиная со второй половины 70-х годов, когда застройка Норильска начала осуществляться на площадках со сложными мерзлотно-геологическими условиями (заболоченные территории с обширными, в том числе антропогенными, зонами талых и пластичномерзлых грунтов) и зданиями повышенной этажности, а также в связи с возведением многих тепловыделяющих сооружений, замораживание или охлаждение грунтов стали необходимым элементом строительного освоения. К настоящему времени в Норильском районе построены сооружения с применением искусственного замораживания или охлаждения грунтов основания.

Основные виды искусственного замораживания грунтов, применяемые в районе, следующие:

1) уборка снега с поверхности будущей застройки в течение одного-двух предшествующих строительству зимних сезонов;

2) вентилирование в зимнее время буровых скважин или специально пройденных траншей вентиляторами в течение 15—25 суток до строительства;

3) устройство по контуру здания или сооружения со стороны источников тепла жидкостных (керосиновых) сезоннодействующих охлаждающих установок, в том числе многотрубных;

4) использование вертикальных парожидкостных (фреоновых или аммиачных) сезоннодействующих охлаждающих установок (СОУ) для промораживания талых, охлаждения пластично-мерзлых грунтов основания, а также для создания искусственных водонепроницаемых завес;

5) строительство зданий с применением вместо проветриваемого подполья систем парожидкостных (фреоновых) сезоннодействующих охлаждающих установок с горизонтальными отводами;

6) предпостроечное промораживание грунтов оснований с помощью передвижных холодильных станций ПХС-50 и ПХС-100, обеспечивающих охлаждение циркулирующего в колонках рассола до минус 20—27 °С.

Натурные наблюдения показали, что применение какого-либо одного вида замораживания не всегда обеспечивает достижение твердомерзлого состояния грунтов. Необходимо использование комбинированных способов, включающих 3—4 приема замораживания на различных стадиях строительства и эксплуатации сооружения.

Примером результативного применения комбинированного способа охлаждения (в порядке перечисления: предпостроечное промораживание грунтов через трещины, установка замораживающего контура из жидкостных сезоннодействующих охлаждающих установок, устройство проветриваемого подполья) может служить основание одного из жилых домов в г. Норильске. До застройки под предполагаемым основанием девятиэтажного дома располагался талик мощностью около 2 м с напорно-фильтрационным режимом вод. Температура мерзлого грунта (суглинок, песок) вокруг талика составляла от —0,2 до —0,4 °С, на глубине 10—14 м — от —1,2 до —1,4 °С. Для понижения температуры грунта под зданием и обеспечения расчетной несущей способности свайного основания в области талика до начала строительства были смонтированы наклонные трубы, уложенные в траншеи, через которые зимой нагнетали наружный воздух. С целью надежности сохранения этой области грунта в многолетнемерзлом состоянии и прекращения возможного поступления воды по существовавшему ранее каналу интенсивной фильтрации с обеих сторон здания устроили защитные экраны длиной 7,2 м из сезоннодействующих охлаждающих установок, заполненных керосином. В результате охлаждения температура грунтов на глубине 5 м понизилась от 0,2 до —17,5 °С, а затем, в процессе эксплуатации здания, поднялась до среднего значения под зданием на глубине 10—14 м, равного —2, —3 °С. За 6 лет эксплуатации здания и работы охлаждающих установок совместно с проветриваемым подпольем температура грунтов выравнялась по всему контуру, при этом отмечалось сокращение глубины залегания нулевых годовых амплитуд с 12 до 8 м.

Искусственное замораживание грунтовых оснований гидротехнических сооружений проведено в Норильском районе на 15 объектах: дамбах водо- и шламохранилищ, плотинах прудов-отстойников очистных сооружений и др. Применяется замораживание с помощью парожидкостных термоустановок, устанавливаемых на глубину от 8 до 50 м. Иллюстрацией эффективности действия подобных СОУ может служить цикл наблюдений за температурой грунтов дамбы в одном из прудов:

	1 м	2 м	3 м	4 м	5 м	6 м
20.7.83 г.	—1,0	—3,8	—3,4	—3,2	—2,1	—1,4
18.6.85 г.	—4,1	—5,6	—5,8	—5,8	—5,0	—4,4
	7 м	**8 м**	**9 м**	**10 м**	**11 м**	**12 м**
20.7.83 г.	—0,3	0	0	0	0	0
18.6.85 г.	—3,7	—3,2	—2,9	—2,6	—2,4	—2,2

Дамба выполнена в зимнее время из талого суглинка, уложенного послойно, и щебнистой подсыпки на поверхности мощностью 2,5—3 м для перекрытия существовавшего ранее водотока. Промораживание грунтового тела и основания плотины осуществлено с помощью фреоновых термоустановок глубиной заложения 13 м. Удаление от термометрической скважины до ближайших СОУ — 1,8 и 1,45 м. Первый замер выполнен до заправки систем хладагентом (спустя 4—6 месяцев после устройства дамбы), второй — после двух зимних периодов работы замораживающих систем, ликвидировавших горизонт фильтрации, угрожавший устойчивости плотины. Вместе с тем охлаждение грунтов на глубину свыше 15—20 м с помощью принудительного вентилирования скважин не обеспечило промораживание пылеватых песков, слагающих дамбу. Это объясняется недостаточной площадью надземной (конденсаторной) части, а также полным испарением стекающей пленки конденсата, проникающей лишь до глубины 10—15 м. Для предотвращения возможных аварийных ситуаций и выявления зоны разрушения фундаментов проводят комплексное обследование состояния бетона с применением трех методов: ультразвукового (импульсного) просвечивания бетонов, пластической деформации, испытания выбуренных из бетона фундаментных конструкций образцов — керна на сжатие.

Результаты исследований показали, что разрушение фундаментов происходит только в зоне воздействия сезонного промерзания — оттаивания грунтов и на 0,2—0,3 м выше его нижней поверхности (т. е. в зоне капиллярного подсоса влаги). Установлено снижение прочности бетона для свайных фундаментов со сроками эксплуатации 4—7 лет на 20 %, а для фундаментов со сроками 8—13 лет — до 60 % по отношению к проектному значению. Характерна тесная зависимость между изменением прочности бетона фундаментов и его влажностью. Так, повышение влажности бетона до 5,8 % для свайных фундаментов уже соответствует началу снижения их прочности.

Основное воздействие на фундаменты в условиях Севера, вызывающее их преждевременное разрушение, оказывают: насыщение бетона влагой (в ряде случаев агрессивной) из сезонноталого слоя; воздействие на увлажненный бетон низких и знакопеременных температур подполья и сезонноталого слоя; появление и раскрытие в бетоне свай трещин — усадочных, температурных, силовых, вызванных применением некачественных компонентов бетона, форсированным режимом термообработки, горизонтальными усилиями, возникающими в результате температурных деформаций ростверков.

Для практического решения проблемы долговечности фундаментов в условиях Севера необходимо предусмотреть мероприятия, уменьшающие или даже исключающие воздействия сезонного промерзания — оттаивания грунтов оснований на фундаменты. При строительном освоении многолетнемерзлые породы, а также природные ландшафты подвергаются значительному, зачастую коренному изменению. Как правило, техногенные нарушения приводят к развитию термокарста, формированию внутримерзлотных таликов, зон просадочности грунтов, плывунности песков, засоленности и др. Отрицательно сказывается загазованность воздуха, так как инфильтрующиеся в грунты осадки повышают засоленность слоя сезонного оттаивания, усиливая негативные воздействия на фундаменты. Зачастую сильные антропогенные нарушения приводят к невозможности продолжения застройки в пределах сформировавшихся селитебных зон. Примером может служить г. Норильск, окруженный с двух сторон хвостохранилищами, с третьей — промышленной зоной, примыкающей к горному массиву, а с четвертой — территорией с активным развитием криогенных процессов (термокарст, засоление грунтов и др.).

Максимальное воздействие в пределах верхних 15—30 м грунта оказывает возведение теплых заглубленных сооружений, например подземных коллекторов для коммуникаций, в которых охлаждение грунтов оснований осуществляется за счет естественного вентилирования по каналам наружного воздуха. В научной литературе и официальных нормативных документах принято положение, что образовавшийся в теплое время года в основании коллектора ореол оттаивания ликвидируется за зимний период. Однако наблюдения показали, что здесь постоянно существует и развивается зона оттаивания грунтов, вызывающая деформацию каналов. Коллекторы заглублены в мерзлые грунты на глубину 4—8 м. Конструкция каналов предусматривает устройство

для конвекции воздуха, с притоком на нижний ярус шахт и вытяжкой из верхнего; между ярусами через 20—30 м выполнены отверстия. В верхнем ярусе проложены трубы горячего и холодного теплоснабжения, в нижнем — канализации. Натурные наблюдения показали, что среднегодовая температура воздуха внутри канала составляет 13,5 °С, среднелетняя температура верхнего яруса +18,5 °С, среднезимняя —11,8 °С, в нижнем ярусе отрицательные ее значения в зимний период фиксируются лишь в радиусе 1—2 м от приточных шахт, расположенных через 20—30 м. Ход температуры летом повторяет ее изменения на поверхности, что приводит к дополнительному (на 10—15 °С) отеплению воздуха внутри коллекторов и, следовательно, к увеличению теплового влияния на грунты основания и активизации процессов оттаивания. Зимой температура воздуха внутри каналов мало зависит от наружной, так как понижение последней компенсируется повышением температуры теплоносителя в трубах.

Естественная конвекция воздуха, призванная обеспечить отрицательные значения температуры внутри каналов в течение 7—8 зимних месяцев, неэффективна. Воздухообмен между нижним и верхним ярусами не превышает 10 % расчетного, в результате чего выхолаживание внутренних стенок коллекторов в зимнее время не происходит. Наблюдения показали, что система вентилирования всех подземных коллекторов г. Норильска представляет собой единую систему, режим вентиляции которой трудно прогнозировать.

На основе анализа плотности теплового потока во вмещающих грунтах выполнен подтвержденный натурными наблюдениями геокриологический прогноз техногенного влияния коллектора. По прогнозу сезонное протаивание грунтов в основании коллектора составляет 5—7 м и мало изменяется по сезонам; в горизонтальном направлении достигает 8—10 м в сентябре и к апрелю уменьшается до 1,2—2 м. Однако из-за постоянной снегоуборки полотна дороги, примыкающей к коллектору, фактические размеры протаивания в сторону от коллектора составляют 2—5 м, вызывая все же многочисленные деформации мостовых. Наиболее опасно отепление мерзлых грунтов вокруг вводов — выпусков в здание. Например, в г. Дудинке в августе 1984 г. разрушилась пристройка к аптеке, возведенная с проветриваемым подпольем рядом с вводом коммуникаций в здание.

Протаивание вокруг коллекторов происходит неравномерно, что обусловливает неравномерность осадок и деформации конструкций. Наибольшей деформации подвергаются днища нижних ярусов, стыки блоков и места отводов в здания. В оттаявших зонах вдоль коллекторов формируются постоянно существующие водотоки, влияние которых на изменение мерзлотно-геологических условий застроенной территории весьма существенно и должно учитываться при проектировании.

Изменение геокриологических условий на месторождениях твердых полезных ископаемых Норильского района

Значительные изменения в теплообмене и динамике мерзлоты происходят под влиянием таких техногенных нагрузок на геологическую среду, которые возникают при создании карьеров, шахт, отвалов, водозаборов и т. д. В условиях Норильского района эти изменения обусловлены освоением месторождений полезных ископаемых. При оценке влияния на геокриологическую обстановку этого вида освоения важную роль играет способ разработки полезных ископаемых: карьерный (открытый) или шахтный (подземный). Карьеры Норильских месторождений характеризуются глубиной до 200 м и более, площадью более 200 тыс. м^2 [26]. Уже при создании карьера нарушаются природные условия теплообмена на значительной площади: на участках горных работ снимается растительный покров, на уступах откосов происходит уплотнение

снега и уменьшение его мощности, изменяются условия инсоляции. В днища карьеров стекают поверхностные воды, в них скапливаются большие массы снега, что приводит к увеличению глубины протаивания по сравнению с бортами карьеров. В результате взрывных работ происходит сильное загрязнение снега не только в самом карьере, но и в его окрестностях, особенно в направлении господствующих зимой ветров. В итоге площадь влияния карьера превышает его геометрические размеры.

Интенсивность изменения инженерно-геокриологических условий в значительной степени зависит от состава пород вскрышной толщи. Наибольшие изменения происходят в дисперсных льдистых породах четвертичного возраста, слагающих, как правило, верхние уступы. При вскрытии месторождения оттаивающие породы смещаются к основанию откосов, что приводит к выполаживанию откосов, оплыванию уступов, развитию солифлюкционного и оползневого процессов. Исключительно большие разрушения откосов происходят при вытаивании крупных залежей льда. Например, ледяная залежь мощностью 7,4 м была обнаружена в четвертичных отложениях угольного карьера, подземные льды меньших размеров вскрыты верхними уступами в других карьерах. При обнажении в бортах карьеров скальных и полускальных пород происходит их интенсивное выветривание и осыпание, повышается общая трещиноватость массива за счет разгрузки напряжений при выемке пород, что усиливается еще взрывными работами. По этой причине коэффициент трещинной пустотности базальтов в бортах карьеров увеличился на 20—25 %. Увеличение коэффициентов фильтрации разуплотненных коренных пород способствует процессам оттаивания мерзлой толщи за счет увеличения конвективной составляющей. На отработанных уступах, где остаются узкие бермы и фильтрация надмерзлотных вод происходит в виде сосредоточенных потоков, на откосах зимой образуются небольшие наледи шириной около 4 м. Формирование температурного поля в днищах карьеров происходит в тесной связи с составом отрабатываемых пород. Так, в днище угольного карьера, сложенного аргиллитами, являющимися водоупором для стекающих талых вод, произошло охлаждение пород. В карьере, где породы сложены сильно трещиноватыми диабазами, порфиритами и диоритами, мерзлота была пройдена на глубине, которая стала меньше на 30 м, чем была до начала горных работ. Здесь интенсивная фильтрация атмосферных вод и большие снегозаносы обусловили повышение среднегодовых температур пород в днище карьера и частичное оттаивание мерзлоты.

При подземной разработке месторождений полезных ископаемых изменение внешних условий тепло- и водообмена не играет существенной роли. Здесь характер нарушения геокриологической обстановки в значительной степени определяется влиянием самих горных работ, глубиной заложения подземных выработок, системами вентиляции и водоотлива. Водоотлив увеличивает поток тепла из подземных водоносных горизонтов за счет усиленной вынужденной циркуляции подземных вод. Просадка и обрушение кровли обусловливают развитие деформации в обширных массивах пород по всему шахтному полю. В случаях распространения их до дневной поверхности образуются заметные просадочные формы рельефа. Эти нарушения вызывают изменение мерзлотных и инженерно-геологических условий и за пределами месторождения.

Образование просадочных форм рельефа и системы трещин в зоне сдвижения приводит к сбору и фильтрации по трещинам поверхностных и подземных вод, что неизбежно вызывает протаивание части мерзлой толщи и обводнение рудников и шахт. Такие участки находятся в нижних горизонтах каменноугольного месторождения. Морфологически они представляют собой неглубокие (до 4 м) участки шириной 300 м, либо узкие (всего несколько метров), но глубокие (до 70 м) провалы. В них зимой накапливается снег, который предохраняет породы запа-

дин от охлаждения, а весной при таянии вызывает увеличенное поступление воды в выработки. Образование западин в зоне просадки кровли усиливается процессами термокарста. Затекание воды по трещинам обрушения происходит интенсивно, достигая 50 м³/ч. Во время ливней водоприток по зонам сдвижения возрастает, по данным И. И. Рогинца, до 2600 м³/ч. Максимальный приток воды в выработки (до 3500 м³/ч) наблюдается в период весеннего снеготаяния. Проникновение воды по трещинам сдвижения приурочено в основном к линии очистных работ и распространяется вслед за продвижением очистного фронта и границ обрушения.

Через 2—3 года, когда подвижка пород в зоне сдвижения прекращается, интенсивное поступление воды (до 20 л/с) происходит лишь по единичным трещинам. Искусственное сокращение дебитов путем устройства цементных перегородок через полгода — год приводит к прекращению водопритока по таким трещинам вследствие их промерзания.

Повышение температуры в шахтах происходит и за счет интенсивной утечки вентиляционного воздуха [26, 35]. Кроме того, вследствие активной аэродинамической связи подземных выработок с поверхностью через зоны обрушения происходят поступления больших масс воздуха. В зимний период года подсосы атмосферного воздуха достигают 100 м³/с, а летом — 76 м³/с. В годовом цикле по таким зонам происходит понижение среднегодовой температуры пород. Таким образом, из-за обрушения кровли выработок перерабатывается вся толща мерзлых пород, которая приобретает большую трещиноватость и льдистость, формируются новые талики, изменяется температурный режим пород. Если выработки проходят массив мерзлых пород и продолжаются в талых, то большую роль в изменении геокриологической обстановки играет шахтный водоотлив. Приток подземных вод на руднике может составлять 1200 м³/сут, по данным И. И. Рогинца, во время весеннего паводка он увеличивается до 12 000—14 000 м³/сут. Влияние шахтно-рудничного водоотлива приводит к образованию таликовых окон в мерзлой надрудной кровле и простирается далеко за пределы поля горных работ [35]. В его окрестностях происходит падение напора подземных вод и образуется глубокая депрессионная воронка. Участки рек, попавшие в ее пределы, превращаются из зоны разгрузки подземных вод в источник питания.

Нарушение режима подземных вод неминуемо связано с изменением геокриологических условий. Изменение направления отепляющего подземного стока, возрастание инфильтрации атмосферных осадков в понижениях рельефа в условиях депрессионной воронки, понижение уровня подземных вод на приподнятых участках — все это изменяет температурный режим пород, преобразует конфигурацию мерзлой толщи. Процессы теплообмена между рудничным воздухом и окружающими выработки породами вызывает изменение температуры массива пород. При естественном тепловом режиме принудительной вентиляции шахт и рудников Норильского района вокруг охлажденных пород формируется среднегодовая температура на 0,5—1 °С ниже, чем температура пород в естественном залегании. Годовая амплитуда колебаний температуры пород с удалением от выработки в глубину массива на 5 м сокращается от 14,5 до 0 °С. Сезонные изменения теплового состояния пород, окружающих выработки, приводят к изменению их физико-механических свойств, периодическому развитию деформаций, непостоянству нагрузок на крепь.

Наибольшие изменения в тепловом режиме шахт создаются при подогреве рудничного воздуха в зимний период [35]. Так, на угольной шахте за три года работы калориферной установки глубина оттаивания в начале главного откаточного штрека увеличилась с 2 до 4,5 м, что привело к многочисленным обрушениям. По расчетам, оттаивание вокруг вертикальных шахтных стволов за 10 лет эксплуатации составит около 220 м при поддержании режима вентиляции около +15 °С. Изменения температуры рудничного воздуха происходят под влиянием выделения теплоты гидратации твердеющей закладки, интенсификации процессов окисления сульфидных руд и тепловыделения от работающих машин и механизмов. Так, температура массива пород в руднике Талнахского месторождения на глубине 200—300 м достигает 26—35 °С, в то время как в естественных условиях она составляет —10 °С.

Создание отвалов вносит существенные изменения в ландшафтную и геокриологическую обстановки. Температурный режим отвалов, использованных как основание под различные сооружения, или окружающих шахтных стволов формируется под воздействием возведенных сооружений. В отвалах или их частях, где нет влияния сооружений, в Норильском районе, как правило, происходит их промерзание. Наиболее суровые условия формируются в отвалах, где наряду с высокими коэффициентами теплопроводности охлаждающим фактором является постоянная уборка снега с его поверхности. Динамику формирования мерзлых пород в насыпи демонстрируют графики температур по двум скважинам, одна из которых пробурена в озере до создания насыпи, а другая через два года после ее отсыпки (рис. 129).

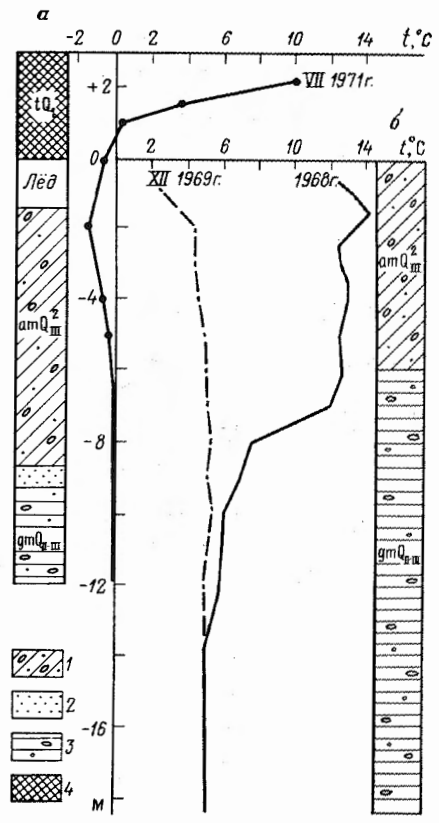


Рис. 129. Изменение температурного режима на промплощадке вспомогательных стволов рудника «Октябрьский»:

а — в нарушенных и *б* — в ненарушенных условиях: *1* — суглинки с гравием и галькой; *2* — песок; *3* — глины с включением окатанных обломков; *4* — торф

Значительные изменения геокриологических условий происходят и прогнозируются в зоне влияния водозаборов. Здесь по мере инфильтрации речной воды естественное тепловое поле в зоне подруслового талика нарушается в сторону отепления. Если в естественных условиях при инфильтрации в грунтовый массив поступало $18{,}8 \cdot 10^9$ кДж тепла, то при максимальном дебите эксплуатации эта величина составила $518 \cdot 10^9$ кДж, т. е. в 27 раз больше. За 10 лет эксплуатации, по данным И. И. Рогинца, многолетнее оттаивание мерзлого массива составило 6,3 м. Эксплуатация подземных вод и как следствие увеличение объемов инфильтрации поверхностных вод создают по сравнению с естественной обстановкой еще более благоприятные условия для питания подземных вод в связи с увеличением размеров сквозного талика, а также приводят к увеличению аккумулирующей емкости долины при оттаивании мерзлых пород в кровле водоносного горизонта.

Изменение геокриологических условий на участках освоения в Приенабарском регионе

Изучение изменений геокриологической обстановки в результате освоения территории является неотъемлемой частью прогноза инженерно-геокриологических условий. Обобщение материалов об изменении характеристик мерзлых и талых пород под различными сооружениями и анализ причин деформаций последних позволяет использовать эти дан-

ные в качестве критерия при оценке и прогнозе инженерно-геокриологических условий территории (табл. 38). Кроме того, накопленный к настоящему времени фактический материал по свойствам мерзлых пород, их температурному режиму позволяет сократить разведочные и лабораторные работы, входящие в состав инженерно-геокриологической съемки, а также сделать съемочные работы более целенаправленными.

Промышленное развитие этой части территории началось с конца 50-х годов по пути создания собственной промышленной и транспортной базы, что способствовало быстрому росту горно-обогатительных центров с развитыми жилыми комплексами поселков городского типа (поселки Айхал, Дорожный, Полярный, Удачный, Надежный, Новый Город). Поселки и промышленные предприятия построены в различных геологических и мерзлотных условиях, что предопределило многообразие методов застройки при использовании исключительно I принципа СНиП II-18—78 (с сохранением многолетнемерзлых грунтов в основании); на свайных фундаментах с проветриваемым подпольем; с принудительным охлаждением, с системой вентиляционных труб; без принудительного охлаждения, с системой вентиляционных труб; с применением отсыпок под зданиями; на прочных скальных основаниях, практически без учета мерзлотных условий.

Район исследований характеризуется маломощным чехлом рыхлых отложений и наличием древних поверхностей выравнивания, следствием чего является глубокое выветривание пород. Мощность зоны интенсивного выветривания пород чаще всего соизмерима с мощностью слоя годовых колебаний температур. Полускальные и скальные породы коры выветривания нередко разрушены до такого состояния, когда они, утратив первоначальные свойства монолита, превращены в плитчатые обломки, щебень, дресву и сцементированы суглинисто-супесчаным заполнителем и льдом. Льдистость пород, как показывают исследования, крайне неравномерна (10—60 %). Установлено, что компрессионные свойства подобных грунтов при оттаивании, находясь в соответствии с их криогенным строением и льдистостью, изменяются в широком диапазоне: 0,05—0,45 и более. Широко распространены линзы и прослои пластовых льдов, мощность которых достигает в отдельных случаях 7 м. В целях недопустимости проявления нежелательных осадок при застройке территории строительство в регионе ведется по методу сохранения мерзлого режима в основании сооружений, что и рассмотрено на конкретных примерах.

Поселок Удачный расположен на левом крутом берегу р. Далдын, сложенном сильно трещиноватыми известняками кембрия. В начале освоения большая часть поселка была застроена одноэтажными деревянными зданиями без соблюдения I принципа. При их осмотре было выявлено, что большая часть подвержена значительным деформациям, выраженным в перекосах дверных проемов, оконных рам, в прогибах отдельных частей зданий в сторону печей, в наклонах зданий по склону. Гибкость деревянных конструкций препятствовала разрушению зданий, однако многие из них находились в предаварийном состоянии.

Поселок Надежный расположен на приводораздельном склоне между ручьями Новый и Пироповый. Экспозиция площадки восточная и северо-восточная. До застройки на площадке имелись заболоченные понижения. Площадка выбрана на породах терригенно-карбонатной формации, перекрытых рыхлыми нелитифицированными четвертичными отложениями мощностью до 6 м. Скальные и полускальные породы, представленные в основном известняками и мергелями ордовикского возраста, характеризуются сильной степенью выветрелости и разрушенности в верхней 10—15-метровой зоне. Трещины чаще всего заполнены льдом. Льдистость известняков составляет 3—8 %, льдистость мергелей — 8—12 %. Солифлюкционные накопления, перекрывающие коренные породы, представлены щебнисто-дресвяными грунтами, местами

Таблица 38

Влияние техногенных нарушений на геокриологические условия

Виды нарушений	Характеристика поверхности	Изменение		
		A_0, °С	t_0, °С	глубины оттаивания, м
Населенные пункты и промышленные сооружения, построенные с сохранением многолетнемерзлого основания	Насыпные грунты мощностью 1—5 м, здания на свайном основании	3—5	От —1 до 2	0,5—1
Населенные пункты и промышленные сооружения, построенные без сохранения многолетнемерзлого основания	Насыпные грунты мощностью 1—5 м, здания без продуваемого подполья	3—5	От 0 до 1	1—2
Участки водосброса промышленных сточных вод, отложения обводненные	Намывные тонкодисперсные грунты мощностью 1—10 м	2—3	От 6 до 8	до 2
Участки, ранее использовавшиеся для водосброса промышленных сточных вод			От 1 до 2	
Отвалы, карьеры, выемки	Обломки пород, валуны, щебень мощностью 1—30 м	3—4	От —1 до 2	0,5—1
Автодороги на насыпных грунтах мощностью 1—5 м	Насыпь с бетонным покрытием	4—5	От —1 до 1,5	0,5—1
	Насыпь без бетонного покрытия	3—4	От —0,5 до 1	
Тракторные, вездеходные дороги	Сведен растительный покров, развиты термокарст, просадка	2—3	0,5	1—1,5
Просеки, ЛЭП	Вырублен древостой	2—3	От 0,5 до 1	0—0,5
Гари:				
выгоревшие до 10 лет назад	Полностью выгорела растительность	4—5	От 0,5 до 1	0,5—1
выгоревшие 10—20 лет назад	Развитие кустарников	2—3	От 0 до 0,5	0—0,5
выгоревшие больше 20 лет назад	Подрост, мохово-лишайниковый покров	1—2		0—0,5

сильно льдистыми (5—80 %). Лед встречается в виде прослоев, линз, включений изометричной формы. Так, в скв. 1028 до глубины 1,7 м залегает лед со щебнем и глиной. Среднегодовая температура горных пород до застройки изменялась от —3 до —4 °С. Большая часть поселка Надежный застроена двухэтажными деревянными домами на отсыпках с использованием свай, свай-стоек и устройством продуваемого подполья. Обследование состояния зданий показало их устойчивость, явившуюся результатом как правильности инженерно-геокриологических рекомендаций, так и соблюдения должного режима эксплуатации. В пос. Надежный имеется ряд специально оборудованных термометрических скважин для наблюдения за изменением температурного режима в основании сооружений. Примером другого метода застройки в пос. Надежный может служить здание профилактория. Здание построено на песчано-гравийной подсыпке, охлаждаемой с помощью труб диаметром 120 мм, уложенных на глубине 1,5 м от поверхности с шагом 6 м. Здание эксплуатируется с октября 1973 г. В 1976 г. осуществлена его реконструкция. В течение всего периода эксплуатации охлаждение многолетнемерзлых грунтов основания осуществлялось за счет естественной конвекции воздуха. Изменение температуры горных пород (°С) под зданием на глубине 10 м приведено ниже:

V.1973 г.	V.1974 г.	V.1978 г.	V.1979 г.
—5,1	—3,1	—4,3	—4,0

Интересен опыт возведения фундаментов под 5-этажные дома стройплощадки пос. Новый Город. Площадка расположена на пологом приводораздельном склоне западной экспозиции, сложенном осадочными породами палеозоя — известняками, мергелями, реже песчаниками. Коренные породы перекрыты крупнообломочными дресвяно-щебнистыми грунтами мощностью 3—6 м. Скальные и полускальные породы плотные, крепкие, слабо и умеренно трещиноватые. Трещины, ширина раскрытия которых в среднем 0,5 см, как правило, заполнены льдом. Содержание льда в коренных породах в верхней части разреза не более 8—10 %. Крупнообломочные грунты, перекрывающие коренные породы, характеризуются высокой и неравномерной льдистостью. Наряду с текстурообразующим в этих отложениях лед содержится в виде гнезд, линз и крупных прослоев мощностью до 0,6—1 м.

Еще до освоения на площадке были выполнены температурные наблюдения, положенные в основу при проектировании свайных фундаментов. В целом площадка характеризовалась низкими среднегодовыми температурами пород от —4 до —5 °С. Максимальная мощность сезонного протаивания составляла 0,5—1 м. В соответствии с мерзлотно-грунтовыми условиями застройка площадки производилась по I принципу строительства с сохранением многолетнемерзлого основания. В состав авангардной группы сооружений поселка вошли крупноблочные 5-этажные жилые дома, энергоблок, детский сад, блок торгово-бытового обслуживания, общественный центр. Все здания возводились на свайных фундаментах. Применялись железобетонные сваи сечением 30×40 см, длиной 8 м (в некоторых случаях 10 м и более). Под каждым зданием делалась отсыпка переменной мощности, содержащая около 80 % вскрышных пород (известняки, доломиты) и 20 % гравия. Под всеми зданиями устраивались высокие проветриваемые подполья. Габаритная высота в среднем 1,5 м, поверхность пола забетонирована. В соответствии с проектом все здания оборудовались термометрическими скважинами для долговременных наблюдений. Согласно результатам наблюдений в ходе освоения площадки произошло увеличение сезонноталого слоя до 1,5—2 м, иногда до 2,5 м, что находится в пределах глубин, принятых при расчете несущей способности свайных фундаментов. Сформировавшийся в настоящее время температурный режим обеспечивает несущую способность свайных фундаментов всех зданий основной группы пос. Новый Город.

Опыт постройки теплого гаража на 25 автомашин показал возможность применения воздушно-трубной охлаждающей системы в основании. Гараж построен на песчано-гравийной подсыпке высотой 2—3 м, вентилируемой через трубы диаметром 1200 мм. Возможны два варианта эксплуатации: с естественной конвекцией воздуха в зимнее время в охлаждающих трубах и с принудительной циркуляцией путем его нагнетания зимой с помощью вентиляторов. При этом предусмотрены постоянные наблюдения за температурным режимом грунтов основания, которые позволяют решать вопрос о целесообразном способе эксплуатации охлаждающей системы. Так, если в процессе наблюдений выясняется, что «запаса холода», накапливающегося в основании при естественной конвекции воздуха, достаточно, то необходимость в принудительном вентилировании отпадает. Критериями при этом являются: обеспечение расчетного температурного режима в зоне заделки свайных фундаментов в многолетнемерзлый грунт, сохранность границы чаши оттаивания в пределах насыпного слоя или ее незначительное распространение ниже отметки естественной поверхности грунта. В противном случае неизбежны тепловые осадки в результате оттаивания льдистых грунтов основания. Аналогичное конструктивное решение применено при строительстве блока других зданий.

Этот район строительства характеризуется широким развитием интрузивных пород трапповой формации. Толщи карбонатных и терригенно-карбонатных пород здесь прорваны дайками и силлами траппов, представленных, как правило, долеритами. Долериты, обладая высокими прочностными свойствами, морозостойкостью, являются надежными основаниями сооружений. Для некоторых участков развития пород трапповой формации (при строительстве небольших зданий) может быть рекомендован метод допущения оттаивания грунтов основания в период эксплуатации, при условии закладки фундаментов на коренные интрузивные породы.

Нарушение принципов строительства на мерзлых грунтах приводит, как правило, к тяжелым последствиям. Так, на правом берегу р. Алдан было построено здание без учета мерзлого состояния грунтов. Коренные породы, представленные на участке известняками карбонатной формации, перекрыты делювиально-солифлюкционными и солифлюкционными четвертичными отложениями мощностью от 6 до 9 м. На бóльшей части площадки в крупнообломочных рыхлых отложениях, перекрывающих коренные породы, вскрыта линза (пласт) льда мощностью 1—4 м. Температура пород на глубине нулевых годовых колебаний составила на площадке от —7,2 до —7,8 °С. Фундамент был уложен на щебнисто-гравийную подсыпку мощностью 2—2,5 м, без продуваемого подполья. Никаких мероприятий, обеспечивающих сохранение многолетнемерзлых грунтов в основании, не было предусмотрено. В то время как инженерно-геокриологические условия определяли необходимость строительства по I принципу, здание было построено в нарушение этого принципа. Процесс оттаивания ускорился в результате неоднократного сброса воды из пульпопровода, и летом осадка пола у западной стены сооружения достигла 1—1,3 м, что определило аварийное состояние здания.

На основании анализа аварий и деформаций сооружений в рассматриваемом районе можно сформулировать основные причины, приводящие к неблагоприятным последствиям: 1) неправильное проектное решение строительства здания, без учета особенностей криогенного строения и мерзлотных условий; 2) поступление аварийных теплых вод в грунт, в результате чего происходит его прогрессивная оттайка; 3) неорганизованный сброс сточных вод в непосредственной близости от здания.

Геокриологическая обстановка того или иного участка определяется всем комплексом природных условий. В частности, среднегодовая температура горных пород тесно связана с геолого-географическими ус-

ловиями и зависит как от литологического состава, влажности пород, так и от верхних граничных условий. Среднегодовые температуры пород быстро реагируют на изменения геолого-географической обстановки, поэтому наблюдения и анализ происшедших изменений важны для оценки и прогноза инженерно-геокриологической ситуации. При застройке пос. Новый Город на участке площадки детского сада были существенно изменены условия теплообмена грунта с атмосферой в результате удаления на значительной площади почвенно-растительного слоя, частичного удаления снежного покрова, устройства насыпи из гравийно-щебнистой смеси высотой 1—1,5 м. Изменение условий теплообмена привело к повышению среднегодовой температуры грунта в среднем на 0,4 °С.

Примером изменения среднегодовых температур горных пород в результате нарушения условий теплообмена на поверхности и в толще пород могут служить также замеры температур в скв. 311 и 64, расположенных в идентичных геологических условиях в 200 м одна от другой:

Скв. 64	+1,6	—0,6	—2,3	—3,3	—3,5	—3,3	—3,2	—3,3
Скв. 311	+2,7	—0,4	—3,8	—4,4	—4,5	—4,0	—4,0	—3,9

Скв. 311 расположена на гари, где впоследствии была проложена ЛЭП; скв. 64 находится в ненарушенных условиях. Удаление растительного покрова, нарушение почвенного покрова, перераспределение снежного покрова в данном случае определило изменение условий теплообмена в системе грунт — атмосфера, что привело к понижению среднегодовых температур пород на 0,6 °С. При этом следует учитывать, что нельзя переносить данные результаты на другие участки без учета конкретной геологической ситуации. В частности, следует учитывать мощность рыхлых четвертичных отложений, их влажность и льдистость. При сравнительно глубоком залегании коренных пород (более 3—5 м) среднегодовая температура на участках гарей имеет общую тенденцию к понижению в среднем на 0,5—1 °С. На участках с близким залеганием коренных пород, как правило, слабольдистых, плотных, обладающих большими значениями теплопроводности и меньшими теплоемкостями по сравнению с рыхлыми сильнольдистыми грунтами, следует ожидать повышения среднегодовых температур на 0,5—1 °С. Мощность слоя сезонного оттаивания в результате разнонаправленного действия, связанного с увеличением амплитуд температур на поверхности, при частичном снятии растительного и снежного покровов в общем остается близкой к естественным условиям.

Накоплен также опыт по строительству небольших гидротехнических сооружений, обобщенный Р. В. Чжан по Якутии. Так, на р. Сытыкан построена плотина, оборудованная воздушно-замораживающей системой. В основании залегают коренные полускальные породы, представленные переслаивающимися мергелями, известняками, доломитами, реже песчаниками с горизонтальными или слабонаклонными слоями. В верхней части разреза породы трещиноваты; трещины, как правило, заполнены льдом. Перекрывающие их делювиально-солифлюкционные и аллювиальные отложения представлены суглинками со щебнем, галькой и плитчатыми обломками карбонатных пород и сцементированы льдом. Мощность рыхлых отложений составляет 1—3 м на правом берегу долины и 2—6 м на левом. Грунты просадочны при оттаивании, величина просадки в среднем составляет 25—30 см на 1 м. В створе плотины в русловой части был обнаружен талик глубиной 10—12 м. При возведении плотина с искусственно замораживаемым ядром была оборудована 331 замораживающей колонкой с шагом 2 м, а также рядом специально оборудованных скважин для долговременных температурных наблюдений. Замораживание началось с осени, а в начале второго сезона замораживания температура русловой части плотины в пределах ядра изменилась до 0 °С в основании правой части временного водосбора до —6 °С в основании левой части водосбора. В дальней-

Таблица 39

Запасы холода в теле плотины на р. Сытыкан

Сезон замораживания	Запасы холода, кДж	Время подсчета запасов холода
1-й	$73{,}2\times10^5$	Начало весны 1-го сезона
2-й	133×10^5	Зима 2-го сезона
То же	$227{,}6\times10^5$	Начало весны 2-го сезона
3-й	$229{,}8\times10^5$	Зима 3-го сезона
То же	$267{,}4\times10^5$	Конец зимы 3-го сезона

шем происходило постоянное понижение температуры ядра плотины, о чем свидетельствуют данные как температурных измерений, так и подсчитанного запаса холода в теле плотины (табл. 39).

В районе исследований построен также ряд насыпных дамб хвостохранилищ, одно из которых на ручье Новый расположено на коренных породах: на известняках, доломитах кембрийского возраста, перекрытых плащом делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложений мощностью 0,5—9,5 м. Рыхлые крупнообломочные отложения повсеместно льдистые, распределение льда в различных литологических разновидностях неравномерное. В скальных и полускальных породах льдистость, как правило, не превышает 10—12 %, в рыхлых крупнообломочных отложениях лед образует массивную, слоистую, базальную или корковую криотекстуры. По всей площади хвостохранилища отмечаются мощные прослои и линзы пластовых льдов мощностью 0,4—3,8 м. В отдельных случаях мощность пластового льда достигает 7 м. Вскрытые многочисленными скважинами льды чаще всего встречены на глубинах от 0,3 до 2,8 м и приурочены к зоне контакта рыхлых четвертичных отложений и трещиноватых коренных пород. Лед большей частью с маломощными прослоями и линзами суглинков, с включениями обломков карбонатных пород мутный. По замерам среднегодовая температура пород на площади хвостохранилища изменяется от —4 до —6 °С. По мере заполнения хвостохранилища проводились контрольные замеры температур в теле дамбы, в результате чего установлено, что через 5—6 лет хвостовые отложения находились в талом состоянии, а их температура в скв. 1 на глубине 10 м составила +3,6 °С. Повышение температур оттаявших грунтов основания отмечается по всем створам. Температура мерзлых грунтов основания дамбы повысилась в среднем на 1—1,5 °С, что вызвало формирование талика под дамбой.

Как видно из приведенных примеров, изменение геокриологических условий в процессе освоения территории многообразно и проявляется в значительной степени быстро. Поэтому при освоении особенно необходим учет таких негативных явлений, как неравномерные осадки при оттаивании, понижение прочностных свойств скальных и полускальных пород в результате повышенной их трещиноватости и льдистости, повышение или понижение кровли многолетнемерзлых пород, формирование таликов, повышение мощности сезонноталого слоя, вытаивание мощных пластовых льдов и др. Накопленный опыт инженерной деятельности показывает, что даже при использовании скальных и полускальных пород в основании в данном регионе необходимо применять I принцип строительства (с сохранением мерзлого состояния грунта в основании).

Опыт освоения Центральноякутского региона

Территория Центральной Якутии входит в зону сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов и характеризуется резко континентальным климатом с преобладанием испарения над осадками при сред-

немноголетних высоте снежного покрова 0,3 м и температуре воздуха —10,5 °С. Мощность мерзлых толщ здесь составляет 300—500 м, температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд от —2 до —5 °С. В регионе широко развиты четвертичные отложения, представленные в верхней части разреза суглинками и супесями, в нижней — песками и галечниками, встречаются выходы скальных пород (на глубинах до 10 м). На территории Центральной Якутии почти повсеместно распространены подземные льды (повторно-жильные и текстурообразующие). Подземные воды имеют ограниченный выход на поверхность лишь в зонах крупных тектонических нарушений и на участках сквозных таликов под руслами рек.

Геокриологические условия региона предопределили и принципы строительства. Здесь почти повсеместно применяется I принцип использования многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований зданий и сооружений (с сохранением грунтов основания в мерзлом состоянии); II принцип (с допущением оттаивания многолетнемерзлых грунтов) в настоящее время применяется крайне ограниченно и только при условии опирания фундаментов на близкозалегающие скальные породы. Такое решение было продиктовано многолетним негативным опытом строительства и эксплуатации зданий, построенных по II принципу. Здания возводились на ленточных фундаментах из бутового камня на известково-песчаном растворе, укладываемого между двух рядов лиственничных бревен диаметром 20—30 см. Ширина ленты составляла 1—1,3 м. Глубина заложения фундамента — 1,5—2,5 м. Все эти здания имеют или имели значительные деформации в результате оттаивания многолетнемерзлых пород и многие из них были разобраны вскоре после строительства; к числу последних принадлежит, например, колокольня Спасского собора и Никольская церковь в Якутске постройки 1836 г. В то же время некоторые старые здания в городе более долговечны: одноэтажное кирпичное здание Воеводской канцелярии постройки 1707 г., Троицкий собор постройки 1715 г., Богородская церковь постройки 1773 г. Секрет долговечности объясняется наличием в основании перечисленных зданий сухих малопросадочных при оттаивании песков, а также неоднократно проводившимися перестройками и ремонтами надфундаментных конструкций. Всего до революции в населенных пунктах Центральной Якутии было построено 40 каменных зданий, большинство из которых к настоящему времени разрушено.

Переход на I принцип осуществлен в 1932—1937 гг. во время строительства главного корпуса ЯЦЭС. Здание имеет вентилируемое подполье высотой 1,2—1,8 м и столбчатый фундамент с размером подошвы 30×30 и 40×40 см. В дальнейшем здания с вентилируемыми подпольями стали возводить на деревянных сваях, а с 1950 г. — на железобетонных. Сваи погружались в грунт с помощью его пропаривания (опускной способ) или предварительного разбуривания диаметром рабочего инструмента большим, чем максимальный размер поперечного сечения сваи (буроопускной способ). В последнем случае пространство между стенками скважины и поверхностью сваи заполняется грунтовым или песчано-цементным раствором. Только за 10 лет (1950—1960 гг.) в Якутске построено свыше 100 гражданских и промышленных зданий на железобетонных сваях. Эти сваи широко применяются в г. Мирный и в других населенных пунктах Центральной Якутии, являясь основным видом фундаментов. Необходимо отметить, что буроопускные и опускные сваи имеют один существенный недостаток — после устройства такого фундамента требуется его продолжительная выстойка без нагрузки (до 6 месяцев), в течение которой происходит промораживание грунта (раствора) вокруг сваи и восстановление первоначального температурного режима мерзлых пород. Поэтому в последние годы в Якутске вновь стали применять столбчатые фундаменты, не имеющие указанного недостатка. Это было связано, с одной стороны, с появлением мощной землеройной техники для возведения котлованов под

столбчатые фундаменты, а с другой — со строительством на намываемых территориях, где применение свайных фундаментов технически и экономически нецелесообразно.

В качестве основного охлаждающего устройства под зданием в Центральной Якутии применяются вентилируемые подполья. До 1967 г. высота подполий не превышала 0,2—0,5 м, что не обеспечивало необходимый воздухообмен под зданиями и часто приводило к деформациям последних. Положение усугублялось также тем, что со временем из-за ремонтов твердых покрытий повышались отметки дорог и тротуаров, и подполья превращались в естественные водосборники. В 1967 г. высота подполий была увеличена до 1,2—2 м и подняты планировочные отметки в пределах контуров зданий. Эти мероприятия значительно повысили надежность многолетнемерзлых оснований. Однако этого оказалось недостаточно, когда в Якутске стали возводить промышленные здания шириной более 60 м. В этих случаях стали применять искусственное вентилирование подпольного пространства путем нагнетания в него в зимний период вентиляторами наружного воздуха. Кроме того, возле фундаментов под оборудование стали ставить вертикальные жидкостные сезоннодействующие охлаждающие установки (СОУ) системы Гапеева.

Наряду с вентилируемыми подпольями под промышленными зданиями устраивают трубчатые охлаждающие системы. Трубы диаметром 0,2—0,3 м с шагом 2—3 м горизонтально укладывают в устраиваемую под зданием подсыпку из крупноскелетного материала толщиной 1,5—2 м и через них в зимний период со скоростью 1,5—2 м/с с помощью вентилятора прогоняют наружный воздух. Недостатком такой системы является частый выход ее из строя по причине закупорки труб замерзающим конденсатом водяных паров. Система требует частых ревизий труб. Поэтому в последнее время вместо труб под зданием стали прокладывать железобетонные полупроходные каналы, доступные для осмотра и ремонта в период эксплуатации. Стоимость канальной системы выше стоимости трубчатой, но эта система имеет существенные преимущества по сравнению с трубчатой в надежности. Трубчатые и канальные системы охлаждения применяют только под промышленными зданиями с большими нагрузками от оборудования и транспорта на пол первого этажа.

Применение I принципа использования многолетнемерзлых грунтов в основании зданий предопределило и технические решения по прокладке наружных санитарно-технических сетей, устройству дорог и инженерной подготовке осваиваемой территории.

В качестве основного способа прокладки наружных санитарно-технических сетей на застроенной территории применяется надземная прокладка на свайных опорах, а также по эстакадам и надфундаментным конструкциям зданий. В г. Якутске применяется также подземная прокладка всех коммуникаций в проходном канале, вентилируемом наружным воздухом. При таких решениях тепловое влияние коммуникаций на мерзлые основания зданий ограниченно.

Вертикальная планировка территории г. Якутска в последнее время осуществляется в основном в насыпях из крупноскелетного материала, срезка производится только на участках с малопросадочными при оттаивании грунтами. Высота насыпи во избежание термокарста принимается такой, чтобы оттаивание грунта в ее основании не вышло за пределы слоя оттаивания в естественных условиях, а на участках с близким залеганием подземных льдов — из тела насыпи. Водоотвод с застроенной территории осуществляется, как правило, поверхностно вдоль основных транспортных магистралей по придорожным кюветам и лоткам. Расстояние между поперечными пропусками воды принимается 50—150 м. Твердое покрытие проезжей части дорог и улиц обычно устраивается через несколько лет после строительства по достижении стабилизации осадок земляного полотна.

23 Зак. 504

При размещении населенного пункта или промышленной площадки на склоне, а также у подошвы склона в целях защиты застраиваемой территории от подтопления с верховой стороны склона устраивается нагорная канава или нагорные валики для отвода поверхностных вод. В случае близкого залегания от дневной поверхности подземных льдов вода отводится только нагорными валиками. Вообще при выборе площадки под строительство стараются избегать участков с подземными льдами, а также участков с криопэгами. Однако это не всегда удается. Так, например, в процессе строительства одного из крупных промышленных зданий Якутска в его основании на глубине 5—6 м была обнаружена прорезаемая сваями линза криопэгов размером в плане 130×15 м². Строительство было приостановлено, произведена эскавация грунта и удаление криопэгов, а образовавшийся котлован был засыпан крупноскелетным грунтом, после чего строительство продолжалось. В настоящее время это пока единственный пример мелиорации мерзлых грунтов, содержащих криопэги.

В 1977 г. в г. Якутске впервые на многолетнемерзлых грунтах была произведена инженерная подготовка территории под застройку способом намыва. Намыв песка производился на примыкающем к городу участке затопляемой поймы Лены площадью в несколько сотен гектаров. Высота намыва достигала 6 м, он осуществлялся в два этапа: летом 1977 г. до высоты 3 м, летом 1978 г. до проектной отметки. Намытая пульпа сравнительно хорошо обезвоживалась и уплотнялась, после чего грунт приобретал анизотропное строение: среднезернистые пески через 0,1—0,3 м разделялись очень тонкими прослойками мелкозема; у мест выпуска пульпы образовались большие линзы крупнозернистого песка с гравийно-щебнистыми включениями [55]. Наблюдениями было установлено, что намыв сопровождался некоторым оттаиванием подстилающих многолетнемерзлых грунтов, величина которого зависит от мощности намываемого слоя и составляет 2—4 м. Оттаивание происходит в процессе самого намыва, продолжается и в течение года после его окончания. Расчеты показывают, что естественное промерзание намытой насыпи высотой 5—6 м и талого слоя грунта в ее основании будет продолжаться десятки лет, насыпи высотой 3 м — 8 лет и высотой 2,5 м — 3 года [81].

Результаты расчета предопределили примененный здесь способ фундаментостроения — с допущением промораживания грунтов основания в процессе эксплуатации зданий. Согласно этому способу, здания возводятся на замываемых в тело насыпи столбчатых фундаментах и имеют вентилируемые подполья. Ожидается, что в начале в результате работы вентилируемого подполья произойдет промораживание песчаного тела насыпи без пучения фундаментов, а затем (при промораживании талого слоя грунта в основании насыпи) пучение будет равномерным вследствие большой жесткости образовавшейся мерзлой песчаной плиты. В настоящее время ведутся наблюдения за несколькими экспериментальными зданиями, построенными таким способом. Результаты наблюдений подтверждают выдвинутое предположение.

Намытые насыпи открывают широкие возможности для применения различного рода поверхностных фундаментов. К их числу относится и принципиально новый тип фундамента — пространственный вентилируемый фундамент [18], экспериментально проверяемый в Якутске. Этот фундамент совмещает функции несущей фундаментной конструкции и охлаждающего устройства здания. Он представляет собой тонкостенную железобетонную складчатую систему, монтируемую на подсыпке из плоских панелей, коробчатых или складчатых элементов, объемных полых блоков. Охлаждение грунта основания, обеспечивающее сохранение его мерзлого состояния, осуществляется в зимнее время при движении наружного воздуха в свободном пространстве фундамента.

Применяемые мероприятия по сохранению мерзлого состояния пород приводят, как показывают наблюдения, к понижению температуры

Таблица 40

Среднегодовая температура наружного воздуха и воздуха в проветриваемых подпольях

Температура, °С	Высота подполья, м			
	1,1	1,2	1,8	2,2
В естественных условиях	—9,9	—9,9	—9,9	—9,9
Около зданий	—9,1	—9,1	—8,6	—8,8
В подполье	—9,8	—9,6	—8,9	—8,0

Таблица 41

Понижение температуры грунта на глубине 10 м в черте застройки по сравнению с естественными условиями.
По П. А. Соловьеву

Населенные пункты	Возраст застройки, лет	Абсолютное значение понижения температуры, °С	
		max	min
г. Якутск	200—300	6	4
То же	50—100	4	2
„	20—30	2	1
„	Менее 20	1	0
пос. Чурапча	Около 100	3	2
пос. Абалах	8—10	2	1

грунтов по сравнению с ее значениями в естественных условиях. При этом среднегодовая температура воздуха в вентилируемых подпольях практически не отличается от температуры воздуха возле зданий, если обеспечивается заданный режим вентиляции (табл. 40). Первые наблюдения за температурным режимом грунтов под зданиями с проветриваемым подпольем осуществлены Г. О. Лукиным в 1950—1956 гг., в результате которых было установлено, что наибольшее понижение температуры грунта под зданием происходит в первые 2—3 года после начала их эксплуатации и составляет 3—4 °С на глубине 6 м и 0,3 °С на глубине 18 м. Вне контура зданий температура грунта в населенных пунктах Центральной Якутии, по данным П. А. Соловьева, существенно понижается по сравнению с температурой в естественных условиях.

Этот факт впервые был отмечен А. Ф. Миддендорфом еще в 40-х годах XIX в. Причину понижения температуры исследователи объясняют по-разному. М. И. Сумгин связывал ее с уборкой и уплотнением снега, Н. И. Салтыков — с образованием «культурного слоя», П. И. Мельников — с повышением минерализации грунтов. Очевидно, все эти причины имеют место. Наличие же последних двух косвенно подтверждается существующей зависимостью величины понижения температуры от возраста застройки (табл. 41). Однако в черте современной застройки роль этих факторов, очевидно, мала ввиду наличия канализации, вертикальной планировки и твердых покрытий. Приведенные данные свидетельствуют о том, что климатические и геокриологические условия рассматриваемого региона благоприятствуют понижению температуры и развитию мерзлых толщ на застроенной территории.

В развитии сельскохозяйственных отраслей Якутской АССР также необходим учет многолетнемерзлых пород, особенностей их состава и льдистости. В сельской местности Якутии занимаются всеми традиционными отраслями северного хозяйства: оленеводством, охотничьим промыслом, рыболовством, разведением крупного рогатого скота, коневодством, птицеводством и др. К северу продвигаются и границы территорий, где занимаются земледелием, выращивают зерновые, картофель, овощи. Вид сельскохозяйственной деятельности и строительство сельскохозяйственных объектов определяются природно-климатическими и особенно геокриологическими условиями. Большое значение в решении этих вопросов имеют среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород и глубины их сезонного оттаивания.

Нормативные значения глубины оттаивания для песка ($\gamma_{ск}$ = =1,64 г/см³, $W_{об}$=0,1) на севере территории составляют 1,8 м, к югу

увеличиваются до 3,3 м. Наименьшие значения глубины оттаивания характерны для торфа: от 0,5 м в северных и до 1,2 м в южных районах. Продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха составляет на севере региона 250 дней, в Центральной Якутии 210 дней и в южной зоне не более 200 дней.

Суровость геокриологических условий предусматривает обязательное использование грунтов в качестве оснований по I принципу. Для сельскохозяйственных объектов допускалось оттаивание грунтов оснований в процессе эксплуатации. Индивидуальные дома и холодные постройки в сельской местности при обеспечении стока поверхностных и грунтовых вод в силу их небольших размеров деформаций не испытывают. Деревянные свайные фундаменты из лиственницы применяют при строительстве домов в сельской местности (с использованием I принципа). Однако интенсивному отеплению оснований и разрушению фундаментов способствует отсутствие водопровода и канализации в маленьких поселках.

Животноводство наиболее развито в Центральной и Южной Якутии, в связи с чем широкое распространение имеет строительство коровников и свинарников. В случае строительства их на рыхлых мерзлых грунтах даже по принципу I фактическая чаша оттаивания часто значительно превышает расчетную. Основные причины следующие: 1) при расчете теплопроводность поля из круглых бревен и теплопроводность подсыпки назначаются для исходного, сухого состояния, но при последующем увлажнении конструкций термическое сопротивление пола уменьшается более чем в 2 раза, что ведет к увеличению чаши оттаивания до 30 %; 2) в результате нарушения гидроизоляции в основание попадают технологические отходы: соли, кислоты, щелочи, которые понижают температуру начала замерзания грунтовой влаги (см. табл. 22).

Уменьшение деформаций связано с усовершенствованием конструктивных решений и с применением мер по уменьшению чаши оттаивания под животноводческими постройками.

Устройство зимних теплиц с двойным остеклением или пленочным покрытием при использовании грунтов основания в мерзлом состоянии возможно только при проветриваемом подполье. Основным требованием успешной эксплуатации при этом является устройство надежной тепло- и гидроизоляции помещений от фундаментов и вмещающих грунтов, так как температура в теплицах должна составлять 16—30 °С, а внесение удобрений и утечки воды от полива существенно повышают концентрацию солей в грунте и понижают их температуру замерзания.

Овощехранилища относятся к типу зданий с большими нагрузками на полы и сравнительно невысокими (2—8 °С) температурами. В небольших поселках они возводятся с допущением оттаивания грунтов оснований, крупные объекты строятся на подсыпках, охлаждаемых вентилируемыми каналами. Подсобные помещения с температурой воздуха 18—25 °С требуют дополнительной системы охлаждения или выноса за пределы овощехранилища.

Анализ результатов обследования сельскохозяйственных зданий показывает, что при их строительстве должна комплексно учитываться технология каждого вида сельскохозяйственного производства, процессы взаимодействия этих объектов с мерзлыми грунтами и наружным воздухом.

Анализ опыта освоения Южной Якутии

Начало хозяйственному освоению Южной Якутии было положено открытием и разработкой в начале 20-х годов месторождений золота и слюды. В 1930 г. было закончено строительство Амуро-Якутской автомагистрали от станции Большой Невер Амурской железной дороги до пос. Томмот, которая в послевоенный период была продолжена до

г. Якутска. В это время шло строительство поселков с одно-, реже двухэтажными, преимущественно деревянными, домами (г. Алдан, пос. Чульман, пос. Канку и др.).

Обследование состояния зданий, выполненное Н. И. Труш в 1963 г., показало, что наиболее устойчивы дома, основанием для фундаментов которых служат скальные или грубообломочные маловлажные грунты. Строительство их велось, как правило, по принципу II. Однако при строительстве на рыхлых льдистых грунтах отсутствие должного учета специфики мерзлотно-грунтовых условий привело к деформациям шлакоблочных зданий вследствие тепловых просадок. Последние нередко были вызваны неправильной эксплуатацией зданий, построенных по принципу I. Распространенной причиной оттаивания мерзлых грунтов являлся также сброс из отопительных систем теплой воды.

Деформации зданий, построенных по принципу II, в ряде случаев были вызваны неверным выбором глубины заложения фундаментов, в результате чего под ними вместо монолитных скальных грунтов оказывались распученные элювиальные образования. Кроме того, неглубоко залегающие фундаменты испытывали воздействие сил морозного пучения, опасность которых особо возрастала при снижении качества самих фундаментов. Развитию пучения и связанных с ним деформаций способствовало недостаточное внимание к дренажно-мелиоративным мероприятиям. Примером строительства промышленных объектов в период до середины 70-х годов может служить Чульманская ЦЭС, построенная по принципу II на мерзлых аллювиальных грунтах. Железобетонный фундамент ее главного корпуса поставлен на монолитные песчаники юрского возраста, поэтому здание не испытывало существенных деформаций.

Большой интерес представляет опыт строительства и эксплуатации Амуро-Якутской автомагистрали [93]. Основное отрицательное воздействие на состояние магистрали и условия ее эксплуатации в пределах Южной Якутии оказывают процессы пучения и наледеобразования. Образованию пучин на дороге способствовал недостаточный дренаж поверхностных и грунтовых вод, применение для отсыпки дорожного полотна дисперсных грунтов. Строительство дороги привело к интенсификации наледных процессов. В первые годы ее эксплуатации В. Г. Петровым было отмечено 117 наледей. При обследовании участка трассы В. Р. Алексеевым и В. А. Усовым было отмечено 64 наледи общей площадью 1 076 710 м² и протяженностью вдоль трассы около 17 км. При этом образование некоторых наледей было вызвано исключительно дорожным строительством. Для борьбы с вредными последствиями наледеобразования скалывали лед, увеличивали высоту насыпи, строили мерзлотные противоналедные пояса, проводили отвод наледеобразующих вод и обеспечивали меры по безналедному пропуску водотоков и т. д. В качестве эффективных мер по борьбе с наледями предлагается устройство горизонтального закрытого дренажа с отводом подземных вод на безопасное расстояние и вертикального дренажа с помощью одной или нескольких скважин.

Небольшие по размерам техногенные наледи с мощностью льда до 1,5 м и площадью до нескольких сотен квадратных метров образуются в поселках [93]. Причиной их образования является сброс сточных вод, проходка траншей и котлованов, нарушение термического и гидрогеологического режима при планировке поверхности, строительстве, сооружении и эксплуатации тепловых сетей. Формирование ряда техногенных наледей отмечалось, в частности, в пос. Чульман.

Особенно большие масштабы наземное гражданское и промышленное строительство приобрело в связи с образованием Южно-Якутского ТПК. К середине 80-х годов введены в эксплуатацию объекты первой очереди Нерюнгринского угольного разреза, построены сооружения и подъездные пути железнодорожной линии Тында—Беркакит—г. Не-

рюнгри, идет интенсивное строительство других объектов Южно-Якутского ТПК, преимущественно на территории Чульманского угленосного бассейна.

При возведении большинства инженерных сооружений грунты оснований используются по принципу II с опиранием фундаментов на коренные породы с небольшой льдистостью. К таким сооружениям относятся производственные здания, имеющие значительные размеры в плане, мокрые технологические процессы, повышенное тепловыделение, большие нагрузки на фундамент, заглубленные помещения. Используются фундаменты на естественном основании в виде разрезных железобетонных плит, а также отдельно стоящие столбчатые фундаменты под колонны, иногда объединенные лентой. При большой глубине залегания кровли коренных пород применяются свайные фундаменты в виде свай-стоек. В отдельных случаях при большой мощности мерзлых льдистых рыхлых пород сооружения с незначительным тепловыделением возводятся по принципу I.

Используемые в качестве грунтов основания по принципу II мерзлые скальные породы, представленные терригенными образованиями: песчаниками, алевролитами, углями и т. д., характеризуются различной степенью разрушенности и значительной неоднородностью их деформационных характеристик при оттаивании. Так, по данным полевых испытаний горячими штампами, значения коэффициента оттаивания для этих пород изменяются от 0,001 до 0,15, коэффициента сжимаемости от 0,05 до 0,15 $МПа^{-1}$, модуля деформации оттаявших грунтов от 5 до 80 МПа. Вследствие этого даже при опирании фундаментов на скальные грунты при их оттаивании могут возникнуть недопустимые неравномерные осадки.

Чтобы избежать этого, под фундаменты укладывают распределительные дренирующие подушки толщиной до 1,2 м из крупнообломочных грунтов — песчано-галечниковой смеси и дресвяно-щебнистого грунта гранитного состава. Качество таких подушек при строительстве устанавливается по величинам плотности и модуля деформации грунтов, причем последний определяется с учетом тепловой осадки. При значениях модуля деформации не менее 40 МПа для дресвяно-щебнистых грунтов и не менее 20 МПа для смеси качество отсыпки считается удовлетворительным.

В процессе планировки территории, связанной с неоднократными перемещениями грунта, выветрелые горные породы подвергаются дополнительному дроблению и перетиранию и в насыпных грунтах увеличивается содержание мелкозема аргиллитового и угольного состава. Следствием этого является ухудшение деформативных свойств насыпных грунтов и увеличение их неоднородности. Вскрытые котлованы под фундаменты длительное время (до 6—12 месяцев) остаются открытыми, в результате чего грунты основания подвергаются интенсивному выветриванию, что также снижает их несущую способность. В целом ряде случаев строители не производят работы по устройству дренажа площадок, предусмотренные проектами. Отсутствие нагорных и водоотводных канав приводит к тому, что котлованы и выемки периодически заливает водой, их откосы при этом размываются с выносом мелкозема, который оседает на дне. При неудовлетворительном строительном водоотливе вода остается на зиму и замерзает. В результате насыпи и подушки под фундаменты, уложенные на такие основания, дают, как правило, после оттаивания большие неравномерные осадки. Допускаются также нарушения технологии отсыпки, планировки и уплотнения подушек, попадания в них льда и снега, что приводит к снижению величины модуля деформации насыпных грунтов до 3,5—5 МПа. В котлованах и в местах подрезок склонов отмечается появление небольших наледей.

Устойчивость зданий и сооружений с фундаментами из свай-стоек в значительной мере определяется технологией устройства последних.

Как показывают результаты испытаний, несущая способность железобетонных свай сечением 30×30 см, опирающихся на оттаивающие угли и аргиллиты, составляет 300—500 кН, а на алевролиты и песчаники около 1000 кН, при полной очистке забоя от шлама и воды (что практически трудно осуществимо) и не превышает 200 кН при наличии в основании сваи песчано-цементно-шламовой смеси. Существенное повышение несущей способности (в 1,5—2 раза) достигается при устройстве в основании свай подушек из щебня гранита толщиной около 1 м с последующей добивкой свай дизель-молотом до нулевого отказа.

Большую роль в обеспечении надежной эксплуатации сооружений играет устойчивость склонов и откосов. В природных условиях, как правило, коренные склоны находятся в устойчивом состоянии. При строительном освоении их устойчивость значительно снижается как за счет подрезок, так и за счет увеличения обводненности грунтов (при отсутствии регулируемого стока) и дополнительного нагружения от возведенных сооружений. Откосы выемок, расположенных вкрест падению пород, в основном являются устойчивыми, в то время как на участках с падением пород по откосу они неустойчивы и требуют либо уположения откосов, либо разделения их на уступы. Расчетные поверхности скольжения приурочены к зонам повышенной трещиноватости, к ослабленным углистым прослоям в породах, контактам талых и мерзлых грунтов. Полевые испытания целиков на сдвиг показали, что при оттаивании выветрелых и трещиноватых скальных пород их сцепление по сравнению со сцеплением в мерзлом состоянии уменьшается в 7—9 раз, а угол внутреннего трения по опытным данным уменьшается на несколько градусов.

Устойчивость откосов насыпей в значительной мере зависит от состава отсыпаемого грунта, плотности укладки, мерзлого или талого состояния грунтов основания. В условиях сдвига насыпных грунтов по мерзлому основанию сопротивление сдвигу обусловлено сложением крупнообломочного материала и определяется прочностными свойствами последнего. При сдвиге по оттаявшему основанию сопротивление сдвигу в основном определяется прочностью оттаявших грунтов. При этом если они представлены слабыми разновидностями (углями, аргиллитами), то значения угла внутреннего трения могут уменьшаться в несколько раз. Эти обстоятельства необходимо учитывать при расчетах устойчивости откосов земляных сооружений.

Как показывают данные режимных температурных наблюдений за зданиями и сооружениями, построенными по принципу II, формирование чаш оттаивания происходит неравномерно, чему способствуют утечки промышленных и бытовых вод. Скорость оттаивания в зависимости от конкретных мерзлотно-геологических условий и конструктивно-технологических особенностей сооружений составляет в первые несколько лет от 1 до 5 м в год. По данным инструментальных наблюдений за деформациями фундаментов ряда жилых зданий и промышленных сооружений, бóльшая часть осадок (более 70—80 %) происходит в первые 3—6 месяцев после ввода сооружений в эксплуатацию. В дальнейшем наблюдается затухание осадок, которые обусловлены в этот период преимущественно формированием чаши оттаивания. Общая величина осадок не превышает за первые 3—4 года 10—15 см. Результаты контрольного обследования оснований и фундаментов и характер деформаций свидетельствует о том, что причинами этого явились недостаточная изученность мерзлотно-инженерно-геологических условий площадок, ошибки при проектировании и строительстве. В частности, фактическая длина свай оказалась на некоторых объектах на 1,5—2,5 м меньше проектной, что привело к опиранию нижних концов свай не на скальные, а на льдистые песчано-глинистые грунты. Кроме того, в результате нарушения технологии устройства свай под ними оставалась пробка из льдистого песчано-глинистого грунта. Для отдельных зданий с небольшими нагрузками на фундаменты, построенные по принципу I, от-

мечались деформации зданий, вызванные морозным пучением грунтов основания из-за недостаточной анкеровки фундаментов в мерзлом грунте.

Южная Якутия — один из наиболее динамично развивающихся горнодобывающих районов страны [92, 93]. Широкое распространение прочных скальных пород определяет в целом благоприятные условия для проходки и эксплуатации горных выработок. Осложняющее влияние оказывают зоны тектонического дробления [59], с которыми связано снижение прочности породного массива и резкое увеличение водопритоков. Мощность отдельных тектонически ослабленных зон в породах федоровской свиты архея, с которой связаны продуктивные на флогопит горизонты, достигает 150—200 м. В мраморах и кальцифирах на глубинах до 100—130 м часто встречаются полости, объем которых достигает нескольких десятков кубических метров, обычно заполненные льдом. Притоки подмерзлотных вод в подземные выработки достигают 15—20 л/с. Такой же порядок имеют водопритоки в летнее время при пересечении выработками таликовых зон под мелкими реками и ручьями. В отдельных случаях приток подмерзлотных вод достигал 64 л/с (230 м³/ч) при напоре над подошвой выработки 35—37 м и глубине вскрытия 165 м [72]. Для ликвидации водопритока была создана бетонная перемычка, оборудованная водоспускными трубами с запорной арматурой и манометром, после чего проведены работы по организации водоотливного хозяйства.

Наиболее простыми гидрогеологическими условиями отличаются месторождения, продуктивные горизонты которых целиком расположены в мерзлой зоне. Приток надмерзлотных вод носит сезонный характер и обычно не превышает 3—4 л/с. Значительные водопритоки (до 40—60 л/с) отмечаются при проходке шахт и штолен в обводненных карбонатных породах (месторождения Лебединской группы). Однако по мере откачки и сработки запасов подземных вод он уменьшается до 1—5 л/с. Сходная ситуация имела место при проходке штолен в терригенных юрских породах на Чульманском угольном месторождении; в продолжение нескольких суток приток подмерзлотных вод снизился с 32 до 4 л/с.

Подземное строительство оказывает влияние на температурный режим вмещающих многолетнемерзлых пород. При исследовании теплового режима Чульманской шахты было установлено быстрое развитие ореола оттаивания при естественной температуре пород от 0 до —0,5 °С, реже —1 °С. При отсутствии регулирования температуры воздуха, поступающего от вентиляционной установки, величина оттаивания угля за летний период при сплошном креплении деревом достигла 2,4 м, а в начале вентиляционного пути — 3,5—4 м. Годовые колебания температуры воздуха в горных выработках при нагнетательном режиме проветривания перед входом в очистные забои на расстоянии 450 м от устья штольни достигали 32,4 °С (от +12,4 до —20 °С), при всасывающем режиме —16,3 °С. На участках распространения талых пород происходит их промерзание. При открытом способе разработки протаивание бортов карьеров в летнее время приводит к вывалу глыб и блоков породы из верхней выветрелой зоны.

Имеющийся опыт строительства свидетельствует о необходимости инженерно-геокриологических исследований не только при проведении проектно-изыскательских работ, но и в процессе строительства (геологический контроль котлованов под фундаменты, контроль устройства свайных фундаментов, испытание свай и т. д.) и эксплуатации сооружений (наблюдения за температурным режимом, развитием криогенных процессов и т. д.). Быстрый рост техногенной нагрузки на природную среду Южной Якутии и прежде всего Алдано-Тимптонского междуречья делает необходимым разработку системы мероприятий по ее охране и рациональному использованию.

Изменение геокриологических условий при промышленной и городской застройке районов Среднего Приангарья

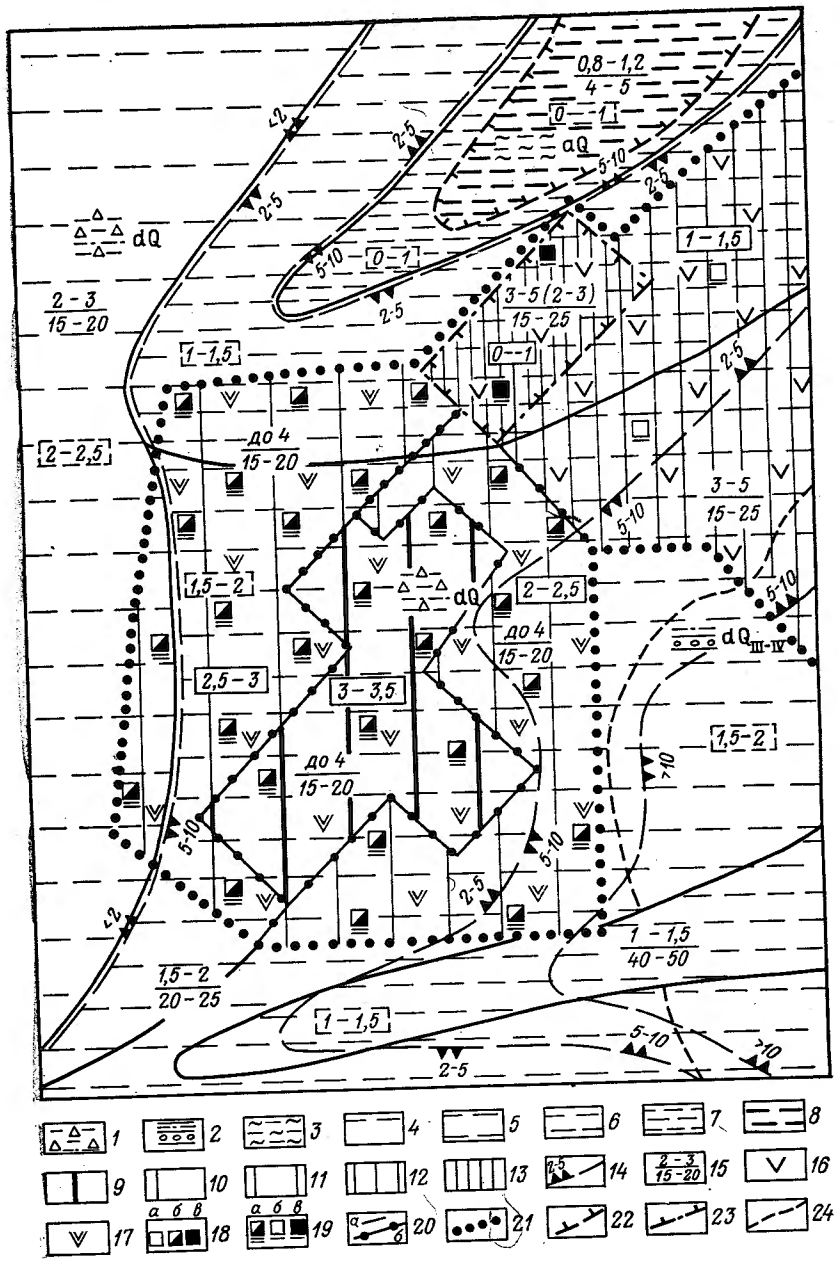
Освоение Среднего Приангарья вплоть до последних десятилетий было преимущественно земледельческим, с весьма локальным воздействием на природную среду и геокриологическую обстановку. Многоплановое освоение территории началось со строительством Братской ГЭС и затем Усть-Илимской ГЭС, основавшими крупный энергопромышленный район — Братско-Усть-Илимский территориально-производственный комплекс. Современный этап освоения характеризуется формированием профилирующих для района отраслей промышленности по использованию природных ресурсов — гидроэнергетических, лесных, минеральных. Специфика существующих промышленных узлов определяется созданием здесь предприятий тяжелой промышленности, интенсивно воздействующих на природную среду, включая и геокриологические условия территории.

Уже первыми геокриологическими исследованиями в рассматриваемом районе было установлено, что освоение территории ведет к существенным изменениям геокриологической обстановки: на распаханных участках среднегодовая температура пород была выше, а в черте населенных пунктов (сельского типа) ниже, чем на окружающих площадях, занятых тайгой. Последующие исследования в 60-х годах подтвердили правильность этого положения. На пашнях среднегодовая температура пород повышается примерно на 1—2 °С и достигает 3—4 °С. В то же время в сельской местности, в черте населенных пунктов обнаруживаются острова и линзы многолетнемерзлых пород, достигающие мощности 10—20 м. Понижение среднегодовой температуры пород и образование островов мерзлоты в этом случае все исследователи связывают с уплотнением снежного покрова на обжитых участках, а также со значительным затенением поверхности в пределах старых поселений, отличающихся большим числом неотапливаемых строений — сараев, навесов и т. д. Относительно влияния современного городского строительства до последнего времени сведения отсутствовали. Поэтому представляет интерес материал, полученный в результате мерзлотной съемки в черте города на высоких ангарских террасах в северной части рассматриваемого района.

Участок сложен преимущественно талыми терригенно-осадочными породами карбона (песчаниками, алевролитами), перекрытыми элювиально-делювиальными и аллювиальными четвертичными отложениями мощностью от 1 до 10—20 м. В слое сезонного промерзания (оттаивания) залегают суглинки и глины с влажностью 20—24 %, близкой к влажности нижнего предела пластичности. Основной водоносный горизонт в осадочных породах карбона залегает на глубине 20—50 м от поверхности.

На карте (рис. 130) отражены среднегодовые температуры поверхности почвы и горных пород этого участка в естественных условиях и в измененных условиях после застройки. В последнем случае показана ситуация, сформировавшаяся примерно на десятый год после начала освоения, когда участок уже был в основном застроен 5—9-этажными жилыми зданиями (плотность застройки П=12 %), 2-этажными брусчатыми домами (П=15 %) и разнообразными зданиями и сооружениями промышленного назначения (П=5 %). Возведение зданий и инженерных сооружений к этому времени уже заканчивалось и интенсивно проводились работы по благоустройству территории (разбивка газонов, асфальтирование дорог и т. д.).

Среднегодовая температура пород на рассматриваемом участке до начала строительства изменялась от близких к 0 °С значений до +2, реже +3 °С. Многолетнемерзлые породы мощностью около 10 м были обнаружены в виде небольших линз в днище и северном борту одного из крупных логов, пересекающего поверхность террас. Глубина сезонного



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24

Рис. 130. Изменение среднегодовой температуры пород в результате застройки (макет карты):

Геолого-генетические комплексы четвертичных отложений (*1—3*): *1* — щебнистые суглинки и супеси; *2* — суглинки с прослоями и линзами супесей, песков, галечников; *3* — гумусированные суглинки. Среднегодовые температуры пород (°С) в естественных условиях (*4—8*): *4* — от 2 до 2,5; *5* — от 1,5 до 2; *6* — от 1 до 1,5; *7* — от 0 до 1; *8* — от 0 до —1; в черте застройки (среднеинтегральные значения) (*9—13*): *9* — от 3 до 3,5; *10* — от 2,5 до 3; *11* — от 2 до 2,5; *12* — от 1 до 1,5; *13* — от 0 до —1; *14* — границы четвертичных отложений различной мощности (в м); *15* — глубина (в м) сезонного промерзания или протаивания грунтов в числителе (на участках новообразования мерзлоты глубина протаивания дана в скобках), влажность грунтов (в %) в знаменателе; *16—17* — плотность застройки (в %): *16* — <15, *17* — >15; *18* — степень общего затенения поверхности (в %) (*а* — 2,5, *б* — 5—15, *в* — >15); *19* — искусственные покрытия, занимающие 5—20 % площади (*а*), отсутствующие на оголенной поверхности (*б*); *20* — границы участков с различными среднегодовыми температурами пород до освоения (а) и после освоения (б); *21* — граница застройки; *22* — граница многолетнемерзлых пород в естественных условиях; *23* — граница новообразования многолетнемерзлых пород; *24* — граница геолого-генетических комплексов четвертичных отложений

промерзания грунтов составляла 1,5—2,5 м, протаивания — 1—1,5 м. Криогенные явления описаны не были.

На застроенной территории среднегодовая температура изменяется следующим образом. На участках, где снежный покров искусственно уплотнен или счищается, она имеет отрицательные значения. На участках со снятым растительным и несколько уплотненным вследствие этого снежным покровами в случае хорошей их освещенности среднегодовая температура пород составляет 1—1,5 °С, а в условиях затенения опускается до 0 °С и ниже (см. рис. 130). Такие геотемпературные условия характерны для еще неблагоустроенной территории в жилой части города и также для участков промышленной (подсобные предприятия) застройки. Глубина сезонного промерзания здесь составляет в среднем 3,5—4 м, тогда как в естественных условиях 1,5—2 м. Среднеинтегральная температура поверхности почвы (с учетом влияния зданий и сооружений) изменяется в этом случае от 1 до 1,5 °С и понижается до 0 °С на участках, где расположены холодные здания и сооружения (неотапливаемые склады, различного рода площадки для временной установки оборудования и др.). Данные натурных наблюдений показывают, что на территории складов, на участках, где в естественных условиях среднегодовая температура пород составляла 2—2,5 °С, на десятый год были обнаружены перелетки и линзы многолетнемерзлых пород с массивной и тонкошлировой криогенными текстурами, с суммарной влажностью 35—52 % и мощностью от 0,7 до 4,5 м (в зависимости от давности и других особенностей застройки).

В благоустроенной жилой части города наблюдаются самые высокие среднегодовые температуры пород до 3—3,5 °С (вне зоны теплового влияния зданий). Такая температура грунтов отмечается на газонах с насаждениями кустарников, где высота снежного покрова повышена. Среднеинтегральная температура поверхности с учетом теплового влияния зданий составляет в среднем 2,5—3,5 °С, тогда как в естественных условиях 1,5—2 °С.

Глубина сезонного промерзания грунтов повсеместно увеличивается (в 1,5—2 раза) за счет роста годовой амплитуды температур на поверхности почвы, за исключением участков, где имеет место искусственное снегонакопление (газоны, обочины дорог и др.). Здесь глубина сезонного промерзания грунтов резко сокращается.

Опыт строительства показывает, что указанные изменения геотемпературных условий сопровождаются развитием неблагоприятных инженерно-геологических процессов, вызывающих деформации зданий и сооружений. К их числу относятся оттаивание многолетнемерзлых грунтов оснований, являющееся причиной осадок фундаментов зданий, а также широкое развитие морозного пучения грунтов. Деформации строительных конструкций от воздействия сил морозного пучения грунтов в случае легких неотапливаемых зданий с неглубоким заложением фундаментов, деревянных мостовых опор и т. п. имеют массовый характер и протекают столь интенсивно, что уже после первых лет эксплуатации указанные здания и сооружения требуют восстановительных работ.

Широкое развитие неблагоприятных криогенных процессов может иметь место в том случае, когда геотемпературные изменения происходят на фоне увеличения влажности грунтов. Увеличение влажности грунтов в ходе строительного освоения территории вызвано такими факторами, как повышение уровня грунтовых вод в зоне подтопления ангарских водохранилищ, подтопление территорий хозяйственными водами и др. Особенности гидрогеологических условий территории (залегание четвертичных отложений на практически водонепроницаемых диабазах) способствуют широкому развитию здесь верховодки.

Особенно неблагоприятная обстановка может создаваться в строительный период [50]. Для этого периода характерно локальное переувлажнение грунтов в результате нарушения естественного поверхностного стока при проведении инженерной планировки поверхности, осо-

бенно при отсутствии надлежащих мер по отводу поверхностных вод из котлованов и свайных полей и т. д. Отмечаются случаи, когда увеличение влажности оснований связано с недоуплотнением грунтов в ходе обратной засыпки, особенно в зимних условиях, предъявляющих особые требования к производству строительных работ. Увеличение влажности грунтов в строительный период сопровождается обычно понижением их температуры в связи с уплотнением снежного покрова и увеличением глубины сезонного промерзания, что способствует активизации процессов морозного пучения грунтов.

Крайне неблагоприятным моментом является задержка сроков завершения строительных работ. При этом нередко в результате промерзания переувлажненных оснований образуются линзы сильнольдистых грунтов, которые могут сохраняться в мерзлом состоянии в течение нескольких лет. Их оттаивание при изменении условий теплообмена в связи с возобновлением строительных работ или вводом сооружения в эксплуатацию может явиться причиной значительных тепловых осадок грунтов и деформаций строительных конструкций.

Как показало изучение опыта строительства, в начальный период эксплуатации инженерных сооружений развиваются деформации, связанные с сезонным пучением грунтов и осадками оснований вследствие оттаивания многолетнемерзлых грунтов, существовавших в естественных условиях и образовавшихся в строительный период. В дальнейшем возможны деформации, связанные с разнообразным проявлением пучения грунтов при их многолетнем промерзании в ходе новообразования мерзлоты на площадях, застроенных «холодными» зданиями и сооружениями. Этот процесс развивается медленно, так как техногенные воздействия в этом случае проявляются косвенно, через изменение таких естественных факторов, как инсоляция, увлажнение грунтов и их дренаж и др.

Приведенный материал позволяет сделать вывод об определенной специфике строительного освоения рассматриваемого района, связанной с его геокриологическими особенностями [50]. Ограниченное распространение многолетнемерзлых пород в этом районе, казалось бы, дает возможность исключить участки их развития из застраиваемых площадей и вести проектирование в соответствии со строительными нормами и правилами, разработанными для территорий, расположенных вне области многолетнемерзлых пород. Существует еще точка зрения, отражающая пассивное отношение к мерзлоте. Но как показывает приведенный выше материал, она является ошибочной, так как многолетнемерзлые породы здесь могут образовываться в ходе самого строительства и эксплуатации зданий и сооружений на ранее талых участках. В силу этого при проектировании не удается избежать вопросов, связанных со строительством на мерзлых грунтах.

В соответствии с рекомендациями СНиП II-18—76 для рассматриваемого района рекомендуется принцип II — многолетнемерзлые грунты основания используются в оттаявшем (или оттаивающем) состоянии. Применение этого принципа обусловлено рядом особенностей геологических и инженерно-геокриологических условий, таких, как: 1) островное распространение многолетнемерзлых пород и высокая положительная среднегодовая температура грунтов на площадях современного типового строительства и 2) широкое распространение неглубоко залегающих морозных (не содержащих льда при отрицательной температуре) скальных пород, что позволяет углублять сваи через толщу мерзлых льдистых дисперсных пород до скалы и опирать фундаменты на надежное основание.

Вместе с тем имеются и факторы, осложняющие применение этого принципа строительства. Так, при проектировании зданий и сооружений с жесткой конструктивной схемой, с усиленными ленточными или плитными фундаментами, а также фундаментами неглубокого заложения (под оборудование и т. п.) осложняющим моментом является широкое

распространение среди многолетнемерзлых пород сильнольдистых тонкодисперсных грунтов, дающих при оттаивании большие тепловые осадки и практически теряющих несущую способность вследствие перехода в текучепластичное и текучее состояния. В талом состоянии эти грунты обладают низкой фильтрационной способностью, что затрудняет их уплотнение в процессе предварительного оттаивания. Поэтому в указанных выше случаях рекомендуется обычно замена льдистых грунтов талым карьерным или местным грунтом. Таким образом, строительство на многолетнемерзлых грунтах по принципу II в рассматриваемом районе связано со значительным увеличением объема земляных работ и удорожанием проекта по сравнению с территориями вне области многолетнемерзлых пород. Оптимальные проектные решения при этом могут быть приняты только с учетом результатов мерзлотных инженерно-геологических исследований, включающих мерзлотную съемку и прогноз, выполняемые в ходе инженерных изысканий, а также стационарных наблюдений за состоянием грунтов оснований в ходе строительства и эксплуатации сооружений.

Кроме того, как было показано ранее, в результате освоения района на участках, сложенных в естественных условиях талыми грунтами, могут образовываться острова и линзы многолетнемерзлых пород, формирование которых сопровождается развитием неблагоприятных для строительства криогенных процессов. Можно выделить два случая: 1) многолетнемерзлые породы образуются в ходе самого строительства, в результате нарушения естественных условий теплообмена горных пород с атмосферой при проведении подготовительных земляных работ, а также в процессе возведения зданий и сооружений; 2) новообразование мерзлоты происходит в процессе эксплуатации зданий и сооружений на площадях, где преобладают холодные (без тепловыделения) строительные объекты.

В первом случае новообразование мерзлоты и развитие нежелательных криогенных процессов легко предотвратить, если исключить нарушения технологии производства строительства работ и соответствующих технических указаний и соблюдать рекомендации по производству подготовительных и земляных работ, составленные на основе инженерно-геокриологического прогноза с учетом специфики осваиваемого района. Таковы, например, рекомендации по срокам и технологии проведения планировочной срезки и отсыпки грунтов и др. Новообразование многолетнемерзлых пород под холодными промышленными и другими объектами исследовалось путем моделирования на ЭВМ стационарного температурного поля пород для трехмерного пространства при реальной типовой застройке (складские помещения размером 24×300 м).

Результаты расчетов показали, что на севере рассматриваемого района (при среднегодовой температуре воздуха —4 °С) слияние линз мерзлоты, образующейся в основании холодных сооружений, в единый массив происходит независимо от обустройства прилегающей территории. При среднегодовой температуре поверхности вне контуров сооружений, равной 0,5 °С (что соответствует условиям естественного уплотнения снега вследствие вырубки тайги и срезки растительного слоя), максимальная мощность мерзлоты в образующемся массиве отмечается по поперечной оси зданий и достигает 45 м. В этом сечении мерзлота выходит за контуры зданий на 30 м, осложняя тем самым проектирование и эксплуатацию инженерных коммуникаций на прилегающей территории. Увеличение расстояния между зданиями с 10 до 20 м не изменяет сколько-нибудь значительно конфигурацию мерзлого массива.

Если площадь между сооружениями и прилегающая к ним территория заняты газонами (среднегодовая температура поверхности 3 °С), то образующийся массив многолетнемерзлых пород сокращается, их максимальная мощность уменьшается до 12,5 м. Между зданиями об-

разуется несквозной талик с глубиной залегания кровли многолетнемерзлых пород около 5—7 м, существование которого будет способствовать скоплению на этом участке грунтовых вод и активизации морозного пучения грунтов.

На юге района (среднегодовая температура воздуха —2 °С) при аналогичной застройке образуются лишь разобщенные маломощные линзы мерзлоты внутри контуров холодных сооружений, в связи с чем влияние возможных новообразований мерзлоты на разработку компоновочных решений не столь существенно.

Приведенный материал показывает, что для предотвращения новообразований многолетнемерзлых пород в ряде случаев требуются специальные мероприятия по искусственному регулированию температурного режима основания (путем укладки электронагревателей и т. д.). Ввиду того, что холодные здания и сооружения по своему назначению в основном являются подсобными или временными, проведение таких мероприятий, существенно удорожающих проект, в большинстве случаев экономически нецелесообразно. Поэтому проектирование таких зданий и сооружений должно вестись по принципу использования в качестве оснований промерзающих грунтов. Таким образом, следует признать, что при проектировании крупных промышленных объектов с широкой сетью подсобных предприятий и сооружений в рассматриваемом районе на одной строительной площадке возможны два принципа использования грунтов оснований: 1) в оттаивающем или оттаявшем состоянии (с допущением выемки и замены льдистых горизонтов) в основании зданий и сооружений с тепловыделением; 2) в промерзающем (или предварительно промороженном) состоянии — в основании холодных зданий и сооружений. В связи с этой особенностью важное значение при проектировании приобретают такие вопросы, как выбор оптимальной компоновки зданий и сооружений, разработка мероприятий, обеспечивающих нормальную работу линейных сооружений и санитарно-технических сетей на границе участков с разными принципами использования мерзлых грунтов в качестве оснований зданий и сооружений и др. Следует отметить, что в южных районах области многолетнемерзлых пород выбор принципа строительства требует особого обоснования.

Следует отметить также, что наиболее сложными и наименее разработанными для южной геокриологической зоны, особенно Приангарского региона, являются вопросы, связанные с проектированием на протаивающих и промерзающих грунтах.

При проектировании зданий и сооружений на протаивающих грунтах требуется определять глубину оттаивания основания для оценки ожидаемой осадки. Рекомендуемые методы расчета зоны оттаивания под зданиями и сооружениями основываются на исследовании стационарного двухмерного температурного поля неограниченного по простиранию и мощности массива многолетнемерзлых пород (СНиП II-18—76, прил. 3). При этом не учитывается характер распространения мерзлоты в южных районах, когда при наличии островов мерзлых пород возможно полное оттаивание оснований, и величина ожидаемой осадки должна рассчитываться на всю мощность слоя мерзлоты, которая в Приангарье составляет 10—25 м. Поэтому представляет интерес определение того предельного минимального размера «острова» многолетнемерзлых пород, при строительстве на котором еще гарантируется сохранение мерзлого состояния пород под зданием (с образованием зоны оттаивания), а при превышении сооружением этого размера произойдет полное оттаивание основания. Очевидно, этот предельный размер острова мерзлоты или возможность образования сквозного талика зависят от соотношения размеров массива многолетнемерзлых пород и инженерного сооружения, времени его эксплуатации, температуры внутри помещения, температуры многолетнемерзлых и окружающих островов талых пород.

Разработка (на основе решения осесимметричной задачи) и реализации алгоритма поиска предельного минимального размера острова многолетнемерзлых пород, при котором под зданием еще не образуется сквозной талик, дали следующие результаты. При температуре многолетнемерзлых пород —1 °С, окружающих талых пород +2 °С, радиусе здания 50 м, времени его эксплуатации 50 лет, при температуре внутри помещения +5 °С предельный минимальный размер острова многолетнемерзлых пород составляет 105 м, при +10 °С — 202 м, а при +20 °С — достигает 540 м.

При строительстве на промерзающих грунтах первостепенное значение приобретает прогноз пучения при многолетнем промерзании. В связи со сложностью моделирования процесса многолетнего промерзания влажных тонкодисперсных грунтов в полной постановке (с учетом миграции влаги к границе раздела фаз, происходящих при этом структурных преобразований и др.) для ориентировочной оценки условий развития процесса пучения и его интенсивности может быть использовано приближенное автомодельное решение задачи [61]. Проведенные расчеты показали, что достаточно интенсивное пучение при многолетнем промерзании типичных для районов грунтов (суглинки с влажностью 25 %, объемным весом скелета 1600 кгс/м³, коэффициентом теплопроводности 5 кДж/(м·ч)) возможно лишь при близкой к 0 °С средней многолетней температуре пород, когда оно может достигать 10 см (на пятый год промерзания при мощности образовавшегося мерзлого слоя, равной 3,5 м) и более. Приведенные примеры показывают значение конкретного инженерно-геокриологического прогноза как основы проектирования при освоении южных районов криолитозоны.

Опыт освоения районов Южного Приангарья

Специфику строительства на территории региона наряду с другими природными факторами определяют прежде всего глубокое сезонное промерзание пород, термически неустойчивый режим мерзлых и талых пород и широкое развитие криогенных и посткриогенных процессов и явлений. Многолетняя практика возведения различных сооружений (дорог, коммуникаций и др.) показала, что при освоении территории нарушаются термический и влажностный режимы пород в основании сооружений и на прилегающих участках и как следствие происходит изменение в целом мерзлотных условий площадок. Наиболее распространенными видами мерзлотных деформаций, влияющих на устойчивость различных сооружений, в Ангаро-Ленском регионе являются: пучение и просадки мерзлых пород, образование наледей, морозобойное трещинообразование в грунтах и солифлюкция.

Во многих районах Приангарья строительство зданий осуществлялось с применением ленточных фундаментов по принципу II, допускающему оттаивание мерзлых грунтов в процессе эксплуатации. Кирпичные здания производственного и культурно-бытового назначения (котельные, мастерские, склады и др.) в большинстве подвергались деформациям с образованием трещин шириной до 10 см. Причина деформаций — осадки фундаментов при оттаивании мерзлых грунтов основания. Усиление фундамента и стен специальными железобетонными поясами не устраняло появление и развитие деформаций. В то же время отапливаемые здания, построенные по принципу I сохранения грунтов основания в мерзлом состоянии, не деформировались.

При строительстве и эксплуатации железных и автомобильных дорог на маревых участках, на пологих склонах и в логах с льдистыми суглинками и супесями земляное полотно деформируется за счет пучения и просадок, сплывов откосов насыпей и выемок, обводнения грунтов основания, заплывания кюветов и водоотводных канав наледными водами. Такие явления отмечались на участках Восточно-Сибирской же-

Таблица 42

Изменение геокриологических условий при общехозяйственном освоении территории юга Средней Сибири

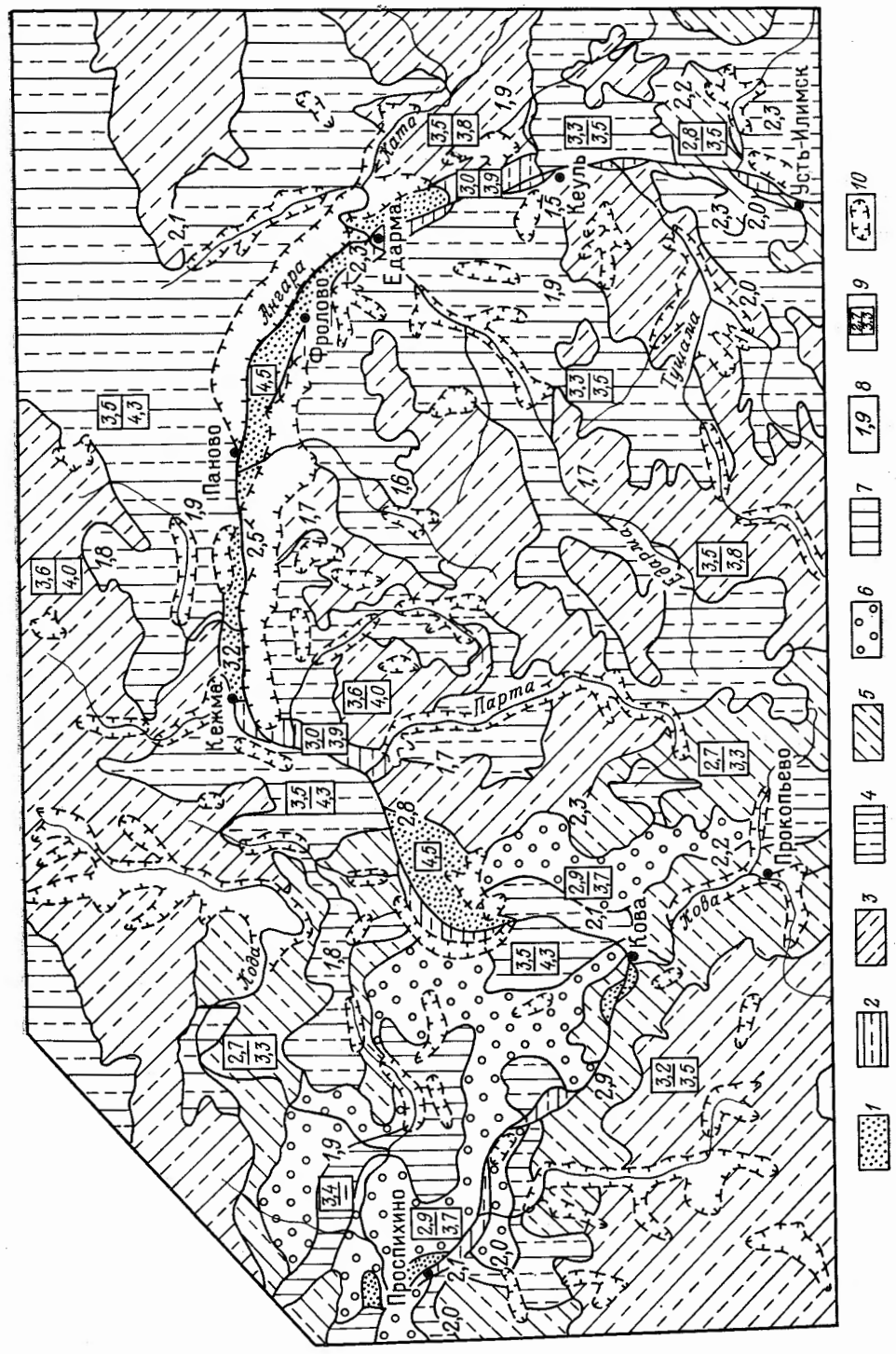
Распространение многолетнемерзлых пород	Динамика многолетнемерзлых пород	Сезонное промерзание и протаивание	Криогенные процессы и явления	Влияние криогенных явлений на инженерные сооружения	Принцип использования мерзлых грунтов в качестве оснований сооружений
Без многолетнемерзлых пород (глубокое сезонное промерзание грунтов)	Возможны перелетки и линзы многолетнемерзлых пород под неотапливаемыми постройками	Увеличение промерзания в суглинках до 3—3,5 м, в песках до 3,5—4 м	На участках с глинистыми отложениями — активизация пучения и морозобойного растрескивания	**Деформация зданий, сооружений, различных коммуникаций, дорожных покрытий под влиянием пучения, морозобойных трещин. Деформация мостовых переходов под влиянием надедей**	Принцип II, грунты используются в оттаявшем состоянии
Преимущественно без многолетнемерзлых пород, отдельные острова, перелетки	Возникновение линз многолетнемерзлых пород под неотапливаемыми постройками, под насыпями, с северной стороны зданий. Возможны перелетки	Увеличение промерзания в глинистых отложениях до 3 м, в песчаных до 4 м	Нивелирование дневной поверхности на участках бугристо-западинного рельефа, локальное проявление термокарста, рост бугров пучения, увеличение количества речных наледей, морозобойное растрескивание грунтов		
	Активная деградация многолетнемерзлых пород при нарушении поверхностных условий	Увеличение протаивания в торфяниках до 1 м; в иловатых суглинках до 2,5 м			
Редкоостровное распространение	Возникновение островов многолетнемерзлых пород на затененных участках под неотапливаемыми помещениями. Частое образование перелетков	Увеличение промерзания в глинистых отложениях до 3 м, в песчаных до 3,5 м	Интенсивное развитие термокарста, многолетних бугров пучения, активизация наледеобразования, морозобойного растрескивания грунтов, локальное проявление солифлюкции	Деформация зданий, сооружений, различных коммуникаций, дорожных покрытий под влиянием пучения и просадок. Деформация мостовых переходов под влиянием термокарста, наледей. Термоэрозия и сплывы дорожных выемок и насыпей	Принци II, грунты используются в оттаявшем состоянии Принцип I, глинистые льдистые грунты используются в мерзлом состоянии
	Деградация многолетнемерзлых пород при нарушении поверхностных условий	Увеличение протаивания в иловатых суглинках до 2 м, в суглинках до 3 м			
Островное и прерывистое распространение	Возможно образование мерзлых пород на северных склонах, в долинах рек, сложенных глинистыми грунтами	Увеличение промерзания в глинистых отложениях до 3,5—4 м, в песчаных до 4—4,5 м	Развитие термокарста и многолетних бугров пучения, активизация солифлюкции, морозобойного растрескивания грунтов с образованием полигонального микрорельефа, заболачивание дневной поверхности, увеличение количества речных наледей	Деформация зданий, сооружений, различных коммуникаций, насыпей дорог под влиянием просадок и пучения. Деформация мостовых опор под влиянием наледей, термокарста. Термоэрозия и сплывы грунта дорожных выемок и насыпей	Принцип I, грунты используются в мерзлом состоянии
	Преобладание деградации многолетнемерзлых пород над аградацией	Увеличение протаивания до 2,5 м			

лезной дороги Тайшет—Лена, Хребтовая—Усть-Илимск. На некоторых участках Лена-Киренгского междуречья, сложенных сильнольдистыми суглинками со щебнем, стали наблюдаться значительные просадки грунта при оттаивании в процессе строительства. Так, мерзлые породы в основании насыпей железной дороги через 3—4 года после возведения деградировали, и насыпи просели на десятки сантиметров.

При строительстве необходимо исключить либо значительно уменьшить влияние сил пучения, проявляющегося в период промерзания в глинистых грунтах, а также в мелких и пылеватых песках. С этой целью используются свайные фундаменты, которые позволяют строить здания и сооружения при любых грунтовых условиях, осуществлять комплексную механизацию работ, резко уменьшать объемы разработки грунтов, в том числе и мерзлых.

Анализ эксплуатации сооружений на высокотемпературных мерзлых породах и особенности изменения мерзлотных условий территории при хозяйственной деятельности человека (табл. 42) позволили провести районирование территории по принципам использования грунтов в качестве оснований фундаментов. В области островного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород, а также в отдельных районах редкоостровного распространения льдистых глинистых пород значительной мощности, т. е. там, где мерзлые породы имеют большую мощность и температуру ниже —0,5 °С, необходимо использовать грунты оснований в мерзлом состоянии (принцип I). На территории талых пород с редкими островами и перелетками мерзлых и при редкоостровном распространении последних с температурой от 0 до —1 °С грунты оснований сооружений могут использоваться как в талом, так и в мерзлом состоянии (принцип II) в зависимости от типа сооружения, режима его эксплуатации и особенностей динамики мерзлотной обстановки.

При проведении перспективного планирования и конкретного проектирования различных народнохозяйственных объектов выбор принципа строительства, глубины заложения фундаментов, определение несущей способности мерзлых оснований и устойчивости фундаментов необходимо осуществлять согласно тем мерзлотным условиям, которые будут созданы при застройке территории и в результате эксплуатации сооружений, а не на момент инженерных изысканий перед началом строительства. Обеспечение устойчивости зданий и сооружений, возводимых на мерзлых грунтах, может быть успешно решено, когда этому уделяется должное внимание на всех этапах, начиная от мерзлотно-геологических изысканий, проектирования, строительства и заканчивая эксплуатацией инженерных объектов. Необходим



особо строгий режим эксплуатации сооружений, жесткие правила и нормы природопользования.

Малейшее нарушение одного из компонентов природной среды, особенно под влиянием интенсивно развивающегося хозяйственного освоения территории (уплотнение и удаление снега, вырубка леса, сведение мха, осушение или заболачивание территории, ее распашка, изменение влажности грунтов и др.), неизбежно изменяет годовой тепловой баланс грунтов и как следствие этого происходит переход сезонного промерзания в протаивание и наоборот, ускоряется процесс деградации мерзлых толщ или их новообразование, резко изменяются темпы и направленность развития криогенных процессов.

Растительный и снежный покровы выступают в качестве основных регулирующих и стабилизирующих факторов не только динамики и глубины промерзания и оттаивания пород, развития многолетней мерзлоты и криогенных процессов, но и изменения мерзлотных условий в целом как на отдельных локальных участках, так и на значительных площадях [53].

В лесостепных районах Приангарья при снятии снежного и растительного покровов среднегодовые температуры понижаются до 0,5—1,5 °С. Глубина промерзания слабовлажных песчаных грунтов увеличивается на 1—1,5 м и достигает 4—4,5 м. В этих условиях на водораздельных массивах и террасированных склонах образование мерзлых толщ при освоении территории маловероятно. Для многих районов таежного Приангарья при хозяйственном освоении территории температура грунта в подошве сезонномерзлого слоя понижается от 2 до —0,5 °С, а глубина промерзания в глинистых отложениях возрастает на 0,8—1 м, т. е. примерно в 1,5 раза по сравнению с участками в естественных условиях. На выположенных участках побережья ангарских водохранилищ в связи с повышением уровня грунтовых вод происходит увеличение влажности грунтов в среднем на 10 %. Это сказывается на уменьшении глубины сезонного промерзания грунтов на 20—60 см по сравнению с участками, удаленными от береговой зоны.

Для оценки величины изменения сезонного промерзания грунтов при хозяйственном освоении территории в зоне влияния будущего Богучанского водохранилища нами было проведено определение нормативной глубины промерзания (рис. 131) в соответствии с требованиями СНиП II-18—76. Нормативная глубина сезонного промерзания грунтов отражает максимально возможное промерзание, которое будет наблюдаться на освоенных участках при удалении леса и снега. Расчеты показывают, что в долинах рек, на водоразделах и их склонах, сложенных суглинками, нормативная глубина промерзания грунтов составит 2,75—3,6, а в супесях — 3,35—4 м. В долинах рек, сложенных аллювиальными песками, нормативная глубина сезонного промерзания будет равна 4,2—5 м. Понижение уровня теплообмена на поверхности грунта может приводить на отдельных участках к формированию многолетнемерзлых толщ или перелетков на фоне общей их деградации. В распадках, узких долинах, на затененных северных склонах Приангарья, где температура пород в подошве сезонномерзлого слоя ниже 1,5—2 °С, при освоении участков, где удаляется снег, растительный покров, затеняется поверхность земли различными постройками и грунты приобретают значительное увлажнение, могут формироваться линзы и острова мерзлых толщ. В пределах селений затененность поверхности земли неотапливаемыми постройками, удаление и уплотнение снега на дворовых

Рис. 131. Карта нормативной глубины сезонного промерзания грунтов в зоне влияния Богучанского водохранилища:

1 — аллювиальные пески; *2* — аллювиальные суглинисто-супесчаные отложения; *3* — элювиально-делювиальные суглинки и супеси, развитые на породах перми и юры; *4* — то же, на эффузивах и траппах триаса; *5* — то же, на породах карбона; *6* — то же, на породах ордовика; *7* — то же, на породах кембрия; *8* — глубина промерзания грунтов в естественных условиях (°С); *9* — нормативная глубина промерзания (в м) грунтов (в числителе для суглинков, в знаменателе — для супесей); *10* — участки распространения многолетнемерзлых пород

площадках приводят к образованию линз и островов мерзлых пород, повторяющих в плане контуры названных построек и площадок. Формирование линз мерзлых пород у зданий и сооружений холодного типа происходит на всей территории распространения мерзлых островов и массивов. Они были встречены в пос. Тулун, Зима, Харик, Бехан, Качуг, Усть-Орда, Усолье, Черемхово и др. В открытых зимой котлованах и траншеях, под земляными насыпями, в отвалах горных пород при открытой разработке месторождений полезных ископаемых образуются перелетки, которые сохраняются в течение 3—5 лет, или линзы мерзлоты мощностью 5—7 м и более.

При застройке территорий в местах малой мощности мерзлой толщи не исключено полное протаивание мерзлоты и образование сквозных таликов. Например, вдоль железной дороги Хребтовая—Усть-Илимск, на участках с многолетней мерзлотой глубина сезонного протаивания до постройки дороги не превышала 2,5 м, а через 10 лет она увеличилась до 3 м и более. Примерно такая же картина отмечалась и в районе г. Усть-Кут. Здесь на правом берегу Лены, на эрозионной террасе, сложенной делювиально-солифлюкционными мерзлыми супесями и суглинками, в результате вырубки леса при освоении площадки, по данным Ю. И. Богданца, верхняя поверхность мерзлоты примерно за 20 лет понизилась на 3—5 м. В таежных районах Иркутской области, таких, как Среднее и Нижнее Приангарье, деградация многолетней мерзлоты часто происходит в результате лесных пожаров [53].

Изменение температурного режима мерзлых пород при освоении территории активизирует развитие пучения, термокарста, солифлюкции, наледеобразования. Строительство на склонах, где развиты мерзлые породы, приводит к интенсификации действующей солифлюкции и термоэрозии и к зарождению этих процессов вновь не только в тонкодисперсных, но и в песчано-щебнистых льдистых отложениях. В таежных районах возможно образование провальных термокарстовых форм в местах скоплений подземных льдов. Бугры пучения при освоении территории вследствие оттаивания в них льда превращаются в термокарстовые формы, часто заполненные водой. По бортам рек и озер термокарст осложняется суффозией, эрозией, текучестью оттаивающих грунтов, абразией. На осваиваемых участках активизируются не только существующие наледи, но и образуются новые. Обычно они возникают у выемок и насыпей дорог, у мостовых переходов и связаны с нарушением водно-теплового режима, гидрогеологических и грунтовых условий местности. Так, после постройки автодороги Братск—Усть-Илимск, Седаново—Богучаны число наледей возросло почти в 2 раза. Возросло число наледей и вдоль железной дороги Усть-Кут—Кунерма.

В наиболее резкой форме развитие действующих и формирование новых криогенных процессов и явлений происходит на берегах водохранилищ. Отепляющее действие водоемов, а также попеременное многократное промерзание — протаивание обводненных пород в узких долинах являются причиной обвалов, оползней, термоэрозии, солифлюкции, сплывов.

Рассмотренные выше особенности изменения мерзлотных условий в Ангаро-Ленском регионе как под влиянием развития природной обстановки, так и в ходе хозяйственного освоения отдельных территорий позволяют провести районирование региона по устойчивости мерзлых пород к общим техногенным воздействиям (рис. 132). В основу районирования положены характер пространственного распространения мерзлых пород в регионе, их температурный режим, степень реакции изменения многолетней мерзлоты на техногенные воздействия, а также тенденция развития криогенных процессов и динамика промерзания и протаивания пород, обусловленные этими воздействиями. Эти особенности изменения мерзлотных условий в определенной степени отражены в табл. 47.

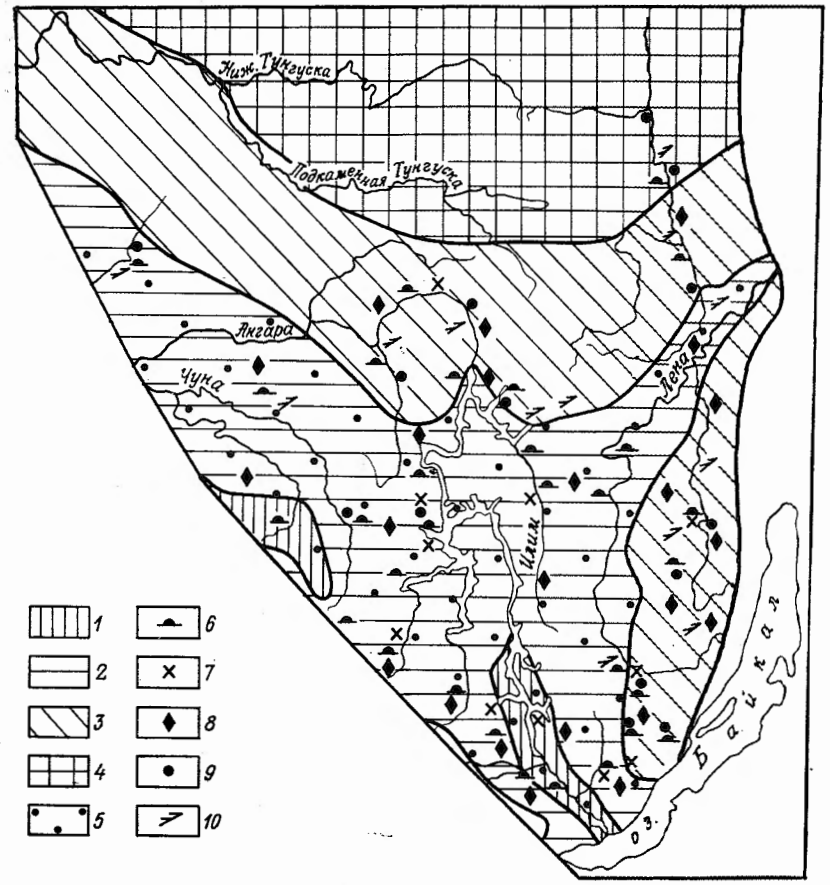


Рис. 132. Схема районирования Ангаро-Ленского региона по устойчивости мерзлотных условий к техногенным воздействиям:

1 — районы без многолетнемерзлых пород; *2* — районы повсеместной деградации многолетнемерзлых пород; *3* — районы локальной деградации; *4* — районы устойчивого развития многолетнемерзлых пород; *5* — районы формирования перелетков и линз мерзлых пород при затенении поверхности, сооружении построек холодного типа и при удалении снежного покрова; *6—10* — районы активизации криогенных процессов при техногенном воздействии (*6* — пучение грунтов, *7* — морозное растрескивание грунта, *8* — наледи, *9* — термокарст, *10* — солифлюкция)

На схеме показаны площади с относительно однородными в региональном плане изменениями геокриологических условий при общем освоении территории. На ней выделены районы с разной степенью устойчивости мерзлых пород к техногенным воздействиям. В Ангаро-Ленском регионе преобладают территории, на которых происходит в той или иной степени деградация многолетнемерзлых пород. Новообразования многолетней мерзлоты отмечаются только на осваиваемых участках, связанных с понижением уровня теплового баланса. На схеме внемасштабным знаком указаны пункты наиболее активного проявления криогенных процессов при техногенном воздействии.

Фактический материал, освещающий особенности мерзлотных и инженерно-геологических условий региона, и учет совокупного влияния многих факторов позволяют провести оценку территории по степени сложности мерзлотно-инженерно-геологических условий для целей строительства. В пределах рассматриваемой территории выделены 3 района: 1) со сравнительно простыми условиями, где возможно повсеместное применение типовых конструкций с дополнением в отдельных случаях лишь некоторых инженерных мероприятий для достижения нормальной эксплуатации сооружений. Сюда отнесены Тайшетская и юго-восточная часть Иркутской впадины; 2) с осложненными условиями, где может потребоваться осуществление отдельных инженерных мероприятий, обеспечивающих надежную эксплуатацию сооружений, вы-

полненных с применением типовых конструкций. Сюда отнесены Иркутско-Черемховская равнина, юго-восточная часть Тунгусской синеклизы и таежные районы Приангарья; 3) со сложными условиями. Для обеспечения устойчивости сооружений их типы и конструкции должны быть приспособлены к особенностям местных природных условий; необходим комплекс инженерных мероприятий по подготовке и закреплению оснований сооружений. К этому району отнесены Лено-Ангарское плато и Предбайкальская впадина.

Охрана природной среды при возрастающем народнохозяйственном освоении Ангаро-Ленского региона требует особого отношения к природным условиям, изменение которых после вмешательства человека бывает необратимо и часто приводит к нежелательным последствиям [50]. Все это заставляет при хозяйственной деятельности человека в этих районах предусматривать ряд мер и ограничений, обеспечивающих в определенной степени устойчивость инженерных сооружений и сохранность природной среды. Так, в таежных районах Приангарья, Кудино-Ленского междуречья при освоении заболоченных водораздельных пространств и долин рек с многолетней мерзлотой под сельскохозяйственные земли необходимо проводить не только их осушение, но и тепловую мелиорацию. Подобные мероприятия должны выполняться и при освоении земель заболоченных распадков, падей, пойменных участков небольших рек. Однако чрезмерное осушение земель часто приводит к истощению поверхностного стока реки. Осушительные мероприятия, выполненные в долине р. Куды, привели к деградации мерзлых пород и просадкам грунта, которые вызвали деформации оросительной системы.

Наличие сезонномерзлого слоя грунта и его медленное оттаивание весной и в начале лета, относительно низкие температуры грунта и недостаток атмосферных осадков в этот период, малая мощность плодородного слоя почв и их пылеватый состав способствуют тому, что при недостаточном поливе влага не просачивается в грунт, а при избыточном и интенсивном поливе большая ее часть стекает по поверхности земли. При этом с полей выносится плодородный слой, образуются в большом количестве промоины, рытвины, конусы выноса почвенного слоя. Подобное явление широко отмечено на орошаемых участках на побережье Братского водохранилища и в других районах Приангарья. Специфика природных условий территории требует глубокой научной проработки вопросов повышения эффективности мелиоративных мероприятий и сохранения плодородного слоя почвы.

При открытой разработке месторождений полезных ископаемых необходимо проводить рекультивацию земель и планировочные работы после оттаивания сезонномерзлого слоя. Захоронение прослоев сезонномерзлых грунтов приводит к формированию линз и островов мерзлых пород, ухудшает влаготермический режим поверхностных горизонтов грунта. Наблюдения показывают, что в лесостепной зоне Приангарья образовавшиеся подобным образом мерзлые линзы в глинистых грунтах существуют более 10 лет и часто переходят в мерзлые острова. Особенно часто линзы и острова мерзлых пород формируются при отсыпке насыпей, планировочных работах зимой и ранней весной. Очень важно предохранять грунты оснований от промерзания при возведении фундаментов зданий и при устройстве котлованов зимой, так как в течение определенного времени котлованы остаются открытыми и дно их промерзает значительно глубже. Все это приводит к резкому усилению процесса пучения.

Проблема предотвращения нежелательных воздействий изменений мерзлотных условий на сооружения и на природную среду может быть решена на основе прогнозирования устойчивости природной среды к техногенным воздействиям и применению методов управления мерзлотным процессом в целях оптимизации геокриологической обстановки [50].

Оценка инверсионного охлаждения воздуха и пород в глубоких карьерах Западной Якутии

При хозяйственном освоении территории Западной Якутии в толще многолетнемерзлых пород отрабатываются промышленные карьеры глубиной до нескольких сотен метров. Разработка карьеров, строительство дорог внутри карьеров, производственное освоение прилегающей к ним территории сопровождаются неизбежным нарушением мерзлотных условий как по глубине карьера, так и во времени.

Обобщенными показателями изменения мерзлотных условий в карьерах можно считать глубину сезонного оттаивания мерзлых пород и продолжительность формирования температурного режима горных пород в земляном полотне дорог, расположенных на транспортных полках на различных высотных отметках по глубине карьера. Прогнозирование мерзлотных условий в карьерах целесообразно выполнять, используя метод аналогий в сочетании с математическим методом. Природными факторами, определяющими глубины сезонного оттаивания и промерзания, а также время формирования температурного режима горных пород, являются: температура воздуха в карьере и составляющие радиационного баланса, в том числе поступление тепла от отраженной и рассеянной радиации небосвода, инсоляция солнцем поверхности дорог, расположенных на разных глубинах в карьере. Режим воздействия природных факторов на мерзлотные условия в карьере имеет свои особенности в годовом цикле.

В зимний период температура воздуха в карьере существенно отличается от температуры воздуха на прилегающей территории за счет влияния зимней инверсии, которая способствует понижению температуры воздуха в карьере от 0,2 до 5,4 °С на каждые 100 м понижения высотных отметок (рис. 133). Температуру воздуха на разных горизонтах можно определять по формуле: $t=t'+k\Delta t$, где t — прогнозируемая средняя температура воздуха горизонта в карьере на любую дату зимнего периода, °С; t' — средняя температура воздуха на прилегающей к карьеру местности на ту же дату по данным ближайшей метеостанции или метеопоста, °С; k — коэффициент, характеризующий взаимное высотное расположение метеостанции и горизонта, равный 0,01 от разности соответствующих высотных отметок; Δt — инвенсионный температурный градиент воздуха в зимний период, °С.

Для условий приполярных районов Западной Якутии инверсионный температурный градиент воздуха можно выразить зависимостью, погрешность которой не превышает ±5 %. Уравнение, выражающее эмпирическую зависимость инверсионного температурного градиента воздуха от температуры воздуха на прилегающей к карьеру территории, имеет вид $\Delta t=-0{,}005t'^2+0{,}397t'-2{,}573$.

Влияние инверсии зимней температуры воздуха способствует накоплению холода, формированию микроклимата в карьерах и интенсивному охлаждению горных пород после их отработки. Расчетами установлено, что в глубоких карьерах на каждые 100 м понижения отметок технологических горизонтов можно ожидать дополнительное накопление холода за зимний период до 850 градусосуток.

В летнее время под влиянием прямого солнечного облучения, отраженной солнечной радиации от откосов прилегающих бортов карьера и рассеянной радиации небосвода происходит нагревание поверхности дорог в карьерах и сезонное протаивание пород земляного полотна. Однако на разные глубины карьера, в том числе на поверхность дорог, в зависимости от размеров карьера поступает различное количество тепла от рассеянной радиации небосвода и отраженной солнечной радиации от откосов прилегающих бортов. Так, за счет закрытия части небосвода краями карьера, при его диаметре 2000 м и крутизне откоса 1,22 рад (70°), количество тепла от рассеянной радиации небосвода, по-

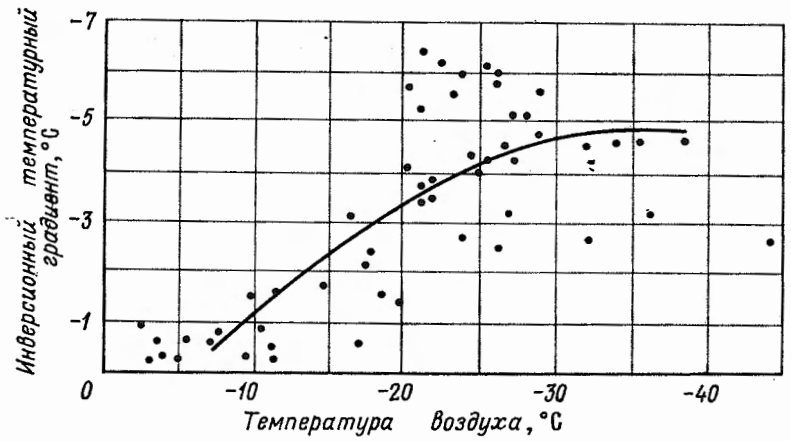


Рис. 133. Зависимость инверсионного температурного градиента воздуха в карьере от температуры воздуха на прилегающей местности

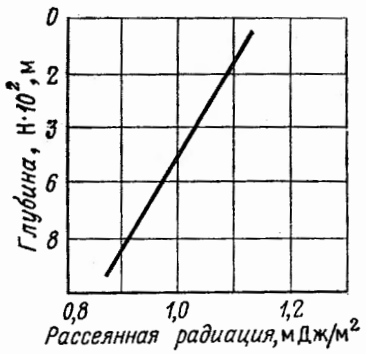


Рис. 134. Зависимость поступления тепла за год от рассеянной радиации на поверхность дорог, проложенных на разных глубинах в карьере

ступающего на глубину 500 м, уменьшается на 30—36 % по сравнению с поступающим на дневную поверхность или на поверхность дорог, проложенных на глубинах до 10 м. При отсутствии данных по радиационно-тепловому балансу в глубоких карьерах для определения количества тепла от рассеянной радиации небосвода на разные глубины можно использовать региональные корреляционные графики взаимосвязи количества тепла и размеров карьеров (рис. 134).

Продолжительность прямого солнечного облучения поверхности дорог зависит от экспозиции склонов карьеров. На южных склонах продолжительность облучения поверхности дорог на 25—30 % больше, чем дорог, проложенных вдоль северных склонов. В результате этого количество тепла за счет отраженной солнечной радиации от откосов прилегающих бортов карьера, поступающего на поверхность дорог, проложенных вдоль борта с северной экспозицией склонов, почти на 70 % меньше, чем для дорог, проложенных вдоль борта с южной экспозицией склонов.

Результаты натурных исследований позволили установить количественную взаимосвязь между низкими температурами воздуха в карьере, накоплением в нем холода, уменьшением поступления в карьер летнего тепла от прямой солнечной, рассеянной и отраженной радиации и уменьшением глубины сезонного оттаивания мерзлых пород в земляном полотне дорог, проложенных на нижних горизонтах в глубоких карьерах. С понижением высотных отметок горизонтов на каждые 100 м происходит сокращение срока формирования температурного режима пород в земляном полотне дорог на 3—5 % по сравнению с вышележащими горизонтами. Одновременно с понижением высотных отметок на 100 м на 5—7 % уменьшается срок стабилизации положения поверхности мерзлых пород и глубина сезонного оттаивания в земляном полотне дорог.

Оценка изменения геокриологических условий при линейном строительстве в Ангаро-Ленском регионе

Строительство железных и автомобильных дорог в районах развития многолетнемерзлых толщ, в том числе в регионах Средней Сибири, выполняется как по принципу I, так и по принципу II в зависимости от особенностей геокриологических условий. При этом необходимо предусматривать специальные мероприятия, направленные на предотвращение недопустимых осадок и обеспечение устойчивости сооружений. Принципы строительства транспортных сооружений на многолетнемерзлых грунтах назначаются только на основе тщательного анализа геокриологических условий и технико-экономического обоснования проектных решений с учетом строительно-эксплуатационных показателей.

Хозяйственное освоение регионов Средней Сибири в южной геокриологической зоне (с островным распространением высокотемпературных многолетнемерзлых пород) при линейном строительстве включает возведение насыпей, разработку выемок и водоотводных устройств, строительство водопропускных и других инженерных сооружений. Конструктивные особенности сооружений и состав выполняемых строительных работ предусматривают определенные преобразования природных условий, связанные с существенным нарушением или удалением древесной растительности и растительного покрова, нарушением рельефа местности вследствие перемещения земляных массивов, нарушением путей естественного стока поверхностных и грунтовых вод. Такие нарушения естественных условий неизбежно вызывают изменение геокриологической обстановки: теплового режима, состояния и свойств многолетнемерзлых толщ, а также развитие криогенных процессов.

Качественные и количественные изменения геокриологических условий зависят от конструктивных особенностей транспортных сооружений и земляного полотна. Для ориентировочной оценки изменения состояния многолетнемерзлой толщи при строительстве дорог использованы результаты изучения геокриологических условий районов южной зоны Ангаро-Ленского бассейна. В его пределах по просадочности выделены 4 группы грунтов, различающиеся по генезису отложений, их составу и криогенным текстурам (табл. 43). По величине относительной осадки мерзлых грунтов, оттаивающих под нагрузкой, естественные основания, сложенные грунтами различных типов, разделены на прочное, сжимаемое, слабое и просадочное, что увязано с классификацией оснований, принятой в нормативных документах на проектирование земляного полотна.

Просадочные и слабые основания, сложенные аллювиальными грунтами с наличием конституционных подземных льдов, имеют ограниченное распространение в пределах низких террас и глубоких логов в верховьях водотоков бассейна Ангары и Лены. При сезонном промерзании грунты, слагающие просадочное и слабое основания, подвержены морозному пучению, при оттаивании под нагрузкой они подвергаются осадкам и просадкам. Вытаивание льда, содержащегося в многолетнемерзлой толще, может привести к возникновению термокарста, заболачиванию местности в полосе отвода. Во многих случаях достаточно частично удалить растительный или торфяно-моховый покров, чтобы началось протаивание мерзлых грунтов и содержащихся в них ледяных включений, вызывающее деформацию естественной поверхности. При отсутствии поверхностного стока процесс оттаивания может сопровождаться также возникновением термокарста и заболачиванием местности, увеличением влажности грунтов, уменьшением их несущей способности.

Разработка выемок вызывает резкое изменение естественного режима грунтовых вод, а также условий залегания и режима многолетнемерзлых грунтов. Эти изменения проявляются в строительный период в возникновении деформаций сплыва сезонноталого слоя грунта в от-

Таблица 43

Типы многолетнемерзлых грунтов

Категория основания	Типы грунта по		Криогенная текстура	Относительная осадка, δ
	генезису отложений	составу		
Просадочное	Болотные	Торф	Слоистая	δ>0,4
	Аллювиальные	Оторфованные грунты	Слоистая, сетчатая	
		Иловатые суглинки и глины	Слоистая, массивная	
Слабое	Аллювиальные	Пылеватые суглинки, глины и супеси	Слоистая, массивная	0,1<δ<0,4
		Суглинки и глины	Слоистая	
Сжимаемое	Аллювиальные Делювиальные	Пески пойменные	Массивная	0,05<δ<0,1
		Пылеватые суглинки и глинистые грунты с включением щебня до 30 %	Слоистая, массивная	
Прочное	Аллювиальные	Гравийно-галечные грунты	Массивная	δ≤0,05
	Элювиальные	Дресвяно-щебнистые грунты с глинистым заполнителем до 30 %	Сетчатая, массивная	
	Коренные породы	Аргиллиты, алевролиты, мергели	Унаследованная трещинная	

косах выемок и в нарушении формы кюветов. При наличии погребенных льдов изменения естественного режима грунтов могут привести к длительным деформациям земляного полотна в период эксплуатации. Поэтому при проектировании новых дорог участки с просадочными и слабыми основаниями целесообразно по возможности обходить или пересекать по кратчайшему направлению.

Делювиальные суглинки, слагающие сжимаемое основание, имеют большое распространение в пределах логов и на склонах. Свойства грунтов данного типа определяются повышенной пылеватостью и различным содержанием обломочного материала. При значительном содержании последнего мерзлые грунты обладают малой чувствительностью к изменению естественных мерзлотных условий. При высоком содержании пылеватых частиц и наличии отдельных включений обломочного материала многолетнемерзлые грунты этого типа имеют массивную и слоистую криогенные текстуры и после оттаивания приобретают мягкопластичную консистенцию, подвергаются осадкам; на участках сильнольдистых грунтов может возникнуть термокарстовый процесс. Во избежание резкого ухудшения мерзлотных условий при использовании этих грунтов в качестве основания земляного полотна, материала для насыпей и среды для выемок необходимо предусматривать комплексные конструктивные и организационные мероприятия, направленные на сохранение или минимальные изменения естественных мерзлотных процессов.

Элювиальные образования и коренные породы, слагающие прочное основание, не обладают высокой чувствительностью к внешним воздействиям и не дают осадок после оттаивания. При использовании их в качестве оснований и материала для насыпей земляное полотно дорог можно проектировать с использованием типовых решений.

Коренные породы, вскрытые выемками на более глубоких горизонтах, могут подвергаться разрушению и приобретать с течением времени свойства и состав, аналогичные делювиальным грунтам. В таких случаях проектирование земляного полотна должно проводиться с применением мероприятий, направленных на устранение факторов, вызывающих резкое нарушение естественных мерзлотно-грунтовых условий, а также с учетом особенностей их изменения в процессе строительства и эксплуатации дорог.

Результаты многолетних исследований показывают, что при строительстве дорог в пределах участка, где нет отложений торфа, через 1 год после вырубки леса в полосе отвода мощность сезонноталого слоя увеличивается примерно в 2,2 раза по сравнению с первоначальной, в случае снятия растительно-мохового покрова — в 3,7 раза. На участках с развитыми торфяно-моховыми отложениями (типа марей) через 2 года после вырубки леса при сохранении торфяного покрова мощность сезонноталого слоя увеличивается примерно на 12 %. В случаях нарушения мохового слоя глубина сезонного оттаивания через год увеличивается примерно на 30 %, через 2 года — примерно на 40 %.

В период производства земляных работ по возведению насыпей и после их завершения глубина залегания верхней поверхности мерзлой толщи продолжает увеличиваться, подчиняясь определенной зависимости: поверхность мерзлых грунтов более интенсивно понижается в период производства земляных работ и в первые один-два года после окончания возведения насыпей. На второй-третий год их существования интенсивность понижения поверхности многолетнемерзлых грунтов уменьшается в 2—2,5 раза. Одновременно с этим по той же схеме происходит деформация грунтов сезонноталого слоя и оттаивающих многолетнемерзлых грунтов основания насыпей. Процесс, происходящий в основании насыпей, может быть разделен на три периода, когда осадка оттаивающих мерзлых грунтов происходит интенсивно, умеренно и затем наступает период полной стабилизации.

Период интенсивных деформаций характеризуется неустановившимся режимом. Начало периода совпадает с началом производства земляных работ, а конец периода наступает через один-два года после возведения земляного полотна. Существование этого периода объясняется резким нарушением естественных мерзлотных условий в результате вырубки леса, удаления или нарушения растительного покрова, изменением высоты насыпи по мере ее возведения.

Период умеренных деформаций отличается малой интенсивностью понижения поверхности многолетнемерзлых грунтов и осадки оттаивающих грунтов. Незначительная интенсивность процесса, имеющая затухающий характер в течение данного периода, а также продолжительность этого периода обусловлены установившимися условиями теплообмена многолетнемерзлых грунтов основания с внешней средой и деформативностью (уплотняемостью) оттаивающих грунтов основания под влиянием постоянно действующей нагрузки — веса насыпи. Длительность периода умеренных деформаций может измеряться десятилетиями; завершается он полной стабилизацией земляного полотна и его основания.

Результаты исследований показывают, что если насыпи возводятся без существенных нарушений естественных мерзлотных условий, то для прогнозирования процесса понижения поверхности многолетнемерзлых грунтов в основании насыпей в условиях Ангаро-Ленского региона могут быть использованы корреляционные зависимости вида:

$$\xi = 1{,}378 + 0{,}422\,T - 0{,}006\,T^2; \quad (1)$$

$$\xi = \xi_0 + T/(0{,}48 + 0{,}54\,T); \quad (2)$$

$$\xi = \xi_0 + T/(0{,}10 + 0{,}19\,T), \quad (3)$$

где T — продолжительность понижения поверхности многолетнемерзлых

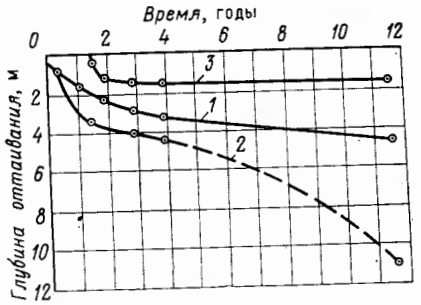


Рис. 135. Оттаивание многолетнемерзлых грунтов в основании насыпей во времени.

Высота насыпи (в м): *1* — от 2 до 4; *2* — до 14; *3* — от 4 до 6

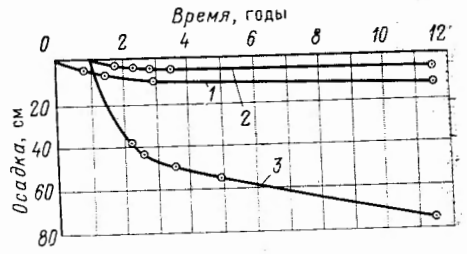


Рис. 136. Осадка грунтов основания насыпей во времени:

1 — сезонноталых; *2* — оттаивающих многолетнемерзлых; *3* — за счет деформирования грунтов в процессе оттаивания и после понижения их поверхности в основании

грунтов под насыпью, годы; ξ_0 — глубина сезонноталого слоя до производства земляных работ, м. Приведенные зависимости действительны для насыпей высотой: до 4 м из песчаных и глинистых грунтов (1), от 4 до 6 м из крупнообломочных и глинистых грунтов (2), от 6 до 14 м из глинистых грунтов (3) и позволяют определить глубину понижения поверхности мерзлых грунтов под насыпями с точностью от ± 5 до ± 10 %. На рис. 135 показано понижение поверхности мерзлых грунтов во времени под насыпями высотой от 2 до 4 м (кривая *1*), высотой от 4 до 6 м (кривая *3*) и высотой до 14 м (кривая *2*), установленное по данным многолетнего эксперимента. Результаты исследований подтверждают, что при определенных условиях процесс понижения поверхности мерзлых грунтов завершается примерно на 70—80 % в течение 2—3 лет и на 20—30 % в последующие 8—10 лет.

Интенсивность и длительность процесса понижения поверхности мерзлых грунтов под насыпями увеличивается в случаях повреждения и удаления растительно-мохового покрова, а также при выемке грунтов основания под насыпью для уменьшения величины осадки оттаивающих грунтов. Заполнение котлована выемки в процессе производства работ надмерзлотными, грунтовыми и поверхностными водами способствует оттаиванию многолетнемерзлых грунтов. Отепляющее воздействие воды нарушает закономерный ход теплового процесса и приводит к неравномерному понижению поверхности мерзлоты под насыпями (пунктирная линия на рис. 135, кривая *2*). Продолжительность периода понижения поверхности многолетнемерзлых грунтов при этом зависит от мощности толщи и температуры грунтов, высоты и конструкции насыпи, гидрогеологических и гидрологических условий, а также от особенностей производства подготовительных и земляных работ. Понижение поверхности мерзлых грунтов под насыпями в поперечном профиле происходит неравномерно. Интенсивность ее понижения в первые 1—3 года под откосной частью и под бермами почти в 1,2—2 раза больше, чем под основной площадкой; в последующие годы интенсивность понижения под откосной частью и под бермами уменьшается. Это свидетельствует об отепляющем воздействии берм на грунты основания.

Осадки земляного полотна обусловлены уплотнением сезонноталых, оттаивающих и пластичных многолетнемерзлых грунтов основания. На рис. 136 показаны зависимости осадки насыпей во времени, для которых исследовался ход понижения поверхности многолетнемерзлых грунтов в основании. Кривые *1* и *2* характеризуют осадку сезонноталых и оттаивающих многолетнемерзлых грунтов, сжимаемость которых незначительна; кривая *3* — осадку за счет деформирования грунтов основания не только в первые годы, когда происходило оттаивание мерзлых грунтов, но и в последующие годы, когда процесс понижения их поверхности практически завершился.

Выемки резко нарушают естественный тепловой режим мерзлых грунтов. По их периметру возникает новый сезонноталый слой, формирование которого сопровождается увеличением влажности и соответствующим изменением состояния и свойств грунтов. В нижней части сезонноталого слоя влажность оттаявших грунтов достигает предела текучести. Эти изменения, происходящие в строительный период, вызывают сплывы грунта с откосов выемок и нарушение формы кюветов. Практически только на третий год после устройства выемок влажность грунтов сезонноталого слоя уменьшается по сравнению с естественной в предпостроечный и строительные периоды, приближаясь к влажности на границе раскатывания. К этому времени деформации откосов выемок практически прекращаются. Интенсивность понижения поверхности многолетнемерзлых грунтов по контуру выемок и за их пределами оказывается различной и во времени имеет затухающий характер. В течение первого летнего сезона после разработки выемок интенсивность понижения поверхности мерзлых грунтов по контуру выемок в 1,5 раза больше, чем за их пределами, а в последующие 2—3 сезона уменьшается по контуру выемок почти в 3 раза, а за их пределами в полосе отвода — почти в 5 раз. Установленные закономерности изменения мерзлотных условий целесообразно учитывать при проектировании и строительстве дорог в этих и аналогичных условиях.

Вопросы гидротехнического строительства в Средней Сибири

Гидротехнические задачи при освоении области развития многолетнемерзлых пород до 60-х годов ограничивались строительством низконапорных сооружений, которое выполнялось по I принципу с созданием мерзлого противофильтрационного фронта в сооружении (с естественным промораживанием тела плотины при возведении, с созданием «мерзлотных завес» из воздушных или жидкостных охлаждающих устройств в сооружении). Наиболее слабым звеном во всей системе «сооружение—мерзлое основание» оказывались зоны сопряжений водосброса с плотиной и мерзлым основанием. В конечном счете эти зоны протаивали, грунты претерпевали деформации, и устойчивость сооружений нарушалась, в результате чего происходили аварии водоудерживающих плотин и плотин-хвостохранилищ. Плотины талого типа, обычно фильтрующие, создавались на скальных основаниях или на слабольдистых породах различного типа при прогнозировании незначительных осадок пород при оттаивании береговых участков основания плотин. Анализ опыта строительства и проектирования гидротехнических сооружений [24, 25, 32, 38 и др.] позволяет в инженерно-геологическом отношении подразделить многолетнемерзлые породы на три типа: скальные, полускальные и дисперсные.

В скальных массивах криогенное строение пород зависит от условий промерзания и динамики развития в четвертичном периоде, а именно: 1) структурно-геологических, определивших литолого-петрографический тип пород и особенности их трещиноватости перед промерзанием; 2) гидрогеологических, выразившихся в характере обводненности пород, т. е. водообильности, положении водоупоров, напорности, химизме вод к моменту промерзания; 3) климатических, определивших интенсивность промерзания и последующей динамики мерзлоты под влиянием развития долины реки и естественных колебаний теплообмена. Криогенное строение пород характеризуется типом и интенсивностью их трещиноватости, льдистостью, льдонасыщенностью и распученностью (криогенным разуплотнением) [36]. В свою очередь это обусловливает различные свойства пород в мерзлом массиве и, главное, различный характер и степень изменения свойств пород при их оттаивании. В большинстве случаев скальные породы после оттаивания обладают высокими прочностными и несущими свойствами и резко увеличенной водо-

проницаемостью. Высокая теплопроводность пород в сочетании со значительным конвективным теплопереносом водой по трещинам обеспечивает большие скорости оттаивания мерзлого скального основания под отепляющим влиянием сооружений гидроузла. Это обусловливает основной принцип возведения на них гидротехнических сооружений талого типа с использованием пород основания в оттаивающем или оттаявшем состоянии.

Наиболее трещиноватые породы, если они промерзали ниже уровня грунтовых вод, в мерзлом массиве имеют полное льдонасыщение, наибольшую льдистость, трещинно-жильные криогенные текстуры. Вблизи таликовых зон (часто — подрусловых), по тектоническим нарушениям и вблизи их, в зонах поверхностного выветривания, боковой и донной разгрузки, где породам свойственно именно такое криогенное строение, при промерзании могли создаваться условия закрытого объема. Это приводило к формированию в пределах мерзлого массива отдельных участков (зон) распученных скальных пород, наиболее неблагоприятных в инженерно-геологическом отношении. При цементном льдообразовании эти процессы могли затронуть довольно значительные объемы пород, хотя степень распученности не превышала 9 % первоначальной пустотности. При инъекционном или сегрегационном льдообразовании распучиванию подвергались локальные участки в массиве, хотя в них степень криогенного разуплотнения могла быть много больше.

Оттаивание участков скального массива с различной льдистостью пород происходит различно. Так, возможны тепловые осадки под действием собственного веса в осадочных тонкоплитчатых породах с высокой льдистостью; своеобразный ступенчатый характер развития осадок уплотнения под нагрузкой — в тех же породах с меньшей льдистостью, либо в крупноблочных породах со значительной льдистостью, с крупными трещинами, выполненными льдом; резкое снижение деформационных свойств пород после оттаивания — в крупноблочных, слабольдистых породах с тонкими льдозаполненными трещинами и др. [36].

Пример проектирования, строительства и успешной эксплуатации крупного гидроузла на многолетнемерзлых породах в пределах Сибирской платформы, являющегося первым в мировой практике высоконапорным гидроэнергетическим сооружением на многолетнемерзлых породах [10, 24], показывает значение последних в решении гидротехнических задач. Район строительства Вилюйской ГЭС [24] расположен в области сплошного развития многолетнемерзлых пород мощностью от 50 до 200 м, с низкими среднегодовыми температурами пород в долинах рек (от —3 до —7 °С) и толщей подстилающих пород с криопэгами мощностью 300—400 м. На начальном этапе проектирования наличие многолетнемерзлых пород и инженерно-геологические особенности территории отразились на выборе участка и принципа строительства, на компоновочных и конструктивных решениях отдельных сооружений. Сравнение Усть-Ботуобинского (I-го) и Эрбейэкского (II-го) участков и анализ их инженерно-геокриологических условий, выполненные В. А. Мощанским, А. В. Мулиной и другими исследователями, шло по следующим аспектам: геологическое строение участков и особенно долины реки; сплошность распространения мерзлых пород, их мощность, криогенное строение и температурный режим, развитие криогенных геологических процессов и образований; гидрологические и гидрогеологические условия; ландшафтно-климатические условия и рельеф. Учитывались также близость объектов энергопотребления и возможность использования рек в качестве транспортных средств. Сравнение показало, что инженерно-геокриологические условия участков существенно различны.

На первом из них борта и днище долины сложены породами мощной трапповой интрузии, пройденной в русле на глубину 90 м скважинами, не вышедшими из интрузивных пород. По геофизическим исследованиям мощность интрузии в русловой части долины превышает 200 м. Интрузивные породы представлены высокопрочными долеритами, слаботрещиноватыми, слабольдистыми, объемная льдистость за пределами зон влияния экзогенных процессов (выветривания, разгрузки) не превышает 1 %. В большей части массива трещины не содержат льда — породы практически морозные. Долериты, выветрелые на глубину 8—15 м, в пределах зоны выветривания отличаются повышенной трещиноватостью и льдистостью. Интрузия траппов включает различные ксенолиты сильнольдистых карбонатных песчано-глинистых осадочных пород, обрамленных зонами сильнотрещиноватых льдонасыщенных по трещинам афанитовых долеритов приконтактовых зон. Породы промерзали эпигенетически. До промерзания вследствие особенностей литологического состава и трещиноватости они были по-разному обводнены. Основная масса долеритов представляла собой относительный водоупор по сравнению с песчано-карбонатными и песчано-глинистыми породами ксенолитов и окружающими их ореолами сильнотрещиноватых приконтактовых афанитовых долеритов. Поэтому последние являлись основным коллектором грунтовых вод. При формировании мерзлоты долериты в результате их бо́льшей теплопроводности по сравнению с осадочными породами промерзали быстрее. Вода, содержащаяся в трещинах долеритов, «отжималась» от фронта промерзания, пополняя воды осадочных пород ксенолитов, которые промерзали позже вмещающего их массива долеритов. Это и определило полную льдонасыщенность и криогенное разуплотнение осадочных пород на отдельных участках, промерзавших в условиях замкнутого объема системы.

На втором участке долериты трапповой интрузии занимают лишь приводораздельные части склонов долины. Основную часть склонов и днище слагают карбонатные, существенно мергелистые осадочные породы кембрийского возраста, льдонасыщенные, с объемной льдистостью до 10 %, распученные при криогенезе. Под руслом развит талик, представленный талыми породами мощностью более 50 м, постепенно переходящими в охлажденные ниже 0 °С породы с циркулирующими в них рассолами. В верхней части толщи осадочных пород прослеживается зона интенсивного выветривания, а в русле на глубину более 10 м породы превращены в глины. В бортах долины сформировалась зона мощностью до 20 м и более, представленная глинами, включающими разноориентированные глыбы, блоки, линзы относительно сохранных материнских пород — мергелей, известняков, доломитов. Породы льдонасыщены, распучены, объемная льдистость изменяется от 10 до 20 %. При оттаивании под влиянием тепловыделения от сооружения возможны неравномерные тепловые осадки, увеличение сжимаемости, снижение прочности. Формирование этой зоны обусловлено совместным протеканием процесса криогенного выветривания, морозной дифференциации обломочного материала, солифлюкции, морозного пучения и процессов промерзания—оттаивания, сопровождавшихся формированием трещин и рвов отседания, оползневыми смещениями в связи с развитием долины, которые могли повторяться многократно. При сопоставительной оценке инженерно-геологической обстановки обоих участков, несмотря на отдельные преимущества второго створа, был выбран первый как более благоприятный в инженерно-геологическом отношении. При выборе компоновки сооружений гидроузла, в связи с прогнозируемыми при оттаивании изменениями физико-механических свойств пород ксенолитов и афанитовых долеритов, в качестве надежного основания принимались только долериты основной интрузии. В результате возникла необходимость в совмещении подводящего канала ГЭС с подводящим каналом водосброса, что позволяет разместить все сооружения за пределами развития ксенолитов и зон контактов.

Нередко в процессе проектирования геокриологические условия предопределяют выбор конструктивных решений отдельных сооружений гидротехнического комплекса, особенности подготовки и улучшения по-

род оснований. Так, в проекте Вилюйской ГЭС второй очереди [32] были рассмотрены два варианта напорных водоводов в виде туннелей и металлических обетонированных труб, уложенных по поверхности. Лучшим с точки зрения производства взрывных работ является первый вариант, так как выемка котлованов под трубопроводы требует особых защитных мероприятий, обеспечивающих безопасную работу уже действующих сооружений. Однако долериты в береговом откосе реки, где должны размещаться туннельные водоводы, могут оказаться повышенно трещиноватыми и льдонасыщенными. Это может вызвать резкое изменение свойств долеритов после оттаивания и как результат — формирование неустойчивых блоков пород. Поэтому необходимы детальный анализ и прогноз возможных последствий протаивания, дающие основу более правильного решения для выбора конкурирующих вариантов.

При возведении здания ГЭС траншейного типа в слаботрещиноватых льдонасыщенных долеритах в связи с оттаиванием откосов в открытой траншее может возникнуть необходимость уполаживания откосов и укладки дополнительного объема бетона в массивные облицовки стен здания, а также создания дренажной системы для снятия противодавления.

В значительной мере геокриологическими условиями определяется своеобразная подготовка оснований гидротехнических сооружений. Необходимость и глубина инженерной подготовки участка обусловливаются не только величиной осадок при оттаивании и интенсивностью оттаивания, влияющих на скорость развития во времени осадок и фильтрационные потери в основании, но и конструкцией сооружения, способной принимать осадки без потери фильтрационной и деформационной устойчивости (вид сооружения, его термический режим и чувствительность к неравномерным осадкам). Так, в связи с малой трещиноватостью и льдистостью долеритов выбранного участка строительства ГЭС можно прогнозировать их незначительную водопроницаемость при оттаивании (коэффициент фильтрации менее 1 м/сут). В результате проектом может быть предусмотрена и при строительстве выполнена сопрягающая и глубокая цементация грунта основания из железобетонной потерны в основании плотины по мере его оттаивания в процессе эксплуатации гидроузла. Температурные наблюдения за динамикой мерзлой зоны под основаниями сооружений в процессе строительства ГЭС на Усть-Ботуобинском участке показывают, что уже после первого цикла глубокой цементации в связи с необычно интенсивным охлаждением каменнонабросной низовой призмы плотины началось промерзание талой зоны в основании под низовым клином [38] и формирование вследствие этого своеобразного криогенного противофильтрационного фронта. Можно предполагать, что это позволит в будущем в аналогичных геокриологических условиях отказаться от глубокой цементации скального основания подобных гидротехнических сооружений или хотя бы уменьшить объемы цементации (сократить глубину, увеличить шаг и т. д.).

При значительной трещиноватости и льдонасыщенности скальных пород и соответствующих напорах прогнозируются повышенные скорости фильтрации, вызывающие суффозионный вынос цемента из трещин и препятствующие созданию цементационной завесы после наполнения водохранилища. В этих условиях рациональным решением может оказаться предварительное оттаивание с последующей цементацией пород основания до возведения гидроузла.

Сложность мерзлотно-температурных условий участка створа плотины может накладывать особые требования на проектирование противофильтрационного устройства в теле плотины [10]. Под отепляющим воздействием водохранилища со стороны верхового клина и охлаждающим — со стороны низовой упорной призмы формируется тепловой режим грунтового противофильтрационного элемента плотины (ядра, экрана). Поэтому экран целесообразно располагать полностью в талой

зоне. При этом после серии прогнозных теплотехнических расчетов выбирается оптимальное положение угла наклона экрана к плоскости основания, поскольку при его увеличении уполаживается верховой откос, и объемы по плотине возрастают, а при его уменьшении часть экрана может оказаться вне зоны влияния водохранилища и промерзнуть. Опыт нормальной эксплуатации плотины Вилюйской ГЭС [24, 38] с экраном, полностью расположенным в талой зоне, которая формируется под влиянием водохранилища, подтверждает высказанные положения. Противофильтрационный элемент другой плотины (Хантайской) в западной части Средней Сибири выполнен в виде суглинистого ядра [10, 25], причем при его укладке до наполнения водохранилища формировались участки мерзлых суглинков. В настоящее время ядро работает в сложных геокриологических условиях — границы раздела слоев мерзлых и талых грунтов расположены внутри тела ядра, имеют необычную конфигурацию и изменяются во времени. Не исключено, что это может привести к формированию в ядре отдельных участков и зон, разуплотненных процессами неоднократного промерзания — протаивания грунтов, что снизит фильтрационную устойчивость сооружения. Анализ наблюдений за состоянием поведения ядра плотины этой ГЭС позволит в ближайшем будущем установить зависимость между геокриологическими условиями основания и конструктивными особенностями противофильтрационного устройства такого типа.

Дальнейшее промышленное освоение районов Крайнего Севера приводит к необходимости возведения гидроэлектростанций на нескальных мерзлых породах, где возникают еще более сложные проблемы, связанные с учетом геокриологических условий. Так, в районе строительства Вилюйской ГЭС-III [32] развиты полускальные породы, обладающие достаточно высокой льдистостью (около 5—10 %) за счет цементно-сегрегационных типов трещинного льда. Монолитные блоки пород (песчаники, мергели, алевролиты) ограничены льдосодержащими трещинами и характеризуются объемной льдистостью 8—10 % за счет порового межгранулярного льда. Породам часто свойственно криогенное разуплотнение. В зависимости от литолого-петрографического типа и структурно-геологических особенностей, а также преобразования при развитии долины реки, процессов выветривания и криогенной дезинтеграции полускальные породы являются либо практически водоупорными в мерзлом и оттаявшем массивах, либо отличаются неоднородной значительной водопроницаемостью после оттаивания. В связи с этим интенсивность их оттаивания при воздействии тепловыделяющих гидротехнических сооружений изменяется в широких пределах. Все это определяет возможность проектирования гидроузлов на полускальных основаниях по принципам I или II. Более того, в определенных геокриологических условиях допускается применение обоих принципов одновременно под различными сооружениями (частями сооружений) гидротехнического комплекса. Роль геокриологических условий при инженерно-геологическом обосновании гидроузлов на полускальных породах существенно увеличивается в сравнении со скальными. Так, в полускальных породах при большой мощности мерзлоты (500 м и более) и двухъярусном строении мерзлой толщи поры и трещины пород нижнего яруса заполнены солеными водами, имеющими отрицательную температуру (криопэгами). Под руслом реки развит талик, минерализация подземных вод которого увеличивается с глубиной от пресных вод до рассолов, имеющих отрицательную температуру. Особенности взаимодействия соленых отрицательно-температурных и пресных положительно-температурных вод подруслового талика и вод сезонноталого слоя обусловливают активное химическое преобразование мергелистых пород по контуру долины, в результате чего в ее бортах на глубину 20—25 м, а под руслом на 35—40 м породы представлены суглинками и дресвяно-щебнистым материалом с суглинистым заполнителем, характеризующимися низкими прочностными характеристиками. Это обстоя-

тельство во многом определяет глубину врезки и конструктивные особенности бетонных сооружений гидроузла.

Состояние и строение пород в бортах долины р. Вилюй крайне сложны. Породы представляют собой оползневые образования — крупные блоки и глыбы различного размера (от десятков сантиметров до десятков метров в поперечнике) различно ориентированных мергелистых пород. Межглыбовое пространство выполнено щебнисто-дресвяным суглинком. Поры и трещины, кроме суглинистого заполнителя, заняты льдом различного генезиса. Льдистость пород неравномерна и применительно к разным объемам породы изменяется от 5 до 50 %. Встречаются полые и частично полые крутопадающие крупные трещины, секущие блоки и межблочное пространство, ширина трещин достигает 0,3—0,5 м. Природа формирования этих структурных особенностей пород недостаточно ясна, что затрудняет их инженерно-геологическую оценку и определяет необходимость сложных конструктивных мероприятий в сооружениях. Отсутствие в мировой практике гидроэнергетического строительства опыта проектирования и сооружения ГЭС на многолетнемерзлых полускальных породах, имеющих устойчивые отрицательные температуры, резкое и неравномерное снижение прочности и повышение сжимаемости пород при оттаивании, обусловливает при проектировании ГЭС на таких породах разработку и сопоставление вариантов компоновок сооружений по I и II принципам строительства. Технико-экономическое сопоставление «мерзлых» и «талых» вариантов компоновок гидроузла показывает [10, 32], что стоимости возведения мерзлых вариантов дороже «талых» на 15—30 %. Кроме того, эксплуатация сооружений, возводимых по I принципу, потребует дополнительных затрат на сохранение мерзлого состояния пород оснований. При разработке «мерзлых» вариантов возникает необходимость в нахождении: 1) способов создания мерзлотных завес глубиной 60—100 м и более; 2) мероприятий по поддержанию мерзлоты в основании здания ГЭС при постоянном подтоке теплой воды по водопроводящему тракту агрегатов и периодических сбросах воды через водосбросы ГЭС; 3) способов замораживания имеющегося в русле талика. Решение этих вопросов может быть следующим.

Сохранение мерзлоты в основании бетонных сооружений при их береговом расположении можно обеспечить созданием холодных подвалов и глубоких мерзлотных завес с верхнего и нижнего бьефов. Для этого в днище бетонных сооружений устраиваются полости высотой около 2 м, соединяющиеся друг с другом потернами вдоль верховой и низовой стороны здания ГЭС. В полости вентиляторами подается морозный воздух через специальные воздуховоды в бычках, которые летом необходимо закрывать.

Проведенные теплотехнические расчеты на аналоговых машинах показали, что при круглогодичной работе ГЭС накопленного зимой запаса холода хватает на то, чтобы в течение летнего периода нулевая изотерма не выходила за пределы плиты основания ГЭС, т. е. гарантируется полное сохранение мерзлоты в основании. Необходимо отметить, что в «мерзлых» вариантах особенно сложно решается вопрос обеспечения сохранения мерзлоты под водобоем и рисбермой ГЭС. Допущение оттаивания мерзлых пород при неравномерных осадках неизбежно будет приводить к деформации плит сопрягающих устройств.

При разработке «талых» вариантов возникает необходимость решения двух весьма сложных проблем, таких, как:

1) размещение бетонных сооружений ГЭС и водосброса в пределах талика в русле, имеющего ограниченную ширину, в естественных условиях равную ширине русла в межень. Расширению подруслового талика может способствовать зарегулирование стока, например при каскадном расположении гидроузлов, повышение зимнего уровня и расширение подрусловой талой зоны. При этом неизбежное протаивание льдистых и распученных пород приталиковой зоны улучшает мерзлотные условия участка и может позволить разместить тяжелые бетонные сооружения в пределах русла на талых породах, исключив возможность проявления больших и неравномерных осадок в основаниях. Вследствие того, что ширина талой зоны в русле ограниченна, возникает необходимость совмещения здания ГЭС с водосбросом, а совмещенный тип здания ГЭС создает более благоприятные гидравлические условия при сопряжении бьефов за счет распределения сбросного расхода по всей ширине здания ГЭС;

2) выбор конструкции и материала противофильтрационных устройств в теле сопрягающих грунтовых плотин и их оснований в предположении, что в период длительной эксплуатации гидроузла будут возникать значительные и неравномерные осадки при оттаивании мерзлых грунтов.

При выборе типа сопрягающих плотин было рассмотрено несколько вариантов, учитывающих особенности геокриологических условий в береговых примыканиях и сложность организации строительства:

1) с асфальтобетонной диафрагмой, который наряду с благоприятными свойствами (пластичность, самозалечиваемость диафрагмы, ее способность воспринимать значительные деформации) имеет отрицательные стороны, связанные в первую очередь с трудностью качественного выполнения диафрагмы в суровых климатических условиях, необходимостью завоза большой партии компонентов при крайне сложной транспортной схеме;

2) с металлической диафрагмой, который в настоящее время нельзя считать надежным решением, так как сопряжение жесткой диафрагмы с просадочным основанием при неравномерных осадках оттаявших мерзлых грунтов может вызвать нарушение суффозионной прочности контакта плотины с основанием и отдельных секций диафрагмы при их перекосе;

3) с ядром или экраном из суглинка, который дешевле вышерассмотренных вариантов. Однако при наличии в основании плотины оттаивающих грунтов с неравномерными осадками вариант с ядром более предпочтителен, чем с экраном из суглинка.

Серьезной проблемой является прогнозирование возможного развития оползневых процессов примыканий плотины. Для этого были выполнены расчеты скорости протаивания берегового откоса под влиянием тепла водохранилища с приближенным учетом минерализации вод, определяющей границы фазовых переходов. Влияние фильтрации вдоль берега, возможной по крупным трещинам, в расчете не учитывалось. Оказалось, что за 50 лет породы в глубь берегового массива в приплотинной части водохранилища могут оттаять на 26 м. Насколько это изменит величину фильтрации воды по трещинам вдоль берега, неясно.

Оценка устойчивости протаявшего склона осложняется отсутствием методики инженерно-геокриологического изучения и оценки сложно построенных крупнообломочных пород, начиная с их криогенного строения, физико-механических и фильтрационных свойств в мерзлом и оттаивающем состояниях. Новый методический подход к оценке механических свойств существенно неоднородных мерзлых пород основывается на приложении принципов механики композитных материалов, требует специальных лабораторных, полевых и расчетных исследований пород района размещения гидроузла. Серьезной проблемой при проектировании является обеспечение надежного сопряжения тяжелых бетонных сооружений, расположенных в пределах талика, с каменноземляными плотинами. Последние часто располагаются на участках развития сильнольдистых полускальных пород, при оттаивании которых прогнозируются неравномерные осадки. Характер их проявления значительно осложняется процессом охлаждения пород низовой упорной призмы плотины, особенно активным в первые годы эксплуатации сооружения.

Дисперсные мерзлые породы в долинах рек обычно обладают высокой неравномерной льдистостью. Кроме того, криогенное строение пород осложнено крупными скоплениями подземного льда в виде линз, слоев, повторно-жильных льдов и др. При оттаивании такие породы теряют прочностные и несущие свойства, в результате основания сооружений характеризуются резкими неравномерными деформациями. В зависимости от особенностей состава и криогенного строения пород, суровости их температурного режима выбираются соответствующие компоновка гидроузлов и конструкции отдельных сооружений. Одной из важных проблем в таких случаях является сопряжение сооружений с основанием (верховой клин, центральная часть и др.). Для организации противофильтрационного фронта обычно создают мерзлотные завесы в теле плотины, смыкающиеся с мерзлыми породами основания. Компоновки сооружений, возводимых на таких грунтах, достаточно однотипны и принципиально отличаются от принятых вне области развития мерзлых толщ. Плотина из местных строительных материалов [25] занимает весь створ гидроузла, водосбросные сооружения располагаются в верхнем бьефе, обычно в пределах подруслового талика. Не рекомендуется через тело плотины пропускать водоводы различного назначения. Основной принцип такой компоновки — создание единого непрерывного мерзлого противофильтрационного фронта (плотина, основание, берега) исключающего возникновение фильтрации из верхнего бьефа, которая неизбежно приведет к протаиванию мерзлого грунта, неравномерным, иногда значительным осадкам и как следствие недопустимым деформациям сооружений [10, 32].

Выбор типа плотины (мерзлый или талый) также обусловлен геокриологической обстановкой. Талый тип возможен при незначительной мощности слоя льдонасыщенных грунтов, подстилаемых нераспученными слабольдистыми водонепроницаемыми породами. В этом случае противофильтрационное устройство (экран, диафрагма, ядро) сопрягается с нефильтрующими малосжимаемыми породами с помощью зуба, прорезающего льдонасыщенные отложения [32]. Талый тип плотины проектируется и в том случае, когда мерзлые грунты в основании не распучены и отличаются малой льдистостью, т. е. при их оттаивании прогнозируются незначительные осадки и водопроницаемость основания. Если же изучение геокриологических условий позволяет оценивать породы основания как фильтрующие или (и) малопрочные, способные к неравномерным осадкам при оттаивании, то в проекте принимается мерзлый тип плотины, обычно с искусственным промораживанием тела русловой части основания плотины сезоннодействующими охлаждаемыми устройствами (СОУ), воздушными жидкостными и парожидкостными. Отличительной особенностью водохранилищных плотин мерзлого типа является то, что они имеют две зоны [10]: мерзлую, включающую центральную часть, низовую призму плотины и основание под ними, и талую, включающую верховую призму и часть основания под ней. В мерзлой плотине отсутствуют дренажи, обратные фильтры, переходные зоны. Для уменьшения деформаций верховой призмы в процессе оттаивания основания и компенсации осадок верховой откос делают более пологим и в ряде случаев на нем устраивают дополнительную берму.

Верховая призма выполняется в большинстве случаев из несвязных грунтов, в наименьшей степени подверженных неравномерным деформациям при оттаивании пород основания. Этот же критерий служит при определении технических условий по подготовке оснований под верховой призмой в зависимости от распученности и льдонасыщенности пород основания. Так, в случае мерзлой плотины сильнольдистые грунты с повторно-жильными льдами можно заменить в основании верховой призмы и центральной части плотины на талые грунты того же литологического состава [25, 32]. Для обеспечения надежного примыкания плотины к берегу, сложенному аналогичными грунтами, может использоваться песчано-гравийная пригрузка в гидроузловой зоне. Ей предназначено также сыграть роль теплоизолятора, препятствующего активному техногенному протаиванию пород в зоне примыкания под влиянием водохранилища и одновременно компенсатора неравномерных, значительных осадок при оттаивании этих пород. Вдоль пригрузки следует сооружать мерзлотную завесу из сезоннодействующих охлаждающих устройств.

Сложные условия работы противофильтрационного элемента в процессе динамики мерзлотных условий предопределяют необходимость особого выбора конструкций и материала противофильтрационных устройств в теле сопрягающих грунтовых плотин из местных материалов и в их основании, образованном льдистыми грунтами. В таких ГЭС может применяться диафрагма из асфальтобетона специально подобранного состава, которая надежно решит сопряжения грунтовых и бетонных сооружений в виде асфальтобетонной пробки в береговых устоях.

В северных районах широко применяют устройство глухих водонапорных плотин с использованием в качестве водозабора сифонов и насосов [10]. Сброс паводковых расходов осуществляется через береговые водосбросы в обход тела плотины или если в береговом примыкании имеется скальный массив, то в виде туннельного водоспуска, сооружаемого независимо от плотины. Вне зоны развития многолетнемерзлых толщ, при наличии в створе плотины мощного слоя дисперсных отложений, обычно возводят экран с развитым водонепроницаемым понуром и висячими шпунтовыми или иного типа стенками. При наличии в основании плотины слоя мерзлых дисперсных грунтов требуются иные конструктивные решения.

ГЛАВА 20

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПО РАЦИОНАЛЬНОМУ ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Инженерно-геокриологическое районирование Средней Сибири

Районирование территории Средней Сибири выполнено для выявления единства инженерно-геологических особенностей ее частей. В силу определяющей роли мерзлотного фактора оно является инженерно-геокриологическим и направлено на такое разделение Средней Сибири, при котором выделяют крупные территориальные единицы, характеризующиеся относительным единством преобладающих геолого-структурных, ландшафтно-климатических, орографических и геокриологических условий, определяющих принцип строительства и в целом особенности освоения территории [47].

Территория Средней Сибири охватывает два региона 1-го порядка, традиционно выделяемые по единству тектонической структуры: Сибирскую платформу (I) и Таймыро-Североземельскую складчатую область (II). Протяженность территории с севера на юг и с запада на восток обусловливает значительное проявление зонального фактора, формирующего широтные климатические, геоботанические и мерзлотные зоны. Проявление континентальности, связанное с соотношением суши и океана и особенностями циркуляции атмосферы, определяемое расположением крупных орографических систем, отклоняет на западе Средней Сибири широтные климатические, ландшафтные и геокриологические зоны к северу, на востоке — к югу. Поэтому при выделении регионов 2-го порядка зональный фактор является определяющим, так как он обусловливает все основные мерзлотные характеристики горных пород, особенно рыхлых кайнозойских образований.

Конкретное проявление зонального фактора в пределах территории определяется региональными условиями, главнейшие из которых — геологическое строение, тип тектонической и неотектонической структуры

и рельеф. Поэтому в результате перекрестного районирования по зональному и региональному признакам в качестве инженерно-геокриологических регионов 2-го порядка выделены районы, соответствующие крупным морфоструктурам или сочетанию более мелких морфоструктур, характеризующимся единством геокриологических условий. Последние выступают как результат совместного взаимодействия зональных ландшафтно-климатических условий и региональных геолого-тектонических и геоморфологических [47]. В этом случае инженерно-геокриологические регионы 2-го порядка совпадают с регионами 2-го порядка, выделенными на территории Средней Сибири и п-ова Таймыр по условиям существования и развития многолетнемерзлых толщ (см. рис. 35).

В результате в пределах Сибирской платформы выделено 12, а в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области — 2 инженерно-геокриологических региона 2-го порядка (рис. 137). Каждый регион 2-го порядка характеризуется: 1) типом крупных элементов современного рельефа; 2) преобладанием на аккумулятивных равнинах рыхлых кайнозойских, главным образом четвертичных отложений, а на плато и плоскогорьях — формаций докайнозойских пород, широко развитых в пределах региона или образующих определенные, характерные для конкретного региона сочетания формаций (табл. 44). В табл. 44, представляющей первую часть таблицы комплексного инженерно-геокриологического районирования, описание формаций коренных докайнозойских пород дано путем указания преобладающих в регионе на первом месте, затем их перечисление соответствует убыванию распространения в описываемом регионе. Инженерно-геокриологические характеристики в каждом регионе даны в табл. 45, представляющей вторую часть таблицы инженерно-геокриологического районирования. Эти характеристики в таком сочетании свойственны только криолитозоне, являются основными при инженерно-геокриологической оценке территории и представлены: типом промерзания (син- или эпигенетическим, или и тем и другим); характером распространения многолетнемерзлых пород по площади; диапазоном преобладающих среднегодовых температур пород; диапазоном преобладающих мощностей многолетнемерзлых толщ, а при наличии охлажденных ниже 0 °С пород с криопэгами — диапазона их мощности под многолетнемерзлой толщей; преобладающей объемной льдистостью генетических комплексов четвертичных отложений и верхней трещиноватой зоны коренных дочетвертичных пород; криогенными геологическими явлениями; сейсмичностью территории.

Комплексная информация о геологических, геокриологических и сейсмических условиях и анализ обобщения опыта строительства на многолетнемерзлых грунтах позволили определить преобладающий в каждом регионе принцип строительства оснований фундаментов зданий и сооружений. Для каждого выделенного региона показана также активизация основных криогенных процессов в результате техногенных воздействий на природную среду при освоении.

Качественная оценка таких изменений геокриологических условий в результате освоения, как вероятное образование сквозных и несквозных таликов, образование перелетков и новообразование мерзлых толщ горных пород, осадка при оттаивании и существенные изменения свойств пород, дана для каждого региона отдельно для рыхлых и коренных пород и приведена в табл. 46. В этой же таблице дана качественная оценка активизации возникающих при наземном строительстве или существующих в регионе криогенных процессов. Техногенные изменения оценивались по степени их активизации и изменения: сильно—слабо — не развиваются. Вследствие широкого распространения мерзлых пород на территории Средней Сибири активизация развития криогенных процессов связана преимущественно с растеплением мерзлых

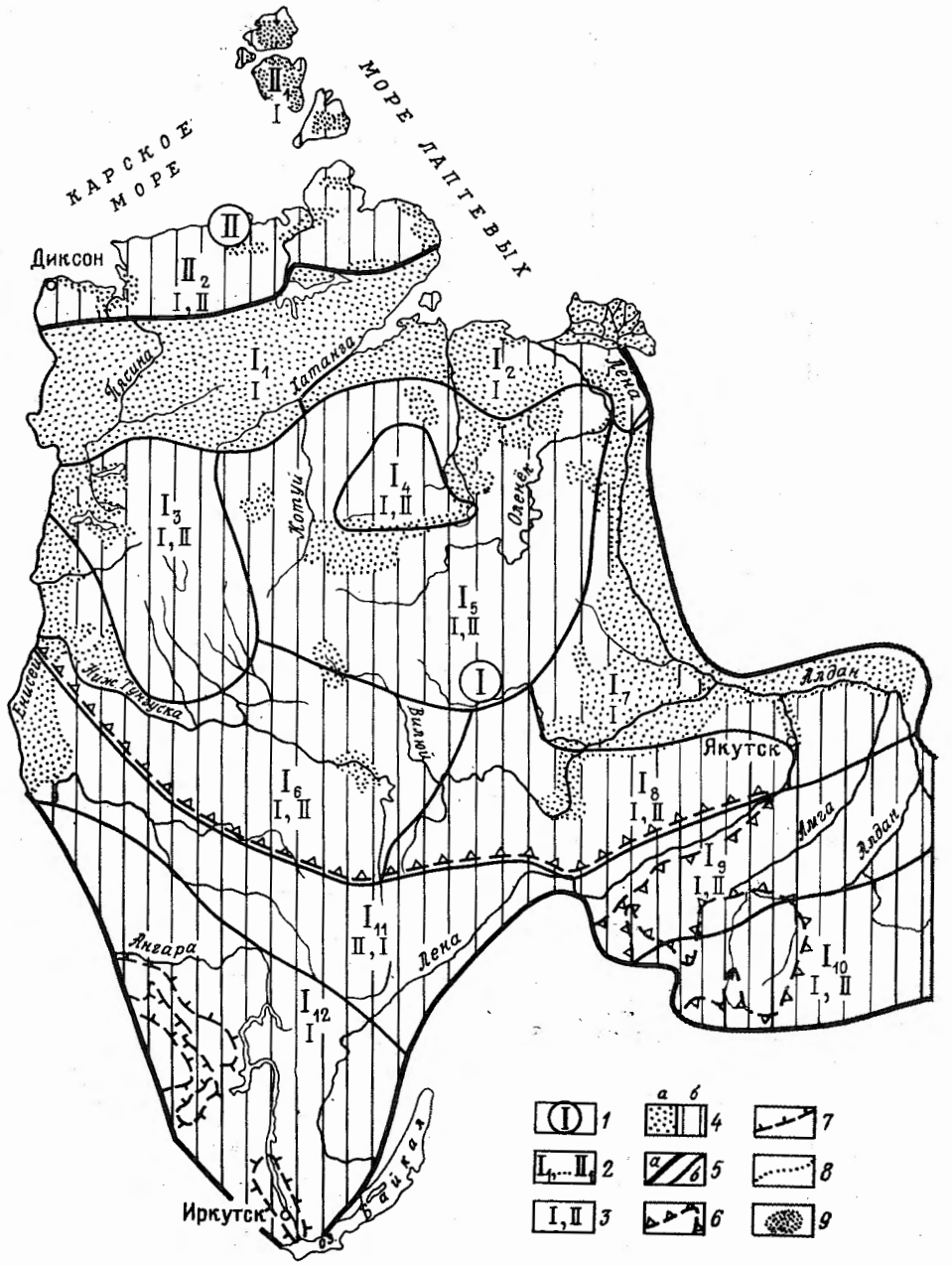


Рис. 137. Инженерно-геокриологическое районирование Средней Сибири. Составлена К. А. Кондратьевой:

1 — регионы I порядка (по типу тектонической структуры): I — Сибирская платформа, II — Таймыро-Североземельская складчатая область; *2* — регионы II порядка (по морфоструктурному и геокриологическому признакам); I_1 — Енисей-Хатангский, I_2 — Лено-Анабарский, I_3 — Енисейско-Путоранский, I_4 — Анабарский, I_5 — Прианабарский, I_6 — Тунгусско-Вилюйский, I_7 — Центральноякутский, I_8 — Лено-Вилюйский, I_9 — Приалданский, I_{10} — Алданский, I_{11} — Тунгусский, I_{12} — Ангаро-Ленский, II_1 — Североземельский, II_2 — Таймырский. Инженерно-геокриологическая характеристика регионов (по табл. 52 и 53): *3* — принципы I и II строительства на многолетнемерзлых грунтах; *4* — значительная активизация в результате освоения развития криогенных геологических процессов на рыхлых (*а*) и коренных скальных и полускальных (*б*) породах; *5* — границы регионов I порядка (*а*) и II порядка (*б*); *6* — граница северной и южной геокриологических зон; *7* — южная граница криолитозоны; *8* — границы геолого-генетических комплексов и формаций пород; *9* — ледники

пород, повышением их среднегодовых температур, увеличением глубин сезонного оттаивания.

Вся территория Средней Сибири с позиций инженерно-геокриологических условий может быть оценена следующим образом [35]. Наибольшей сложностью при освоении характеризуются регионы развития

Таблица 44

Инженерно-геокриологическое районирование Средней Сибири

Регион 1-го порядка (по типу тектонической структуры)	Регион 2-го порядка (по морфоструктурным и геокриологическим признакам)		Макротип элементов современного рельефа	Формации коренных пород, их состав и литологические комплексы рыхлых отложений с макровключениями льда
Сибирская платформа (I)	I_1	Енисей-Хатангский	Аккумулятивная всхолмленная равнина	Ледниковые и водно-ледниковые суглинки, супеси и пески; морские и озерно-аллювиальные супеси, пески, валуны, галька
	I_2	Лено-Анабарский	Аккумулятивная равнина с низкими и возвышенными плато	Водно-ледниковые пески, супеси, суглинки; полигенетический ледовый комплекс — алевриты с мощными повторно-жильными льдами
	I_3	Енисейско-Путоранский	Структурно-денудационное лавовое плато	Эффузивные и интрузивные формации пород триасового возраста — базальты, туфы, туффиты, туфогенные песчаники, траппы
	I_4	Анабарский	Сводово-глыбовое низкое плоскогорье	Метаморфические и интрузивные формации пород протерозойского и архейского возраста — гнейсы, граниты, кварциты, кристаллические сланцы
	I_5	Прианабарский	Пластовое средневысотное и возвышенное плато	Карбонатные, терригенные, карбонатно-терригенные и интрузивные формации пород силурийского, ордовикского, кембрийского и синийского возраста — известняки, доломиты, мергели; на юго-западе — траппы, во впадинах — гипс, каменная соль
	I_6	Тунгусско-Вилюйский	Туфогенное средневысотное и возвышенное плато	Эффузивные, эффузивно-терригенные и интрузивные формации пород каменноугольного, пермского и триасового возраста — базальты, туфы, туффиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, траппы
	I_7	Центральноякутский	Аккумулятивная озерно-аллювиальная и водно-ледниковая равнины	Полигенетический «ледовый» комплекс — алевриты, пески, супеси, суглинки, торф, системы повторно-жильных льдов; аллювиальные пески, супеси, суглинки, валунно-галечные отложения, повторно-жильные льды; терригенные формации пород юрского и мелового возраста — пески, песчаники, глины, аргиллиты с прослоями каменных и бурых углей
	I_8	Лено-Вилюйский	Эрозионно-пластовое средневысотное плато	Терригенные, карбонатно-терригенные и интрузивные формации пород мелового, юрского, пермского, силурийского, ордовикского возраста — пески, песчаники, алевриты, глины, аргиллиты, известняки, доломиты, мергели
	I_9	Приалданский	Пластовое средневысотное плато	Терригенные и карбонатные породы мелового, юрского и кембрийского возраста — пески, песчаники, глины, алевролиты, известняки
	I_{10}	Алданский	Возвышенное пластовое плато, средневысотное плоскогорье, возвышенное нагорье	Метаморфические, интрузивные, терригенные, карбонатно-терригенные, эффузивные формации пород юрского, кембрийского, протерозойского, архейского возраста — песчаники, известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты, гнейсы, гранитогнейсы, граниты, флогопиты
	I_{11}	Тунгусский	Пластово-трапповое и пластовое средневысотное плато	Терригенные, эффузивно-терригенные, карбонатно-терригенные формации пород каменноугольного, пермского, триасового, силурийского, ордовикского возраста — песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, гипсы
	I_{12}	Ангаро-Ленский	Пластовое средневысотное и возвышенное плато	Терригенные, карбонатно-терригенные, интрузивные, метаморфические формации пород юрского, триасового, силурийского, ордовикского возраста — песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, гипсы
Таймыро-Североземельская складчатая область (II)	II_1	Североземельский	Аккумулятивная равнина, денудированное средневысотное и возвышенное плато, низкое и средневысотное плоскогорье, ледниковые купола	Ледниковые, водно-ледниковые, морские, аллювиальные суглинки, супеси, пески, валуны, галька; терригенные, метаморфические и интрузивные формации пород — тальковые, хлоритовые, известковистые, туфогенные граниты, сланцы, кварциты, песчаники
	II_2	Таймырский	Денудированные складчато-глыбовые низкие и средневысотные плоскогорья и низкие горы предорогенного пояса	Терригенные, эффузивные, эффузивно-терригенные, карбонатно-терригенные формации пород протерозойского, кембрийского и ордовикского возраста — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, известняки, доломиты; аллювиальные, озерно-аллювиальные, морские, ледниковые глины, илы, галечники, песчано-гравийные и песчано-глинистые отложения

Таблица 45

Инженерно-геокриологическое районирование Средней Сибири

Индекс региона 2-го порядка (по табл. 44)	Характеристика геокриологических условий						Сейсмичность по шкале MSK	Принцип использования мерзлых грунтов в основании	Существенная активизация криогенных геологических процессов в результате техногенного воздействия на природную среду
	Тип промерзания	Распространение мерзлых пород	Среднегодовая температура, °С	Мощность криолитозоны, м	Льдистость (объемная) пород*	Криогенные геологические явления			
I_1	Э, С	Сплошное	От —4 до —11	400—700	0,1—0,6 / —	Термокарстовые озера и просадки, байджерахи, жильные льды, морозобойные трещины, полигональная тундра	5—6, локально 7	I	Термокарст, морозобойное растрескивание, криогенное выветривание
I_2	С, Э	То же	От —7 до —11	400—700	0,3—0,8 / —	То же	То же	I	То же
I_3	Э, С	„	От —3 до —13 и ниже	100—1100	0,2—0,4 / 0,02—0,15	В долинах — термокарст, бугры пучения, жильные льды; на водоразделах — каменные развалы; на склонах — осыпи, солифлюкция	<5	I, II	„
I_4	Э, С	„	От —5 до —13 и ниже	500—1100	0,2—0,5 / 0,02—0,2	Солифлюкция, осыпи, курумы	<5	I, II	Криогенное выветривание, морозобойное растрескивание, солифлюкция
I_5	Э, С	„	От —3 до —7	300—1300 (кр. 300—900)	0,3—0,5 / 0,02—0,3	Полигональная тундра, солифлюкция, термокарстовые просадки, пластовые и карстовые льды, ПЖЛ	5	I, II	Криогенное выветривание, солифлюкция
I_6	Э, С	Сплошное, на юге — прерывистое	От 0,5 до —4	0—900 (кр. 0—900)	0,2—0,5 / 0,03—0,2	Солифлюкция, осадки, курумы, полигональная тундра	5, локально 6—9	I, II	Морозобойное растрескивание, термокарст, термоабразия, пучение
I_7	С, Э	Сплошное	От —1 до —4	100—500	0,4—0,7 / —	Термокарстовые озера и просадки, ПЖЛ, байджерахи, термоэрозия, бугры пучения	5—6	I	Криогенное выветривание, морозобойное растрескивание, термокарст, термоабразия, пучение
I_8	Э, С	Сплошное, на юге — прерывистое и массивно-островное	От 0,5 до —4	100—700	0,2—0,4 / 0,03—0,02	То же	5, локально 6	I, II	Термокарст, заболачивание, пучение, термоабразия, криогенное выветривание
I_9	Э, С	Сплошное — массивно-островное	От 0,5 до —3	0—500	0,1—0,4 / 0,02—0,2	Термоэрозия	<5	I, II	Термокарст, пучение, заболачивание, термоабразия
I_{10}	Э	Сплошное — редкоостровное	От 1 до —5	0—400	0,1—0,3 / 0,02—0,15	Каменные развалы, курумы, осыпи, наледи, морозобойные трещины	От 5 до 9	I, II	Пучение, термокарст, криогенное выветривание, морозобойное растрескивание
I_{11}	Э	Массивно- и редкоостровное	От 2 до —2	25—50	0,2—0,4 / 0,02—0,2	Заболоченность, остаточно-полигональный рельеф, болота	5, локально от 6 до 9	II, I	Термокарст, термоэрозия, криогенное выветривание
I_{12}	Э	Редкоостровное	От 1 до —2	15—25	0,1—0,2 / 0,02—0,15	Заболоченность, остаточно-полигональный рельеф	То же	II	Криогенное выветривание, термоэрозия
II_1	Э	Сплошное	От —7 до —13 и ниже	100—500, (кр. 100—300)	0,2—0,5 / 0,02—0,15	Ледники, щебенчатые полигональные тундры	<5	I	Криогенное выветривание, морозобойное растрескивание
II_2	Э	То же	От —9 до —13 и ниже	500—1100 (кр. 100—300)	0,2—0,5 / 0,02—0,2	Солифлюкция, курумы, осыпи, ледники	<5	I, II	То же

Э — эпигенетический, С — сингенетический; кр. — зоны с криопэгами.
* В числителе — рыхлых пород, в знаменателе — коренных пород.

Таблица 46

Развитие криогенных геологических процессов и динамика геокриологических условий в результате техногенного изменения природной среды

Индекс региона (по табл. 44 и 45)	Образование таликов		Образование перелетков	Новообразование мерзлоты	Осадка при оттаивании	Изменение свойств при оттаивании	Активизация существующих процессов							
	сквозных	несквозных					Термокарст	Термоэрозия	Морозобойное растрескивание	Пучение	Криогенное выветривание	Наледеобразование	Вытаивание жил льда	Образование ледяных жил
I_1	—	—	—	—	x/+	x/x	x/+	—/—	+/+	+/—	+/+	—/—	+/—	+/—
I_2	—	—	—	—	x/+	x/x	x/+	—/—	+/+	+/—	+/+	—/—	+/—	+/—
I_3	—	—	—	—	x/+	x/+	x/—	—/—	+/+	+/—	+/+	—/—	+/—	—/—
I_4	—	—	—	—	x/x	x/+	+/—	—/—	+/+	—/—	+/+	—/—	—/—	—/—
I_5	—	+/+	—	—	x/x	x/x	x/+	+/—	+/+	+/—	+/+	+/—	+/—	—/—
I_6	—	+/+	—	—	x/x	x/x	x/+	+/—	+/+	x/—	x/+	+/—	+/—	—/—
I_7	—	+/+	—	—	x/x	x/x	x/+	x/—	+/+	x/—	x/+	—/—	+/—	+/—
I_8	—	+/+	—	—	+/+	x/x	x/+	x/—	+/+	x/—	x/+	—/—	+/—	+/—
I_9	—	+/+	—	—	x/+	x/x	x/+	x/—	+/+	x/—	+/+	—/—	+/—	—/—
I_{10}	+/+	+/+	+/+	+/+	x/+	x/x	+/+	+/—	+/+	+/—	+/+	+/+	+/—	+/—
I_{11}	x/x	+/+	+/+	+/+	+/+	x/+	+/+	x/—	—/—	+/—	+/+	—/—	—/—	—/—
I_{12}	x/x	—	+/+	+/+	+/—	+/+	—/—	+/—	—/—	+/—	+/+	—/—	—/—	—/—
II_1	—	—	—	—	x/x	+/+	—/—	—/—	+/+	+/—	+/x	—/—	—/—	—/—
II_2	—	—	—	—	x/x	x/x	+/—	+/—	+/+	+/—	x/x	—/—	+/—	+/—

Примечание. Знак в числителе дроби означает развитие процесса в рыхлых отложениях, в знаменателе — в коренных; знак «×» показывает большую интенсивность развития процесса, знак «+» — среднюю или ту, которая была до освоения, знак «—» показывает, что процесс существует без изменения.

аккумулятивных равнин, сложенных льдистыми четвертичными отложениями. Так, на севере территории, в зоне сплошного распространения мерзлых пород, в пределах Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского регионов ледниковые, водно-ледниковые, озерно-аллювиальные отложения с повторно-жильными льдами характеризуются объемной льдистостью 0,4—0,6. Большая льдистость пород, преобладающие низкие температуры (от —5, реже от —4, до —11 °С) и большая мощность мерзлых толщ (более 500 м) не способствуют формированию сквозных таликов. Однако на участках близкого залегания к поверхности подземных льдов увеличение глубины сезонного оттаивания может привести к существенному развитию термокарста, особенно в пределах распространения осадков ледового комплекса. Избежать интенсификации развития термокарста можно с помощью зимнего охлаждения пород путем снятия снежного покрова. Вследствие большой льдистости четвертичных отложений в пределах региона строительство можно вести только по I принципу.

Еще более сложен по инженерно-геокриологическим условиям Центрально-Якутский регион, соответствующий аккумулятивным озерно-аллювиальной и водно-ледниковой равнинам, сложенным толщей алевритов, супесей, суглинков, песков и торфа с большим содержанием повторно-жильных льдов различной мощности. Большая объемная льдистость отложений (0,4—0,7) и системы ледяных жил различных генераций способствуют развитию термокарста при техногенном нарушении условий теплообмена на поверхности.

В области сплошного распространения многолетнемерзлых пород остальные 8 регионов характеризуются широким развитием коренных скальных и полускальных пород с небольшим по мощности чехлом четвертичных отложений и существенно отличаются по сложности от регионов развития рыхлых пород. Особенности строительства в их пределах в целом более благоприятны, чем в вышеуказанных, и могут определяться степенью однородности коренных пород, особенно в пределах

карбонатных формаций, и характером выветривания верхней 15—20-метровой «криогенно-грунтовой толщи» (по Н. Н. Романовскому и О. М. Лисицыной), развитием в ней карстовых пустот с льдистым заполнителем щебенчато-суглинистого типа. Во всех этих регионах для водораздельных поверхностей характерно развитие каменных развалов, предопределенных морозобойным растрескиванием, для крутых и средней крутизны склонов — осыпей и курумов, для пологих и средней крутизны задернованных склонов — солифлюкции. Наземное строительство в условиях этих регионов осложнено современной льдистой зоной выветривания пород, которые могут формировать оползни по напластованию льдистых пород и давать существенные осадки при оттаивании в процессе строительных работ.

Многолетняя мерзлота в южных регионах Средней Сибири находится в неустойчивом термодинамическом равновесии со всем комплексом природных условий и поэтому обладает большой чувствительностью к нарушениям компонентов природной среды. Изменение условий теплообмена в результате осушения, заболачивания, перекрытия путей стока дорогами, вырубки леса, распашки территории, таежных пожаров и т. д. может приводить к значительному опусканию кровли мерзлых толщ, ее разобщению со слоем сезонного промерзания и даже к полной деградации маломощной мерзлоты. Оттаивание мерзлых дисперсных пород часто сопровождается просадками грунта вследствие вытаивания ледяных включений. Локальная деградация мерзлых толщ особенно характерна для таежных районов Среднего и Нижнего Приангарья. Такое мероприятие, как постоянное снятие снега, в этих районах приводит к тому, что уже в течение трех лет может образоваться линза мерзлых пород мощностью до 5 м и более. Такие случаи отмечены Ф. Н. Лещиковым в большинстве мелких поселков, таких, как Тулун, Зима, Харик, Бохан, Качуг, Усть-Орда, Усолье, Черемхово и др. [53]. Изменение геокриологических условий при хозяйственном освоении территории юга Средней Сибири дано в табл. 42 на примере Приангарья.

В северной геокриологической зоне техногенные воздействия на природную обстановку проявляются главным образом через изменение геокриологических параметров, связанных с количеством и характером залегания льда в горных породах. Наиболее льдистыми являются отложения полигенетических равнин и аллювиальные отложения рек, представленные пылеватыми супесями, суглинками и песками с включением систем повторно-жильных льдов при объемной льдистости более 0,4—0,6. Менее устойчивы к техногенным воздействиям в пределах этих равнин участки близкого залегания к поверхности макровключений льда, вытаивание которых вследствие резкого увеличения глубины сезонного оттаивания происходит и при низких среднегодовых температурах пород. Анализ влияния техногенных нарушений в районах развития коренных пород (бассейн верховьев р. Мархи) показывает, что изменения амплитуд температур на поверхности почвы на участках свежих гарей и в населенных пунктах на 4—5 °С больше, чем в естественных условиях; на просеках и временных дорогах на 2—3 °С больше, на зарастающих гарях — на 1—2 °С. Изменения среднегодовых температур пород в населенных пунктах по сравнению с естественными условиями составляют 1—3 °С, на участках водосбросов промышленных вод — от 1 до 8 °С, на дорогах, гарях, в карьерах — от 1 до 3 °С. Мощность слоя сезонного оттаивания в результате техногенных воздействий возрастает на 0,5 м на старых гарях и просеках, на 1—2 м в населенных пунктах и на дорогах. На участках водосброса глубина протаивания может достигать 20 м и более, в результате будут формироваться несквозные талики.

Существенные изменения геокриологической обстановки в результате освоения территории, имеющие большое значение для устойчивости инженерных сооружений, требуют ряда мер и ограничений для не-

желательных нарушений природной среды. Основой разработки рекомендаций по управлению геокриологическими условиями служит геокриологический прогноз и инженерно-геокриологическая оценка территории, выполняемые на базе геокриологической комплексной съемки и картирования [50, 60, 61].

Любое освоение территории сопровождается изменением существующих геокриологических условий. В первую очередь это изменение связано с такими техногенными воздействиями, как удаление или изменение естественных покровов — снежного и растительного; осушение поверхности и дренаж верхних горизонтов мерзлых пород; изменение рельефа при планировке местности; удаление или замена верхнего слоя грунта; создание выемок, котлованов, карьеров, возведение насыпей, перемычек и др.; создание искусственных покрытий; тепловое и механическое воздействия сооружений на грунты основания.

По степени проявления техногенных воздействий на геокриологические условия и по соответствующим им изменениям они могут быть первичными и вторичными. Первичные нарушения наносятся природе изначально. Но поскольку природная среда является многокомпонентной системой со сложными причинно-следственными связями, любое изменение природных компонентов становится причиной (вторичным нарушением) изменения взаимосвязанных с ними процессов и явлений. Часто вторичные изменения являются более существенными, чем первичные.

Реакция мерзлых толщ на изменения теплообмена на поверхности и в массиве происходит практически незамедлительно. Однако скорость и характер изменений различных параметров геокриологической обстановки различны. Наиболее чувствительны к изменениям условий теплообмена температурный режим пород и глубины сезонного оттаивания, изменения которых проявляются уже на второй-третий годы. Практически не имеет инерции амплитуда температур на поверхности — она увеличивается или уменьшается сразу же после нарушения существующих условий. Повышение или понижение среднегодовой температуры пород может приводить к незначительным изменениям параметров геокриологических характеристик; к существенному изменению свойств пород, глубин сезонного промерзания и оттаивания, развитию криогенных процессов и др.; к смене знака, что сопровождается коренным изменением всех геокриологических характеристик. Устойчивость мерзлых пород к техногенным воздействиям определяется составом и льдистостью пород и их температурным режимом. Поэтому в целом она существенно различается в южной и северной геокриологических зонах.

Принципы управления мерзлотным процессом при освоении Средней Сибири

При анализе теплового воздействия зданий и сооружений на температурный режим грунта различают общее воздействие, выражающееся в формировании на территории застройки специфических «городского» климата и мерзлотно-грунтовых условий, и локальное, т. е. воздействие на температуру грунта каждого отдельно стоящего сооружения [68]. Климат освоенных территорий формируется в первую очередь в результате того, что на этих участках уменьшается общий приход солнечной радиации вследствие повышенного содержания аэрозолей в воздухе, содействующих образованию ядер конденсации. Это приводит к уменьшению эффективного излучения, поэтому изменение радиационного баланса в черте города следует за изменением характера подстилающей поверхности, от которой зависит альбедо. Величина альбедо в таких городах, как Якутск, Сунтар, Мирный, Норильск и другие, понижена вследствие потемнения поверхности после покрытия ее асфальтом и загрязнения снега, поэтому радиационный баланс в городе

несколько повышается (табл. 47). Увеличение радиационного баланса, аккумуляция и излучение тепла строительными материалами, теплопотери зданий способствуют повышению среднегодовой температуры приземного воздуха. В крупных городах и поселках южной половины Средней Сибири среднегодовая температура воздуха на 0,5—1 °С выше, чем на окружающей территории.

Таблица 47

Осредненные значения радиационной поправки (Δt_R, °С) к $t_{ср}$ воздуха в теплый и годовой периоды

Расположение участка по широте	Значения Δt_R в периоды	
	теплый	годовой
Южнее 55° с. ш.	3,7	1,8
55—65° с. ш.	3,1	1,3
Севернее 65° с. ш.	2,2	0,7

Застройка приводит к резкому нарушению условий снегоотложения. В арктических районах, где скорость ветра больше 4 м/с, застроенная территория служит местом выпадения снега из снеговетрового потока. Внутри застройки снежный покров распределяется неравномерно: с наветренных сторон зданий снег удаляется почти полностью, с подветренных образуются снегозаносы мощностью до 3—5 м. Теплоизоляционные свойства снега ухудшаются вследствие уплотнения его пешеходами и транспортом и удаления растительного покрова. Кроме того, в промышленных населенных пунктах снег покрывается пылью и гарью и поэтому сходит на одну-две недели раньше, чем на окружающих территориях.

В результате застройки нарушаются мерзлотно-грунтовые условия: изменяются влажность, плотность, теплофизические свойства грунтов. Здания, дорожные покрытия препятствуют проникновению в грунт теплых атмосферных осадков, а искусственно уплотненные основания различных сооружений препятствуют стоку природных вод и выносу продуктов жизнедеятельности человека. Увеличению влажности верхнего слоя способствуют мокрые строительные процессы и утечка бытовых вод. Как правило, на территории застройки с поверхности образуется переувлажненный (влажность 40—100 %) культурный слой, в значительной степени состоящий из промышленных и строительных отходов и прочего влагоемкого мусора. Мощность этого слоя колеблется от 0,2—1 м в Норильске и Игарке до 2 м и более в Якутске. Повышенная влажность этого слоя и большая теплопроводность зимой (в мерзлом состоянии) приводят к уменьшению глубины сезонного оттаивания и понижению среднегодовой температуры грунта. Повышенная засоленность препятствует зимнему промерзанию и обусловливает агрессивность по отношению к металлу и бетону.

Несмотря на неоднозначность воздействия на температуру грунта различных факторов, изменяющихся при застройке, и наложение на них многолетних колебаний климата, можно говорить об охлаждающем общем влиянии застройки. Это подтверждается на примере г. Якутска, где более чем за 300-летнюю историю города отчетливо прослеживается закономерное понижение температуры пород в зависимости от времени застройки (см. табл. 41).

Температурный режим под конкретными зданиями и сооружениями определяется их локальным воздействием на окружающий грунт. Такое воздействие застройки заключается в непосредственном тепловыделении отапливаемого здания, в экранации поверхности грунта под зданием и около него от отепляющего воздействия солнечной радиации и снежного покрова, а также в изменении характера и теплоизоляционных свойств поверхности. Типичный пример распределения температур под зданием, построенным с сохранением многолетнемерзлого состояния основания, приведен в табл. 48. Приведенные данные показывают, что в результате затенения температура грунта под северной стеной здания и его центром ниже, чем под южной стеной, в 1,2—1,6 раза — в южных и центральных районах Средней Сибири и в 1,1—1,2 раза —

Таблица 48

Максимальные и минимальные температуры (°С) под центром, северной и южной стенами одного из жилых зданий в г. Норильске

Глубина, м	Центр	Северная стена		Южная стена	
	$t_{мин}$	$t_{мин}$	$t_{макс}$	$t_{мин}$	$t_{макс}$
1	—11,5	—12,2	—0,6	—10,8	—0,2
2	—10,2	—10,9	—2,0	—10,0	—2,0
3	—9,1	—9,2	—3,0	—8,7	—3,0
4	—8,1	—8,2	—3,2	—7,8	—2,9
5	—7,0	—7,2	—3,5	—6,3	—3,0
6	—6,5	—6,6	—4,1	—5,6	—3,7

в северных. Примерно во столько же раз глубина сезонного оттаивания около южных стен зданий больше, чем у северных.

Анализ характера нарушений условий теплообмена грунта с атмосферой при строительстве зданий и сооружений на многолетнемерзлых грунтах показывает, что только инженерный фактор — тепловыделение в грунт отапливаемых зданий — приводит к дополнительному его разогреву, в то время как экранация грунта от солнечной радиации и снега приводит к дополнительному его охлаждению. Следовательно, при отсутствии тепловыделений в грунт самого здания объективной тенденцией изменения температур грунта под зданием является их понижение. Об этом свидетельствуют широко известные факты понижения температур под неотапливаемыми зданиями, вплоть до образования мерзлых островов на ранее талых породах, как, например, в Братске.

Температуры в основаниях отапливаемых зданий могут как понижаться, так и повышаться. Отрицательное значение температуры поверхности грунта под зданием соответствует использованию грунтов как оснований в многолетнемерзлом состоянии (принцип I), положительное — в талом (принцип II). В Средней Сибири многолетнемерзлые грунты в качестве оснований используются главным образом по I принципу, значения температуры поверхности почвы ($t_п$) при котором определяются среднегодовой температурой воздуха в подполье. В табл. 49 приведены средние за теплый, холодный и годовой периоды температуры воздуха. Температура в подпольях летом ниже, а зимой выше температуры наружного воздуха; среднегодовая температура воздуха в подполье выше, чем снаружи на 1—3 °С в г. Норильске и на 0,2—1 °С в г. Якутске. Температуры воздуха в подпольях по высоте практически постоянны, за исключением слоев грунта мощностью около 10 см у поверхности и у перекрытия, где они повышаются примерно на 0,1—0,7 °С. Эти результаты коррелируются с данными Ю. Я. Велли для городов Тикси и Амдерма, который ранее установил, что температуры в подполье очень мало изменяются и в горизонтальном направлении. Направление движения воздуха в подполье примерно совпадает с направлением ветра, поэтому скорость движения воздуха в подполье при скорости ветра в период наблюдений от 1 до 3 м/с изменялась соответственно от 0,2 до 0,8 м/с. По наблюдениям Ю. Я. Велли, в арктических районах скорость движения воздуха в подпольях зимой в приземном (10 см) слое составляет 0,2—0,3 м/с, а летом практически отсутствует. Подставляя эти значения в известные формулы связи коэффициента теплоотдачи α и скорости ветра, можно определить наиболее вероятный диапазон его изменения в проветриваемых подпольях, который составляет 6—12 Вт/(м²· °С).

Температуру поверхности грунта в подполье можно вычислить с помощью формулы для температуры в полупространстве с граничными условиями III рода. Результаты вычислений показывают, что при самых неблагоприятных условиях через 100—200 ч на поверхности грунта в подполье устанавливается температура, составляющая 0,8—0,9 от величины среднегодовой температуры воздуха в подполье, а через 1—2 месяца температуры поверхности почвы и воздуха в подполье будут практически равны. Таким образом, на поверхности грунта под зданиями формируется среднегодовая температура, весьма близкая к среднегодовой температуре воздуха в подполье, которая ниже температуры поверхности грунта в естественных условиях на величину поправок Δt_R и $\Delta t_{сн}$, составляющих в сумме 8 °С и более. Это вызывает тенденцию к понижению температуры грунта после застройки. На рис. 138 представлены типичные примеры хода температуры грунта под зданиями с холодными подпольями в разных районах Средней Сибири.

Пути и способы управления температурным режимом оснований базируются на прогнозе и изучении опыта строительства [50]. Увеличивая интенсивность воздухообмена в подполье, можно приблизить его температуру к температуре наружного воздуха и, наоборот, уменьшая интенсивность, например путем закрытия площади продухов, вызвать повышение температуры в подполье, вплоть до положительных значений. Условия теплообмена на поверхности грунта, характерные для периода эксплуатации здания, создаются по сравнению с продолжительностью этого периода довольно быстро — практически сразу после возведения цокольного перекрытия при строительстве по принципу I, либо сразу после начала отопления здания при строительстве по принципу II. Наблюдение за ходом изменения температуры грунта под зданиями показывает, что в верхнем слое грунта (5—8 м) новое практически ста-

Таблица 49

Температуры воздуха в подполье и снаружи одного из зданий в г. Норильске и г. Якутске

Местонахождение	Температуры, °С		
	среднелетние ($t_л$)	среднезимние ($t_з$)	среднегодовые ($t_в$)
г. Норильск			
Здание 1	4,1 / 9,1	—16,0 / —19,9	—8,9 / —10,2
Здание 2	4,3 / 4,5	—14,0 / —17,4	—8 / —8,4
Здание 3	—	—	—7 / —8,4
Здание 4	7,5 / 9,5	—11,3 / —17,4	—5 / —8,4
г. Якутск			
Здание 1	—12,7 / 14,4	—25,7 / —27,3	—9,6 / —9,9
Здание 2	—12,7 / 14,4	—25,6 / —27,3	—9,8 / —9,9
Здание 3	—12,9 / 14,4	—25,1 / —27,3	—8,9 / —9,9
Здание 4	—12,8 / 14,4	—23,6 / —27,4	—8,0 / —9,9

Примечание. Числитель — температура воздуха в подполье, знаменатель — снаружи.

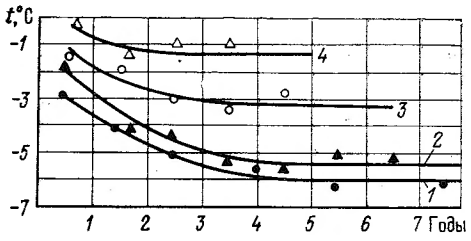


Рис. 138. Ход изменения температур мерзлого грунта под центрами зданий с проветриваемыми подпольями:

1 и *2* — среднегодовые температуры грунта на глубине 5 м под двумя зданиями в г. Норильске (по М. В. Киму); *3* — максимальная температура на глубине 5 м под зданием в г. Якутске (по Г. О. Лукину); *4* — то же, на глубине 4 м в г. Игарке (по А. С. Кайкову)

Таблица 50

Температуры грунтов под торцами одного из зданий в г. Якутске в августе 1980 г.

Глубина, м	Температура, °С	
	Южный торец	Северный торец
2	—0,4	—0,8
4	—1,9	—2,9
6	—1,5	—4,1
8	—1,4	—4,0
10	—1,3	—3,8

ционарное состояние устанавливается через 2—4 года после устройства цокольного перекрытия. Расчетная несущая способность мерзлых оснований определяется при наихудших условиях, которые при постепенном понижении температуры наблюдаются в первые годы эксплуатации здания. Для упрочнения оснований существует два способа. При первом постепенное охлаждение основания осуществляется за счет устройства цокольного перекрытия, экранирующего поверхность от отепляющего воздействия солнца и снега, а несущая способность рассчитывается по максимальным за год температурам при стационарном тепловом состоянии, которое впоследствии должно установиться под зданием. Первый путь не требует специальных трудозатрат на искусственное охлаждение, он состоит в постепенной загрузке основания по мере понижения его температуры. Второй путь, более активный, включает дополнительные мероприятия по предпостроечному охлаждению грунта до температур, соответствующих стационарному тепловому состоянию. Это путь комбинированного охлаждения, поскольку помимо предварительного разового охлаждения он включает и постоянное — для поддержания пониженных до начала строительства температур грунта. Комбинированное охлаждение вполне соответствует определению понятия «управление», однако по экономическим соображениям его целесообразно применять тогда, когда плановые сроки возведения здания меньше периода установления в основании либо стационарного (предельного) теплового состояния, либо проектного температурного режима (если расчетные температуры выше предельных).

При применении метода постепенной загрузки охлаждающегося основания в г. Якутске построены несколько крупных зданий. Например, фундаменты (сваи) одного из этих зданий запроектированы на максимальную температуру —0,9 °С. Через год, когда было возведено цокольное перекрытие, температуры мерзлого грунта в зоне заделки свай составляли от —0,1 до —0,3 °С. По расчетам, проектный температурный режим должен был установиться примерно через 2 года, и с этого времени было продолжено строительство выше цоколя, которое закончилось к концу второго года. В настоящее время здание не имеет признаков деформации. Температуры грунта у южного и северного торцов в августе 1980 г. приведены в табл. 50. Комбинированное охлаждение довольно широко применяется в г. Норильске и реже в г. Якутске. Предварительное охлаждение выполняется обычно зимой с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств (СОУ) — вентиляторов, подающих атмосферный воздух в скважины, пробуренные для последующей заделки в них свай. Перспективным является использование для этой цели ветро-конвективных охлаждений (ВКО). Для сохранения пониженных температур служит круглогодично проветриваемое подполье.

Интенсификации воздушных СОУ добиваются, например, с помощью ветрозахватов, дефлекторов на вытяжной трубе и других приспособлений, использующих ветер. Параметры работы ВКО близки к параметрам охлаждения скважин вентиляторами, но дешевле их на стоимость электроэнергии. Парожидкостные СОУ обычно также представляют собой цилиндрическую емкость, частично заполненную легкокипящей жидкостью (фреоном, аммиаком, пропан-бутановой смесью).

Способы и устройства, используемые для охлаждений грунта, могут быть следующие.

Способы прямого воздействия: 1) побудительное вентилирование скважин холодным воздухом; 2) использование потенциальной энергии, обусловленной перепадом температур грунта и воздуха, реализуемой за счет зависимости плотности жидкости от температуры (жидкостные СОУ, ВКО) и за счет теплоты фазовых переходов (парожидкостные СОУ); 3) охлаждение грунта устройствами, работающими на энергии ветра, преобразуемой в энергию циркуляции жидкого или газообразного хладоносителя.

Способы косвенного воздействия: 1) изменение составляющих теплового баланса путем затенения поверхности и увеличения альбедо (окраска поверхности в светлые тона, уменьшение шероховатости); 2) изменение теплоизоляционных свойств поверхности за счет удаления снежного покрова, теплоизоляционного покрытия поверхности летом, холодопроводящих покрытий; 3) комплексные приемы, представляющие устройство проветривания подполий или холодных первых этажей, а также устройство охлаждаемых зимой (через каналы) подсыпок и др.

Применение холодопроводящих покрытий основано на том, что их теплопроводность зимой больше, чем летом. Таким естественным холодопроводящим покрытием при условии снятия снежного покрова является слой сезонного оттаивания и промерзания, разница в теплопроводности грунта которого в холодный и теплый периоды года обусловливает понижение среднегодовой температуры грунта. Несмотря на малость отношения коэффициентов теплопроводности мерзлого и талого грунта, температурная сдвижка достигает при отсутствии компенсирующих факторов 1—2 °С и более. Холодопроводящая способность наиболее выражена у покрытий (экранов) с жидким или газообразным наполнителем (плоских СОУ). Теплопроводность незамерзающих жидкостей мала, например у керосина $\lambda=0{,}15$ Вт/(м·°С). Поэтому летом, когда жидкость устойчиво стратифицирована, покрытие работает как теплоизолятор. Зимой в жидкости возникает тепловая конвекция. Эффективный коэффициент теплопроводности в 100—200 раз и более выше истинного, поэтому зимой холодопроводящие покрытия практически беспрепятственно охлаждают грунт. Все существующие способы в принципе позволяют существенно понизить среднегодовую температуру в верхних слоях грунта, пределом является среднегодовая температура воздуха.

Таким образом, анализ опыта строительства на многолетнемерзлых грунтах показывает, что геологическая среда в криолитозоне при строительстве промышленных сооружений и разработке полезных ископаемых является весьма изменчивым компонентом природы и должна оцениваться на основе геокриологического прогноза [50]. Часто при сооружении крупных промышленных комплексов или при открытой разработке полезных ископаемых, как, например, Нерюнгринский карьер, изменения геологической среды так значительны, что приводят к существенным изменениям геокриологической обстановки. При этом самые существенные, часто необратимые, нарушения геокриологической среды происходят на участках самого строительства, в то время как окружающие участки изменяются гораздо меньше. Как те, так и другие нарушения не должны быть стихийными, непредусмотренными. Для этого необходимо приложение таких мероприятий, которые способствовали бы изменению геокриологической обстановки в определенном, заранее пре-

Таблица 51

Классификация приемов управления мерзлотным процессом*

Системы приемов	Параметры, через которые могут направленно изменяться элементы природного комплекса	Приемы управления мерзлотным процессом	Цель применения приемов управления
Регулирующих соотношение составляющих радиационно-теплового баланса	1. Температура воздуха и упругость водяного пара 2. Цвет поверхности 3. Шероховатость поверхности 4. Характер наземного покрова 5. Влажность и заболоченность поверхности 6. Температура поверхности пород	1. Устройство навесов для затенения поверхности 2. Экранирование поверхности теплоизолирующими пленками 3. Удаление снежного и растительного покровов 4. Рыхление или укатка поверхностного слоя пород 5. Осушение поверхностного слоя пород дренажными канавами 6. Устройство ветровых и снегозадерживающих преград (щитов) 7. Регулирование мощности и свойств снежного и растительного покровов 8. Перекрытие грунта теплоизоляционными материалами (пенопласты, снежно-ледяные, ледяные и другие покровы) 9. Устройство газонов, кустарниковых полос, лесонасаждений	В результате одного или нескольких приемов в южной геокриологической зоне обеспечивается сохранение мерзлоты, ее новообразование на талых участках путем понижения положительных $t_{ср}$ пород и перехода их через 0 °С и полное оттаивание мерзлых пород при разработке полезных ископаемых
Изменяющих состав, свойства и состояние мелиорируемых пород	1. Гранулометрический состав пород 2. Трещиноватость и пористость породы 3. Условия инфильтрации осадков 4. Содержание органического вещества	1. Полная или частичная замена мелиорируемых пород 2. Кольматация, цементация, битумизация грунта, пропитка синтетическими смолами 3. Обводнение и осушение пород 4. Морозный дренаж 5. Глубокое рыхление и искусственное уплотнение грунтов 6. Понижение уровня подземных вод и формирование «сушенцов» 7. Искусственное замораживание породы 8. Искусственное растепление грунта	В результате одного или нескольких приемов в южной геокриологической зоне обеспечивается сохранение мерзлоты или ее новообразования; в северной геокриологической зоне обеспечивается направленное изменение температурного режима, увеличение или уменьшение глубины сезонного оттаивания при строительстве и разработке полезных ископаемых

Продолжение табл. 51

Системы приемов	Параметры, через которые могут направленно изменяться элементы природного комплекса	Приемы управления мерзлотным процессом	Цель применения приемов управления
Использующих естественные и искусственные источники и стоки тепла	1. Состав, влажность и свойства грунта 2. Подземные льды, криогенные текстуры пород 3. Уклон местности 4. Температура и расход воды в фильтрационном потоке 5. Температура и расход воздуха в охлаждающей системе	1. Фильтрационно-игловой 2. Фильтрационно-дренажный 3. Дождевально-инфильтрационный 4. Кондуктивно-инфильтрационный 5. Вымораживание обнаженной поверхности грунтового массива 6. Охлаждающие устройства (проветриваемые подполья, вентиляционные трубы) 7. Паровая иглооттайка 8. Поверхностный сток горячих вод 9. Пожог и огневые горелки 10. Укладка горячего камня (бута)	Сооружение котлованов для фундаментов, забивка свай, устройство опорных знаков и других инженерных сооружений в южной и северной геокриологических зонах; послойная разработка россыпных месторождений, разработка месторождений твердых полезных ископаемых
Регулирующих условия теплообмена ниже мелиорируемого слоя	1. Состав и свойства пород 2. Трещиноватость и пористость пород 3. Подземные льды и криогенные текстуры 4. Испарение и конденсация пара; фазовые превращения воды 5. Режим подземных вод 6. Режим температурный 7. Характер биогеохимических реакций	1. Полная или частичная замена грунтов 2. Кольматация, цементация, битумизация, пропитка синтетическими смолами 3. Регулирование уровня, минерализации, условий питания, стока и путей движения подземных вод 4. Регулирование режима искусственно нагнетаемых вод 5. Регулирование интенсивности биогеохимических реакций	Строительство крупных промышленных и гидротехнических сооружений, разработка твердых полезных ископаемых в южной и северной геокриологических зонах

* С использованием схемы В. А. Кудрявцева и Э. Д. Ершова.

дусмотренном направлении, которое должно быть оптимизационным. Применение направленных мероприятий, по существу, является управлением мерзлотным процессом, для чего учитывается как специфика вида освоения, так и геокриологические условия каждого региона. Классификационная схема приемов управления мерзлотным процессом (табл. 51), базирующаяся на более полной схеме, разработанной В. А. Кудрявцевым и Э. Д. Ершовым в 1969 г., позволяет наметить комплексы мероприятий по управлению в зависимости от вида освоения, местоположения и геокриологических условий участка. Особенно важно применение этих мероприятий в южной геокриологической зоне, характеризующейся неустойчивым геотемпературным режимом пород и развитием криогенных явлений, существенно затрудняющих освоение территории, а также на участках развития льдистых пород.

Проблема рационального использования водных ресурсов и охраны подземных вод

Известно, что природные комплексы области распространения многолетнемерзлых пород неустойчивы, в том числе легко загрязняются и трудно очищаются поверхностные и подземные воды. Однако опыт защиты подземных вод от загрязнения и истощения на этой территории фактически отсутствует. Это можно объяснить локальным техногенным загрязнением подземных вод вблизи крупных промышленных центров или крупных городов, которое до последнего времени не вызывало особых опасений.

Широкое освоение территории Средней Сибири неизбежно приведет к увеличению загрязнения атмосферы окисью углерода, окислами азота, серой, хлором и другими ингредиентами; во много раз увеличится сброс промышленных и хозяйственно-бытовых сточных вод. Значительное загрязнение речных вод происходит в результате постоянного сброса в них больших объемов хлоридных натриевых рассолов. При этом, как показывает опыт, наибольшему загрязнению будут подвержены поверхностные воды, воды сезонноталого слоя и несквозных таликов, а также воды гидрогеологических структур в пределах зоны активного водообмена. В меньшей степени техногенному загрязнению будут подвергаться глубокозалегающие водоносные горизонты, гидравлическая связь которых с поверхностью происходит на локальных участках в пределах водопоглощающих таликов.

Среди сравнительно немногих работ, в которых рассматриваются вопросы, связанные с рациональным использованием и защитой подземных вод от загрязнения вне области распространения криогенных водоупоров [12, 66 и др.], необходимо отметить работу Н. В. Роговской. В этой работе впервые оцениваются региональные факторы естественной защищенности подземных вод (вне криолитозоны) от техногенного загрязнения и в зависимости от мощности водоупоров предлагается макет карты, на котором подземные воды рассматриваются по степени такой защищенности. Вопросы естественной защищенности подземных вод в различных гидрогеокриологических структурах со сплошным, прерывистым и островным распространением криогенных водоупоров рассмотрены в работах О. Н. Толстихина и В. В. Климочкина [82] и Н. Н. Романовского и др. [76]. В них показано, что в пределах криолитозоны естественная защищенность подземных вод глубокого стока, которые в большинстве случаев являются источниками централизованного водоснабжения, в основном определяется мощностью и степенью прерывистости криогенных водоупоров. Ранее было показано, что по степени прерывистости криогенных водоупоров на территории Средней Сибири выделяется зона сплошного распространения криогенных водоупоров и зоны прерывистого и островного их распространения [85]. По степени защищенности подземных вод в недрах структур от возможного техногенного загрязнения всю территорию Средней Сибири можно разделить на две геокриологические зоны.

Северная зона за счет сплошного распространения мощных (до 600 м) низкотемпературных (от —2 до —15 °С) криогенных водоупоров характеризуется надежной защищенностью подземных вод в ее недрах от техногенного загрязнения. Крайне редкие (около 5 %) водопоглощающие талики, могущие быть очагами загрязнения, расположены исключительно в долинах рек. Лишь в южной части зоны они могут быть расположены в днищах зрелых крупных термокарстовых котловин. В пределах этой зоны расположены [85]: Хатангский, Тунгусский, Котуйский, Оленёкский и Якутский артезианские бассейны, Анабарский гидрогеологический массив, Нижнеоленёкский адбассейн, Путоранский вулканогенный массив и Таймырская гидрогеологическая складчатая область.

Повсеместное, глубокое, устойчивое во времени охлаждение пород в недрах названных структур неизбежно привело или к полному или почти полному промерзанию водоносных пород в пределах зоны активного водообмена. В связи с этим в недрах Хатангского, Оленёкского, Котуйского и северной части Якутского артезианских бассейнов, в Анабарском и Нижнеоленёкском гидрогеологических массиве и адмассиве, а также в Таймырской складчатой области мощность криогенных водоупоров оказалась больше мощности зоны пресных вод. В недрах этих структур ниже криогенного водоупора залегают соленые воды и крепкие рассолы. На площади структур, занимающих бóльшую часть северной геокриологической зоны, пресных вод в недрах нет. Основными источниками водоснабжения могут быть поверхностные воды, воды несквозных подрусловых и подозерных таликов и воды сезонноталого слоя. Эти воды чрезвычайно чувствительны к техногенному загрязнению, происходящему не только путем непосредственного сброса промышленных и бытовых вод, но и путем загрязнения воздуха, что в значительной степени затрудняет их защиту. На площади названных структур необходимо создание специальных водоохранных зон с тщательным наблюдением за качеством поверхностных вод. Особенно внимательный контроль должен осуществляться в критический водный период. Пресные подземные воды сохранились от промерзания лишь в недрах Якутского артезианского бассейна. Они надежно защищены от техногенного загрязнения мощной (400—600 м) толщей мерзлых пород и могут быть использованы для водоснабжения. На площади Вилюйского артезианского бассейна охране подлежат также скопления пресных вод, сосредоточенные в несквозных водовмещающих таликах мощностью 80 м и более, расположенных в днищах крупных термокарстовых котловин.

Южная зона за счет прерывистого и островного распространения маломощных (до 100, реже 150 м) высокотемпературных (от 0 до —2 °С) криогенных водоупоров является зоной ограниченно, а на значительных площадях — вообще не защищенных подземных вод от техногенного загрязнения. Водопоглощающие талики, которые могут быть очагами загрязнения подземных вод в недрах бассейнов, расположены на всех элементах рельефа. Мощности криогенных водоупоров во всех структурах меньше мощности зоны пресных вод и в целом мощности зоны активного водообмена. Достаточно глубокий эрозионный врез, значительная тектоническая и криогенная нарушенность пород обеспечивают как активное движение подземных вод от областей питания к зонам разгрузки, так и глубокую промытость недр структур. Гравийно-галечный состав аллювия, значительная трещиноватость коренных пород и хорошая промытость трещин обеспечивают возможность формирования значительных естественных ресурсов подземных вод в сквозных и несквозных водопроводящих таликах под руслами рек.

В пределах этой зоны расположены [85]: Ангаро-Ленский, южная часть Тунгусского, южная и центральная части Якутского артезианских бассейнов, а также Алданский гидрогеологический массив с наложенными мезозойскими артезианскими и адартезианскими структурами.

Основные области питания в пределах названных гидрогеологических структур приурочены к водопоглощающим инфильтрационным таликам, расположенным в пределах широких, платообразных хорошо дренированных междуречий, на высоких террасах и на пологих склонах. Площадь, занятая инфильтрационными таликами, в отдельных структурах достигает 50—80 %. В естественных условиях недра структур обладают значительными ресурсами пресных вод, из которых для нужд народного хозяйства используется лишь ничтожная часть. Однако именно эти структуры, где восполнение ресурсов осуществляется через многочисленные водопоглощающие инфильтрационные талики, расположенные на междуречьях, наиболее чувствительны к техногенному за-

грязнению. Несмотря на то что питание подземных вод в пределах междуречий осуществляется только летом в период инфильтрации дождевых вод, загрязнение поверхности бытовыми и промышленными стоками в зимний период и даже загрязнение только снежного покрова оказывают непосредственное воздействие на подземные воды. При этом следует иметь в виду, что при очень сильном и длительном загрязнении высокие фильтрационные свойства крупнообломочных четвертичных отложений и сильно трещиноватых или закарстованных коренных пород в этой зоне приводят к достаточно быстрому распространению загрязненных подземных вод на значительную глубину и большие расстояния. При кратковременном загрязнении эти свойства пород способствуют самоочищению техногенных вод.

Сложность хозяйственного освоения этих районов заключается в том, что с инженерно-геокриологических позиций для строительства и размещения поселков, городов и промышленных предприятий наиболее благоприятны именно участки широких междуречий, сложенные немерзлыми породами и поросшие сосновыми борами. Здесь условия строительства и естественная защищенность подземных вод от техногенного загрязнения находятся как бы в обратной зависимости: на междуречьях, где нет криогенных водоупоров, условия для строительства лучше, но хуже естественная защищенность подземных вод. Наоборот, на междуречьях, сложенных криогенными водоупорами, хуже условия для строительства, но лучше естественная защищенность подземных вод в недрах структур. Важно также отметить, что рассчитывать на самоочищение подземных вод в большинстве случаев нельзя, так как биологическая активность в условиях сурового климата в пресных водах с низкой (2—4 °С) температурой ослаблена [76]. Ориентация на безотходное производство и повсеместную очистку стоков промышленных и бытовых вод до их сброса на поверхность или в реки должна быть обязательной практически для всей территории криолитозоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев М. Н.* Антропоген Восточной Азии (стратиграфия и корреляция). М., Наука, 1978.
2. *Антропоген* Таймыра. М., Наука, 1982.
3. *Анциферов А. С.* О причинах аномально низких пластовых давлений в нефтегазоносных отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1130—1132.
4. *Архангелов А. А.* Подземное оледенение севера Колымской низменности в позднем кайнозое.— В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 6. М., 1977, с. 26—57.
5. *Баулин В. В., Данилова Н. С., Суходольская Л. А.* История развития многолетнемерзлых пород на территории СССР и методы ее изучения.— В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., 1981, с. 24—40.
6. *Баулин В. В., Чеховский А. Л., Суходольский С. Е.* Основные этапы развития многолетнемерзлых пород северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири.— В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., 1981, с. 41—60.
7. *Баулин В. В., Величко А. А., Данилова Н. С.* История развития многолетнемерзлых пород на территории СССР.— В кн.: Проблемы криолитологии. М., 1983, с. 222—230.
8. *Баулин В. В., Чеховский А. Л.* Палеогеографические реконструкции плейстоцена на основе исследования мощности и строения многолетнемерзлых толщ.— В кн.: Проблемы геокриологии. М., 1983, с. 177—184.
9. *Бигеева Р. Б.* Опыт использования факторного анализа для оценки закономерностей формирования сезонного промерзания и протаивания пород.— В сб.: Материалы V конференции научной молодежи. Новосибирск, 1984, с. 71—75.
10. *Биянов Г. Ф.* Плотины на вечной мерзлоте. М., Энергия, 1975.
11. *Бойцов А. В., Дорофеев И. В., Самсонов А. А.* Мерзлые породы и наледи Чаро-Токкинского междуречья.— В сб.: Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. Якутск, 1983, с. 80—89.
12. *Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.* О санитарной охране водозаборов подземных вод.— Разведка и охрана недр, 1977, № 5, с. 35—39.
13. *Бошков Н. П., Васильев И. С., Федоров А. Н.* Мерзлотные ландшафты зоны освоения Лено-Алданского междуречья. Якутск, 1985.
14. *Васильковский Н. П.* Геологическая история северо-востока Азии. М., Наука, 1981.
15. *Витвицкий Г. Н.* Зональность климата Земли. М., Мысль, 1980.
16. *Вожов В. И.* Подземные воды Тунгусского бассейна. М., Недра, 1977.
17. *Втюрин Б. И.* Подземные льды СССР. М., Наука, 1975.
18. *Вялов С. С., Кутвицкая Н. Б.* Рекомендации по проектированию пространственных вентилируемых фундаментов на вечномерзлых грунтах. Изд. НИИОСП, М., 1985.
19. *Гаврилова М. К.* Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск, Наука, 1981.
20. *География* озера Таймыра. Л., Наука, 1985.
21. *Геология* нефти и газа Сибирской платформы. М., Недра, 1981.
22. *Геология* Якутской АССР/И. М. Фрумкин, С. В. Нужнов, В. Т. Работнов и др. М., Недра, 1981.
23. *Гинсбург Г. Д.* Геотермические условия и нефтегазоносность Норильского района. М., Наука, 1973.
24. *Глускин Я. Э., Демидов А. Н.* Вилюйская гидроэлектростанция.— Гидротехническое строительство, 1970, № 2, с. 13—17.
25. *Глускин Я. Э., Зискович В. Е.* Строительство плотин из местных материалов на Советском Севере.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 7. Докл. и сообщ., Якутск, 1973, с. 119—125.
26. *Голодковская Г. А., Демидюк Л. М., Шаумян Л. В.* Инженерно-геологические исследования при разведке месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 185.
27. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978.
28. *Данилова Н. С., Баулин В. В.* Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеокриологии. М., 1973, с. 66—78.
29. *Дзюба А. А.* Разгрузка рассолов Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984.
30. *Елисафенко Т. Н.* Влияние процесса многолетнего промерзания пород на обводненность угольных бассейнов Якутии и Дальнего Востока.— В кн.: Региональные геокриологические исследования. М., 1985, с. 84—93.
31. *Жигарев Л. А., Плахт И. Р.* Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи.— В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 4, М., 1974, с. 115—124.

32. *Зискович В. Е., Кривоногова Н. Ф.* Особенности учета геокриологических условий при проектировании Вилюйской ГЭС-III.— Энергетическое строительство, 1986, № 8, с. 53—55.

33. *Иванов М. С.* Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984.

34. *Инверсии* температуры над территорией СССР/Э. Ю. Безуглая, Е. В. Виноградова, Л. И. Елепаева и др.— Труды ГГО, 1977, вып. 387, с. 88—99.

35. *Инженерная* геология СССР/Под ред. Е. М. Сергеева. Т. III. Восточная Сибирь.— М., Изд-во МГУ, 1977.

36. *Каган А. А., Кривоногова Н. В.* Многолетнемерзлые скальные основания. Л., Стройиздат, 1978.

37. *Калинин А. Н., Романовский Н. Н.* Влияние гольцового льдообразования на температурный режим горных пород.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1981, № 5, с. 59—72.

38. *Каменский Р. М.* Термический режим основания и экрана плотины Вилюйской ГЭС.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 7. Докл. и сообщ., Якутск, 1973, с. 228—235.

39. *Каплина Т. Н.* История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое.— В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., 1981, с. 153—181.

40. *Карпов Е. Г.* О морфологии и температуре современных многолетнемерзлых пород на прибрежных и мелководных участках рек Енисейско-Пясинского севера.— В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. Якутск, 1978, с. 105—114.

41. *Карпов Е. Г.* О происхождении мощных пластовых льдов в низовьях Енисея.— Геология и геофизика, 1984, № 1, с. 118—123.

42. *Катасонов Е. М.* Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии.— В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975, с. 11—22.

43. *Катасонов Е. М.* Аласные отложения и таберальные образования Якутии.— В кн.: Геология кайнозоя Якутии. Якутск, 1982, с. 110—121.

44. *Керкес Е. Е.* Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. Л., Недра, 1975, с. 179.

45. *Кручинин Ю. А.* Физико-географическое районирование Северного Таймыра. Л., Гидрометеоиздат, 1973. (Труды ААНИИ, т. 318).

46. *Кудрявцев В. А.* О минимальном криогенном возрасте многолетнемерзлых пород в различных мерзлотно-температурных зонах СССР.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1970, № 2, с. 117—124.

47. *Кудрявцев В. А.* Принципы геокриологического районирования.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1978, № 3, с. 11—23.

48. *Кудрявцев В. А.* Общие положения теории развития многолетнемерзлых толщ.— В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., 1981, с. 7—24.

49. *Кудрявцев В. А.* Исходные положения теплофизических (геофизических) основ мерзлотоведения.— В кн.: Проблемы криолитологии. М., 1983, с. 21—27.

50. *Кудрявцев В. А., Максимова Л. Н., Кондратьева К. А.* Мерзлотный прогноз в связи с оценкой изменений окружающей среды в ходе освоения территории.— Вестн. Моск. ун-та, Сер. геол., 1977, № 6, с. 66—74.

51. *Куницкий В. В.* О криогенном строении покровных образований Анабаро-Оленекского плато.— В кн.: Общее мерзлотоведение. Материалы к III Междунар. конференции по мерзлотоведению. Новосибирск, 1978, с. 87—95.

52. *Ласточкин А. Н.* Методы морского геоморфологического картографирования. Л., Недра, 1982.

53. *Лещиков Ф. Н., Шац М. М.* Мерзлые породы юга Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1983.

54. *Луговой П. Н.* Особенности геокриологических условий горных стран. М., Наука, 1970.

55. *Мандаров А. А., Гаврильев Р. И., Скрябин П. Н., Никифоров И. Д.* Теплопроводность намывных песчаных грунтов.— В кн.: Мерзлотные исследования в осваиваемых районах СССР. Новосибирск, 1980, с. 63—68.

56. *Марков К. К.* Опорные разрезы новейших отложений.— В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975, с. 62—67.

57. *Мерзлотно-гидрогеологические* условия Восточной Сибири/В. В. Шепелев, О. Н. Толстихин, В. М. Пигузова и др.— Новосибирск, Наука, 1984.

58. *Монин А. С., Шишков Ю. А.* История климата. Л., Гидрометеоиздат, 1979.

59. *Наумов М. С.* Новейшие разрывы Алдано-Чульманской впадины и связь с ними некоторых геологических явлений.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1978, № 1, с. 104—109.

60. *Общее* мерзлотоведение/Под ред. В. А. Кудрявцева.— М., Изд-во МГУ, 1978.

61. *Основы* мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях/Под ред. В. А. Кудрявцева.— М., Изд-во МГУ, 1974.

62. *Павлов А. В.* Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. М., Наука, 1980.

63. *Пармузин Ю. П.* Современные рельефообразующие процессы и генезис озерных котловин.— В кн.: Путоранская озерная провинция. Новосибирск, 1975, с. 64—97.

64. *Пармузин Ю. П.* Тундролесье как ландшафтно-озерный пояс Земли.— В кн.: Путоранская озерная провинция. Новосибирск, 1975, с. 6—18.

65. *Пармузин Ю. П.* Тайга СССР. М., Мысль, 1985.

66. *Пиннекер Е. В.* Охрана природной гидросферы.— Знание. Серия наук о Земле, 1979, № 8, 48 с.

67. *Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В.* Криолитогенез. М., Изд-во МГУ, 1985.

68. *Порхаев Г. В., Щелоков В. К.* Прогнозирование температурного режима вечномерзлых грунтов на застраиваемых территориях. Л., Стройиздат, 1980.

69. *Равский Э. И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., Наука, 1972.

70. *Разрез* новейших отложений Центральной Якутии (Мамонтова Гора)/А. К. Агаджанян, Т. Д. Боярская, Н. И. Глушанкова, Н. Г. Судакова.— В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975, с. 40—53.

71. *Растегаев И. К., Логвиненко Н. А., Гребенец В. И., Меженский В. И.* Температурный режим скважины под буроопускную сваю в вечномерзлом грунте.— В кн.: Строительство в районах Сибири и Крайнего Севера. Вып. 43. Красноярск, 1977, с. 26—30.

72. *Ржечицкий П. Б., Кузьмин И. Г., Ясько В. Г.* Прогноз водопритока по опытному выпуску из горных выработок (на примере Федоровского флогопитового месторождения).— В кн.: Гидрогеологические исследования криолитозоны. Якутск, 1976.

73. *Романовский Н. Н., Волкова В. П., Бударин Ю. М.* Пресные воды пород нижнего ордовика и их источники в среднем течении р. Вилюй.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VIII. М., 1968, с. 129—143.

74. *Романовский Н. Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, Наука, 1977.

75. *Романовский Н. Н.* Подземные воды криолитозоны. М., Изд-во МГУ, 1983.

76. *Романовский Н. Н., Афанасенко В. Е., Волкова В. П.* Естественная защищенность подземных вод в криогидрогеологических структурах. Якутск, 1985.

77. *Соколов И. А.* Геохимия автономного ортоэлювиального почвообразования и выветривания в тундровой зоне плато Путорана.— В кн.: Природно-ландшафтные основы развития озер Путорана. Новосибирск, 1976, с. 129—152.

78. *Спесивцев В. И.* Отложения озерных котловин на трапповом плато Западной Якутии.— В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. Якутск, 1978, с. 37—42.

79. *Строение* и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии/Е. М. Катасонов, М. С. Иванов, Г. Г. Пудов, Х. Зигерт.— Новосибирск, Наука, 1979.

80. *Таймыро-Североземельская* область. Л., Гидрометеоиздат, 1970.

81. *Теплофизические* исследования криолитозоны Сибири/В. Т. Балобаев, А. В. Павлов, Г. З. Перльштейн и др.— Новосибирск, Наука, 1983.

82. *Толстихин О. Н., Климочкин В. В.* Охрана подземных вод территории мерзлой зоны Сибири в системе мероприятий по охране окружающей среды. Новосибирск, Наука, 1973, с. 118—119.

83. *Тюрин А. И., Романовский Н. Н., Полтев Н. Ф.* Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М., Наука, 1982.

84. *Федоров А. М.* Карст и наледи на плато Мар-Кюель (Аимо-Учурское междуречье).— В кн.: Исследование наледей. Якутск, 1979, с. 114—121.

85. *Фотиев С. М.* Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978.

86. *Фотиев С. М., Данилова Н. С., Шевелева Н. С.* Геокриологические условия Средней Сибири. М., Наука, 1974.

87. *Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. М., Недра, 1976.

88. *Хотинский Н. А.* Голоцен северной Евразии. М., Наука, 1977.

89. *Хруцкий С. Ф., Деревягин А. Ю.* Криолитологическая характеристика верхней части криолитозоны Анабаро-Оленекского низкого пластового плато.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. IX. М., 1981, с. 139—149.

90. *Шевелева Н. С.* Региональные особенности многолетнего промерзания горных пород Средней Сибири на протяжении четвертичного периода.— В кн.: Общее мерзлотоведение. Новосибирск, 1978, с. 24—30.

91. *Шер А. А.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., Наука, 1971.

92. *Экзогенные* геологические процессы и явления/Е. Н. Оспенников, Н. И. Труш, А. Б. Чижов, Н. И. Чижова.— М., Изд-во МГУ, 1980.

93. *Южная* Якутия. М., Изд-во МГУ, 1975.

94. *Якупов В. С., Данилов В. С., Калинин В. М.* Мерзлая толща и криопэги в Западной Якутии по геофизическим данным.— В кн.: XXVII Международный геологический конгресс. Т. VIII. М., 1984, с. 184—186.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие *(Э. Д. Ершов, К. А. Кондратьева)* 3

Введение 5

Общие сведения и перспективы развития *(С. М. Фотиев)* 5
Геокриологическая изученность *(К. А. Кондратьева, С. М. Фотиев)* . . . 7

Раздел I. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД И СОВРЕМЕННЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ 10

Глава 1. **История формирования и развития криолитозоны Сибирской платформы и Таймыра** 10

Основные черты геологического строения территории до начала многолетнего промерзания пород *(С. Ф. Хруцкий, С. М. Фотиев)* 10
Основные черты развития природных условий Средней Сибири в период многолетнего промерзания горных пород *(Н. С. Данилова)* 12
Этапы формирования криолитозоны Средней Сибири *(Н. С. Данилова)* . . 15
Районирование Средней Сибири по криогенному возрасту мерзлых толщ *(К. А. Кондратьева, Н. С. Данилова)* 29

Глава 2. **Современные природные условия существования сезонно- и многолетнемерзлых пород** 32

Орогидрография и рельеф *(С. Ф. Хруцкий)* 32
Закономерности формирования климатических условий *(С. Ф. Хруцкий)* . . 36
Растительность и почвенный покров *(К. А. Кондратьева, С. Ф. Хруцкий)* 46
Гидрогеологические условия *(С. М. Фотиев)* 50

Глава 3. **Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур пород и глубин сезонного оттаивания и сезонного промерзания** 54

Закономерности формирования среднегодовых температур пород *(К. А. Кондратьева)* 54
Распространение многолетнемерзлых пород и таликов *(К. А. Кондратьева, С. М. Фотиев)* 59
Пространственная изменчивость среднегодовых температур пород *(К. А. Кондратьева)* 62
Сезонное протаивание и промерзание пород *(Е. Н. Дунаева, К. А. Кондратьева)* 68

Глава 4. **Закономерности формирования криогенного строения и льдистости многолетнемерзлых пород** 71

Общие закономерности распространения и формирования син- и эпикриогенных пород *(Н. С. Данилова)* 71
Закономерности формирования эпигенетических многолетнемерзлых пород и их криогенного строения *(Н. С. Данилова, С. Ф. Хруцкий)* 73
Закономерности формирования сингенетических многолетнемерзлых пород и их криогенного строения *(Н. С. Данилова, С. Ф. Хруцкий)* 78
Засоленность многолетнемерзлых пород *(Г. И. Дубиков, Н. В. Иванова)* 83
Криолитологическое районирование Средней Сибири *(К. А. Кондратьева)* 87

Глава 5. **Закономерности формирования мощности и строения криолитозоны** . . 90

Факторы, определяющие формирование мощности криолитозоны *(К. А. Кондратьева, С. М. Фотиев)* 90
Типы вертикального строения криолитозоны (криогенной толщи пород) *(К. А. Кондратьева, С. М. Фотиев)* 95
Характеристика мощности и строения криолитозоны на основе геофизических данных *(В. С. Якупов, В. М. Калинин)* 98
Пространственная изменчивость мощности криолитозоны *(К. А. Кондратьева)* 101

Глава 6. **Закономерности формирования и особенности распространения криогенных процессов и образований** 108

Условия развития и распространение криогенных образований *(Н. С. Данилова, С. М. Фотиев)* 108
Криогенное выветривание и крупноглыбовые образования *(Н. С. Данилова, С. Ф. Хруцкий)* 110
Морозобойное растрескивание и полигональные образования *(Н. С. Данилова, С. М. Фотиев)* 111

Криогенные склоновые процессы и образования *(Н. С. Данилова, А. Н. Тюрин, С. Ф. Хруцкий)* 115
Термокарстовые процессы и образования *(Н. С. Данилова, С. М. Фотиев)* 118
Пучение и его проявление в рельефе *(Н. С. Данилова, Ф. Н. Лещиков)* . . 120
Наледные процессы и наледи *(О. П. Павлова)* 121
Районирование Средней Сибири по развитию преобладающих криогенных процессов и образований *(Н. С. Данилова, К. А. Кондратьева, С. М. Фотиев)* 123

Раздел II. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНОВ СРЕДНЕЙ СИБИРИ 129

Глава 7. **Районирование Средней Сибири по условиям существования сезонно- и многолетнемерзлых пород** *(К. А. Кондратьева)* 129

Глава 8. **Геокриологические условия Североземельского и Карско-Лаптевоморского регионов** 133

Северная Земля *(К. А. Кондратьева)* 133
Карско-Лаптевоморский регион *(Я. В. Неизвестнов)* 138

Глава 9. **Геокриологические условия Таймырского региона** 140
(К. А. Кондратьева, Я. В. Неизвестнов, Е. В. Телепнев) 140
Условия формирования многолетнемерзлых пород 140
Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий 143

Глава 10. **Геокриологические условия Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского регионов** 146

Условия формирования многолетнемерзлых пород *(В. А. Соловьев, К. А. Кондратьева)* 146
Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий *(К. А. Кондратьева, В. А. Соловьев)* 150
Криогенное строение пород *(И. Д. Данилов, В. А. Соловьев)* 157
Строение криолитозоны на примере западной части Енисей-Хатангского прогиба *(С. Ф. Хруцкий, В. Е. Романовский)* 160

Глава 11. **Геокриологические условия Енисей-Путоранского региона** 164

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород *(Л. М. Демидюк, К. А. Кондратьева)* 164
Оценка влияния природных факторов на формирование геокриологических условий *(Л. М. Демидюк)* 170
Распространение, мощность и температурный режим мерзлых и талых пород *(Л. М. Демидюк)* 173
Состав и криогенное строение пород *(Л. М. Демидюк)* 176
Сезонное промерзание и оттаивание пород *(Л. М. Демидюк)* 180
Криогенные процессы и образования *(Л. М. Демидюк)* 181

Глава 12. **Геокриологические условия Анабарского и Прианабарского регионов** *(А. Ю. Деревягин, С. Ф. Хруцкий)* 183

Условия формирования многолетнемерзлых пород 183
Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур и сезонного оттаивания пород 193
Строение и мощность криолитозоны 199
Криогенные процессы и образования 210

Глава 13. **Геокриологические условия Тунгусско-Вилюйского региона** *(Н. Ф. Кривоногова, К. А. Кондратьева)* 214

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород 214
Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий 221

Глава 14. **Геокриологические условия Лено-Вилюйского региона** 227

Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород *(К. А. Кондратьева, В. П. Мархтанов, Т. А. Нистратова)* 227
Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур пород *(К. А. Кондратьева)* 235
Состав и криогенное строение пород *(В. П. Мархтанов, К. А. Кондратьева)* 240
Строение и мощность криолитозоны *(А. Б. Чижов)* 243
Криогенные процессы и образования *(В. П. Мархтанов)* 247

Глава 15. **Геокриологические условия Приверхоянского и Центральноякутского регионов** 249

Условия формирования многолетнемерзлых пород *(Т. Н. Каплина, С. М. Фотиев)* 249
Распространение многолетнемерзлых пород и пространственная изменчивость их температуры *(С. М. Фотиев)* 255
Строение и мощность многолетнемерзлой толщи пород *(С. М. Фотиев)* . . 261

Состав и криогенное строение пород *(С. М. Фотиев)* 263
Сезонное протаивание и промерзание пород *(С. М. Фотиев)* 268
Криогенные процессы и образования *(С. М. Фотиев)* 268

Глава 16. **Геокриологические условия Тунгусского региона** *(Ф. Н. Лещиков)* 272
Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород 272
Закономерности формирования и пространственная изменчивость геокриологических условий 274

Глава 17. **Геокриологические условия Южной Якутии** 278
Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород *(Е. И. Пижанкова, А. Б. Чижов)* 278
Формирование среднегодовых температур пород и талики *(А. Б. Чижов, Е. И. Пижанкова)* 282
Мощность многолетнемерзлых пород *(А. Б. Чижов)* 285
Криогенное строение мерзлых пород *(А. Б. Чижов)* 288
Сезонное промерзание и оттаивание пород *(Е. И. Пижанкова, А. Б. Чижов)* 291
Пространственная изменчивость геокриологических условий *(А. Б. Чижов) Е. И. Пижанкова, О. М. Лисицына)* 294
Криогенные образования *(А. Б. Чижов)* 303

Глава 18. **Геокриологические условия Ангаро-Ленского региона** *(Ф. Н. Лещиков)* 310
Условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород 310
Закономерности формирования и пространственная изменчивость среднегодовых температур пород 313
Мощность и строение мерзлых толщ 319
Сезонное промерзание и оттаивание пород 321
Криогенные процессы и образования 326

Раздел III. ОПЫТ ОСВОЕНИЯ СРЕДНЕЙ СИБИРИ И ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПО РАЦИОНАЛЬНОМУ ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ 333

Глава 19. **Опыт освоения Средней Сибири** 333
Характеристика инженерных способов обеспечения устойчивости зданий и сооружений на многолетнемерзлых грунтах *(Л. Н. Хрусталев)* 333
Приемы и методы освоения территории при городской застройке в Норильском районе *(В. И. Меженский, В. И. Гребенец)* 336
Изменение геокриологических условий на месторождениях твердых полезных ископаемых Норильского района *(Л. М. Демидюк)* 342
Изменение геокриологических условий на участках освоения в Приангарском регионе *(А. Ю. Деревягин, С. Ф. Хруцкий)* 345
Опыт освоения Центральноякутского региона *(Л. Н. Хрусталев, С. Ю. Коркина, Л. Т. Роман, А. В. Павлов)* 351
Анализ опыта освоения Южной Якутии *(М. А. Минкин, А. Б. Чижов)* . . 356
Изменение геокриологических условий при промышленной и городской застройке районов Среднего Приангарья *(Л. Н. Максимова)* 361
Опыт освоения районов Южного Приангарья *(Ф. Н. Лещиков)* 367
Оценка инверсионного охлаждения воздуха и пород в глубоких карьерах Западной Якутии *(Т. В. Потатуева, В. А. Базавлук)* 375
Оценка изменения геокриологических условий при линейном строительстве в Ангаро-Ленском регионе *(Н. А. Перетрухин, Т. В. Потатуева)* 377
Вопросы гидротехнического строительства в Средней Сибири *(Н. Ф. Кривоногова)* 381

Глава 20. **Основные положения по рациональному использованию геокриологической среды** 389
Инженерно-геокриологическое районирование Средней Сибири *(К. А. Кондратьева)* 389
Принципы управления мерзлотным процессом при освоении Средней Сибири *(К. А. Кондратьева, А. А. Коновалов)* 398
Проблема рационального использования водных ресурсов и охраны подземных вод *(С. М. Фотиев)* 406

Список литературы 409

Г35 **Геокриология СССР.** Средняя Сибирь/Под ред. Э. Д. Ершова.— М.: Недра, 1989.— 414 с.: ил.
ISBN 5—247—00433—7

Описаны геокриологические условия территории Сибирской платформы, Енисей-Хатангского прогиба и Таймыро-Североземельской складчатой страны. Рассмотрены закономерности формирования многолетнемерзлых толщ горных пород и современные геокриологические условия. Приведены особенности распространения, температурного режима, мощности и строения многолетнемерзлых пород, развития криогенных процессов и явлений. Даны геокриологический прогноз освоения регионов на основе опыта строительства и инженерно-геокриологическая оценка территории.

Для геологов, мерзлотоведов, инженеров-геологов, а также литологов.

Г $\frac{1804080000—091}{043(01)—89}$ 125—89

ББК 26.3

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

ГЕОКРИОЛОГИЯ СССР

Средняя Сибирь

Заведующий редакцией *Р. В. Добровольская*
Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*
Переплет художника *И. А. Слюсарева*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Г. Л. Петушкова*

ИБ № 6485

Сдано в набор 03.10.88. Подписано в печать 06.02.89. Т-05638.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура Литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 36,4. Усл. кр.-отт. 36,75. Уч.-изд. л. 39,7.
Тираж 1900 экз. Заказ 504/784—1. Цена 2 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

