

**Н. Н. Романовский**

---

# **ОСНОВЫ КРИОГЕНЕЗА ЛИТОСФЕРЫ**

Рекомендовано Государственным комитетом Российской Федерации по высшему образованию в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлениям «Геология», «География», специальностям «География», «Гидрогеология и инженерная геология»

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА  
1993

ББК 26.222.8  
Р 69  
УДК 551.340

Рецензенты:

кафедра гидрогеологии Санкт-Петербургского горного института, доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член РАЕН *В. В. Баулин*

Научный редактор кандидат геолого-минералогических наук *О. М. Лисицына*

**Р69 Романовский Н. Н. Основы криогенеза литосферы: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — 336 с. ISBN 5—211—02379—X**

В учебном пособии в соответствии с вузовской программой изложены современные представления о зональных, высотнопоясных и региональных закономерностях образования криолитозоны: мощности, строения, температурном режиме, сезонном промерзании и протаивании пород. Современное состояние и эволюция криолитозоны рассматриваются как результат процессов, происходящих в верхней части литосферы под влиянием изменения климата, оледенений, регрессий и трансгрессий моря, изменения свойств пород.

Для студентов мерзлотоведов, гидрогеологов, инженеров-геологов.

Р 1804080000(4309000000)—095 33—93  
077(02)—93

ББК 26.222.8

ISBN 5—211—02379—X

© Издательство Московского университета, 1993



## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

На верхние горизонты литосферы оказывают глубокое и разнообразное влияние процессы промерзания и протаивания, охлаждения и нагревания, объединяемые понятием *криогенез*. Они проявляются на обширных территориях севера Евразии и Северной Америки, в «оазисах» Антарктиды и в высоких горах умеренных и низких широт, а также на дне Арктического бассейна и под ледниковыми покровами. Законы проявления и эволюции криогенеза литосферы и его геологические последствия сложны, многообразны и находятся еще в процессе активного познания. Большой шаг в исследованиях в этой области сделан в последние десятилетия: были изучены законы формирования и особенности строения современной (субаэральная) криолитозоны континентов, начато изучение субгляциальной и субмаринной (шельфовой) криолитозоны, установлены этапы ее эволюции в позднем кайнозое. В настоящей работе излагаются современные представления о закономерностях и геологических результатах криогенеза верхних горизонтов литосферы, в позднем кайнозое и в настоящее время в различных широтно-зональных, высотно-поясных и региональных условиях под воздействием динамики климата и различных геологических событий (оледенений-дегляциаций, трансгрессий и регрессий арктических морей и др.).

Книга написана в соответствии с программой курса «Основы криогенеза литосферы» для студентов специальности «Гидрогеология, инженерная геология и геокриология» геологического факультета МГУ. Это второй курс из цикла геокриологических дисциплин, который базируется на знаниях, полученных студентами при изучении курсов «Общая геокриология», а также «Общая геология», «Общая гидрогеология», «Грунтоведение» и др. Курс «Основы криогенеза литосферы» разработан автором и читается с 1989 г.

Настоящая работа предназначена для преподавателей университетов и для студентов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология», а также для студентов геологоразведочных, нефтяных, горных, строительных и других вузов. Она будет полезна для специалистов в области нефтяной и газовой геологии, горняков, изыскателей и проектировщиков, географов различных направлений, а также для представителей всех специальностей, занимающихся экологи-

ей и охраной природной среды северных и восточных регионов России и Арктического бассейна.

Автор искренне благодарит научного редактора книги О. М. Лисицыну за большую помощь, а также З. И. Баташову, М. И. Заболотскую и Н. В. Гордееву за оформление рукописи работы и неизменную товарищескую поддержку.

## SUMMARY

*The book deals with the influence of cryogenesis (a complex process of heating—cooling, freezing—thawing and accompanying phenomena) on earth surface and upper horizons transformation for the late Cenozoic period, and for the present time. The book summarize the notions of geocryological zonality, altitudinal zonality and “sectorality” in formation of soil thermal regime, frozen strata and taliks distribution, season freezing and thawing, depending on geographical location of the territory and recent natural conditions. The book also gives an analyses of zonal and regional regularities in periglacial processes and phenomena distribution as well as formation of cryogenic composition for different syngenetic, epigenetic and taber soils and epigenetic frozen rocks. The influence of geothermal, geostructural, geomorphological and hydrogeological conditions, glaciation and deglaciation, Arctic seas transgressions and regressions on thickness, and composition of permafrost zone and its interaction with natural gas hydrates is analysed.*

*The book describes major peculiarities of cryolithozone of platforms, mountain areas and Arctic submarine cryolithozone in connection with Pleistocene and Holocene paleogeography. The peculiarities of lithosphere cryogenesis are analysed mainly for Northern Eurasia and partly for North America.*

*The book is intended for students and professional Geocryologists, Engineering Geologists, Hydrogeologists, Geographers and Geoecologists as well as Geologists dealing with oil and gas, Miners, Construction Workers and those dealing with Northern and Eastern parts of Russia and Northern part of North America.*

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КРИОГЕНЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ

#### 1.1. ПОНЯТИЕ О КРИОГЕНЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ

Геокриология представляет собой научное направление геологии, рассматривающее процессы и результаты воздействия криогенеза на литосферу Земли. *Криогенез* — это комплекс процессов и явлений, происходящих в верхних горизонтах литосферы, как в сформировавшихся породах различного состава и возраста, так и в накапливающихся осадках, вызванных их промерзанием и протаиванием, охлаждением и нагреванием, изменением давления. Этот комплекс процессов включает в себя: фазовые превращения вода $\rightleftharpoons$ лед $\rightleftharpoons$ пар, (вода + газ) $\rightleftharpoons$ гидраты газов $\rightleftharpoons$ (газ + лед); образование и разрушение кристаллогидратов солей; миграцию газов и флюидов, изменения их состава, свойств, строения, состояния и распределения в литосфере. Криогенез объединяет комплекс криогенных процессов (криогенные пучение и растрескивание, солифлюкцию, термокарстовые просадки и др.), которые служат причиной формирования криогенных явлений (образований) и криогенного микрорельефа. В результате криогенеза в массивах пород формируется и эволюционирует их криогенное строение, включая криотекстуру, криоструктуру и мономинеральные залежи льда. При этом происходят физические и химико-минеральные изменения самих пород, меняется термодинамическое состояние криогенной системы в целом и ее составляющих (мерзлых, охлажденных и морозных пород, криогенных явлений и др.).

Основной причиной криогенеза являются термодинамические изменения на поверхности Земли. Криогенез субаэральных частей литосферы обусловлен главным образом динамикой теплообмена между атмосферой и литосферой, сопутствующими колебаниями температур на поверхности и в толще пород. Под ледниками меняются температура и давление; под водоемами (морями, озерами) — давление (глубина), соленость и температура воды. Все изменения, обуславливающие криогенез литосферы, имеют внешние причины. Таким образом, криогенез является сложным экзогенным геологическим процессом, который связан с циклами охлаждения—нагрева, промер-

зания—протаивания различной продолжительности: кратковременными, длящимися минуты и часы, сезонными и многолетними. Период последних изменяется от нескольких лет до нескольких сотен тысяч лет. Кратковременные (высокочастотные) колебания вызывают криогенез самых верхних слоев Земли мощностью в первые сантиметры. Эта разновидность криогенеза отличается высокой интенсивностью воздействия, но малой глубиной проникновения, как, например, криогенное выветривание в высокогорье умеренных и низких широт. Криогенез, связанный с многолетними колебаниями температур, захватывает литосферу на глубину от нескольких метров до 2—3 тыс. м, вызывая образование и эволюцию мощных мерзлых толщ. Последние характерны для платформ в высоких широтах и высокогорья орогенных областей умеренных и высоких широт.

В последние десятилетия в «криогенез» стали включать криогенные (или субкриогенные) процессы, происходящие в положительном диапазоне температур при больших давлениях. Эти процессы представляют собой фазовые превращения (газ+вода)  $\rightleftharpoons$  гидраты газа и сопровождаются выделением и поглощением энергии, изменением состояния и свойств пород, фиксацией, высвобождением газов и флюидов, изменением давления, минерализации подземных вод. Сфера распространения субкриогенных процессов — океаническое дно, арктический шельф, нефтегазоносные области с мощными мерзлыми толщами, сформировавшимися в плейстоцене. В этих областях образование гидратов подземных газов, их эволюция и взаимодействие с мерзлотой связаны с длиннопериодными колебаниями климата.

В географическом аспекте сфера проявления криогенеза весьма обширна. Она включает территории, занятые охлажденными породами под океаном и мерзлыми — под ледниками, а также многолетнемерзлыми, сезонно- и кратковременно промерзающими породами на континентах. В настоящей работе рассматривается преимущественно многолетний криогенез литосферы, характерный для высоких широт и высокогорья континентов, для дна арктических морей и ложа ледников.

Многолетний криогенез литосферы и обусловленное им формирование многолетней криолитозоны, криогенных процессов и явлений в земной коре — явление геосторическое, характерное для всех холодных этапов истории развития Земли (Ершов, 1990). Нами рассматриваются закономерности позднекайнозойского этапа криогенеза, в процессе которого возникла, эволюционировала и сформировалась современная криолитозона Земли.

Процессы криогенеза в субаэральных условиях зависят от температурного режима верхних горизонтов горных пород, их состояния, сезонного промерзания и протаивания. Поэтому в работе (гл. II) рассмотрены основные зональные, высотно-по-

ясные, секториальные и региональные закономерности формирования перечисленных показателей и составляющих геокриологических условий в зависимости от комплекса природных условий (климата, состава отложений, рельефа и др.).

Криогенез объединяет криогенные процессы и явления, развитие которых определяет экзогенную динамику, многие черты строения верхних горизонтов пород и микрорельеф территории криолитозоны (гл. III). Одним из важнейших следствий криогенеза является многолетнее промерзание горных пород и осадков, формирование их главных отличительных особенностей, таких, как криогенное строение, т. е. наличие подземных льдов и их распределение в массивах (гл. IV).

Результатом криогенеза литосферы является формирование криолитозоны, представляющей собой толщи пород, находящихся в многолетнемерзлом, охлажденном и морозном состоянии. В нефтегазоносных структурах криолитозона может сочетаться и взаимодействовать с зоной гидратообразования (ЗГО) природных газов. Формирование криолитозоны и ЗГО зависит от условий и динамики многолетнего промерзания, от широкого комплекса природных факторов и условий (геоструктурных, гидрогеологических, геотермических, геоморфологических), а также от оледенений и дегляциации, трансгрессий и регрессий моря.

Криогенез литосферы неодинаково протекает и приводит к различным геологическим результатам в разных зональных и региональных условиях. Эти условия, а следовательно, и результаты криогенеза существенно неодинаковы в платформенных структурах (гл. VI), в орогенных областях (гл. VII) и на арктическом шельфе (гл. VIII).

Формирование криолитозоны представляет собой длительный геологический процесс. На разных этапах и фазах процессы криогенеза литосферы различались по интенсивности и направлению развития, по масштабам и геологическим результатам. Понять и проанализировать современное строение и состояние криолитозоны можно, только представляя основные этапы ее формирования в позднем кайнозое. История развития и динамика криолитозоны связаны и обусловлены общим ходом природного процесса в этот период развития Земли.

В настоящей книге использованы главным образом материалы по зональным, поясным и региональным закономерностям проявления криогенеза и формирования геокриологических условий.

## **1.2. РАЗВИТИЕ УЧЕНИЯ О КРИОГЕНЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ**

Учение о криогенезе литосферы Земли является синтетическим научным направлением в геокриологии, рассматривающим общие, зональные, высотно-поясные, региональные и

геоисторические закономерности проявления процессов криогенеза и их геологические результаты. По существу, геологическими результатами криогенеза являются криогенные явления и криогенный микрорельеф, подземные льды, породы и осадки, подвергшиеся криогенным изменениям, находящиеся в многолетнемерзлом или талом состоянии в массивах, а также сама криолитозона, включая ее геотермические параметры, разнообразные многолетнемерзлые, охлажденные и морозные породы, их соотношение по площади и в разрезах, зону гидратообразования и др.

На первом этапе развития геокриологии основоположники этого научного направления изучали отдельно зональные закономерности распространения «вечной мерзлоты», ее температур и мощности, с одной стороны, и отдельные криогенные процессы и явления — с другой. Вечная мерзлота рассматривалась М. И. Сумгиным как «геофизическое» явление, представляющее собой результат холодного климата и являющееся частью температурного поля Земли, где породы имеют отрицательные температуры. Такого же представления сейчас придерживаются многие американские исследователи, выделяющие мерзлоту только по температурному признаку. М. И. Сумгиным (1927) была составлена первая карта распространения «вечной мерзлоты» на территорию СССР, на которой выделялись зоны, различающиеся по таким показателям, как распространение по площади мерзлых пород, их температуры на глубине 10—15 м и мощности мерзлоты. Позднее им опубликованы две схематические карты разделения мерзлоты по признаку ее географического распространения и температуре мерзлых пород (Общее мерзлотоведение, 1940). Карты отражали зональную природу «вечной мерзлоты», т. е. возрастание с юга на север занятых ею площадей, увеличение ее мощностей, понижение среднегодовых температур пород. На них не находили отражения состав, строение и льдистость пород, криогенные процессы и явления. М. И. Сумгин не отрицал необходимости изучения и отображения на картах этих характеристик геокриологических условий, но считал пока невозможным это сделать из-за скудности сведений.

В 1946 г. В. Ф. Тумель предложил усовершенствованный вариант мерзлотной карты, составленный на основании наблюдений 3000 пунктов. На карте были показаны изолинии температур пород и мощности мерзлоты в определенных грациях. При этом изолинии температур и границы зон с разной мощностью не совпадают полностью между собой. Это свидетельствует об учете автором различий в геотермических градиентах и других факторов, влияющих на связи между температурами и мощностями мерзлых толщ. Помимо мерзлотной зональности влияние высотной поясности нашло отражение при проведении геокриологических границ в горных регионах.

В этот же период С. Г. Пархоменко (1937) создал «Схема-

тическую карту регионов вечной мерзлоты и глубокого промерзания в Евразии». На ней была сделана попытка помимо распространения мерзлоты наметить ее региональные различия на низменностях (плоскогорьях) и в горных областях, показать контуры «поддонной мерзлоты арктических морей», выделить регионы деградации и аградации мерзлоты, наличия подземных льдов. Это была первая попытка учета региональных особенностей «вечной мерзлоты» и ее динамики. Вместе с тем карта была лишена конкретных данных о температурах и мощностях мерзлоты, а контуры геоморфологических провинций намечены крайне приближенно.

Важной чертой исследований на этом этапе явилось изучение механизмов, форм проявления и распространения ряда мерзлотных явлений (бугров пучения, термокарста, наледей, гидролакколитов), а также изучение влияния мерзлоты на подземные воды, изложенные в работах Н. И. Толстихина, А. И. Ефимова, В. М. Пономарева и др.

В 1954 г. В. А. Кудрявцевым была опубликована монография «Температуры верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР», положившая начало второму этапу развития общей и региональной геокриологии. Им была создана карта температурного районирования области вечной мерзлоты, базирующаяся на новых принципах. Во-первых, она сочетала региональный, зональный и высотно-поясной подходы в районировании «вечной мерзлоты». Во-вторых, на ней были показаны среднегодовые температуры на поверхности пород ( $t_{\text{пп}}$ ), полученные расчетным способом. В. А. Кудрявцевым были установлены и использованы функциональные связи между среднегодовыми температурами и амплитудами колебаний температур воздуха, мощностью и плотностью снега, растительными покровами, с одной стороны, и  $t_{\text{пп}}$  — с другой. Им учтены законы изменения природных условий по широте, долготе и высоте местности. Расчетные температуры сравнивались с натурными температурами пород на глубине нулевых годовых колебаний ( $t_{\text{ср}}$ ). Была разработана методика интерполяции  $t_{\text{пп}}$ , полученных для пунктов метеостанций, с учетом рельефа местности. По существу впервые было показано наличие двух типов высотной поясности — морского и континентального. Для учета влияния многолетней динамики климата на  $t_{\text{пп}}$  данные по среднегодовым температурам рассчитывались как средневзвешенные за период с 1901 по 1950 г. Изолиния  $t_{\text{пп}}=0^\circ$  рассматривалась как *геофизическая южная граница мерзлых пород* за первое столетие XX в. В. А. Кудрявцевым были заложены основы учета влияния региональных условий на геокриологические путем выделения крупных территориальных единиц по триединому принципу: геоструктурному, геоморфологическому и структурно-гидрогеологическому. Он выделял: 1. Платформы — равнины, плоскогорья и плато — артезианские бассейны платформенного типа; 2. Щиты — плоскогорья, плато —

гидрогеологические массивы; 3. Горно-складчатые области — горные области — гидрогеологические горно-складчатые области как сочетание гидрогеологических массивов, межгорных артезианских бассейнов и т. д. Впервые был дан анализ влияния региональных факторов на распространение мерзлоты и таликов, на мощности мерзлых толщ и их строение.

В 50-х — начале 60-х годов начались активные исследования механизмов криогенных процессов и явлений: морозобойного растрескивания (Б. Н. Достовалов), роста повторно-жильных льдов (Б. Н. Достовалов, А. И. Попов), термокарста (В. А. Кудрявцев, С. П. Качурин) и др. В это же время сформировалось криолитологическое направление. Началось исследование криогенного строения эпигенетически промерзших пород (А. И. Попов, В. А. Кудрявцев, В. Н. Усов, Т. Н. Жесткова, В. В. Баулин, Г. И. Дубиков и др.) и сингенетически промерзающих отложений (Е. М. Катасонов, А. И. Попов, Н. Н. Романовский, Г. Ф. Гравис и др.). В. А. Кудрявцевым были заложены основы теории развития мерзлых толщ в связи с динамикой климата. Развитие расчетных методов позволило начать анализ влияния параметров теплообмена, состава и свойств пород на мощности мерзлых толщ. В это же время сформулированы современные представления об истории развития мерзлоты в Евразии (И. Я. Баранов, В. В. Баулин, А. А. Шарбатян и др.). Начались исследования физико-химических преобразований в горных породах при криогенезе (Н. А. Тютюнов и др.). При систематизации геокриологических понятий и терминов впервые было определено понятие «криогенез» (Основные понятия..., 1956) как «совокупность процессов физического, химического и минералогического изменения и преобразования почвы и горных пород, коры выветривания, а также гидросферы при отрицательной температуре».

Результирующими работами этого этапа можно считать две «Геокриологические карты СССР», составленные И. Я. Барановым в 1956 и 1968 гг. в масштабах 1 : 10 000 000 и 1 : 5 000 000. В них автор попытался синтезировать и отразить представления о криолитозоне Земли как результате комплекса сложных и многообразных криогенных процессов, развивающихся во времени на различном геологическом субстрате и сопровождающихся разнообразными криогенными явлениями, находящими отражение в строении мерзлых толщ и криогенном микрорельефе. Впервые на этих картах был в обобщенном виде показан состав пород криолитозоны, эпи- и синкриогенные отложения, комплексы криогенных явлений и криогенного (посткриогенного) микрорельефа. Кроме того, на картах были отражены основные параметры современной криолитозоны: мощности, среднегодовые температуры пород, типичные глубины сезонного промерзания и оттаивания как для мерзлой, так и для таловой области. Выделена была криолитозона на арк-



тическом шельфе. На Западно-Сибирской низменности на карте масштаба 1:5 000 000 уже показаны реликтовые (двухслойные) мерзлые толщи. И. Я. Барановым (1960, 1965) были рассмотрены теоретические вопросы строения криолитозоны как комплексного экзогенного явления, свойственного литосфере континента в высоких и умеренных широтах.

Третий этап — этап развития представлений о криогенезе литосферы. В 60-х годах начали широко проводиться комплексные мелкомасштабные мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические съемки, охватившие многие районы Западной, Средней и Восточной Сибири. Постановка этих исследований и полученные результаты дали качественно новый фактический материал и мощный стимул для развития региональной и общей геокриологии, учения о криогенных процессах и явлениях, криолитологии и гидрогеологии мерзлой зоны литосферы. Данные собирались комплексно для больших территорий, что стимулировало их сопряженный анализ, поиски взаимосвязи различных составляющих криолитозоны, региональный, зональный и геоисторический подходы к их рассмотрению практическое (гидрогеологическое, инженерно-геологическое и экологическое) использование получаемых результатов. Результаты съемочных, научных и методических работ позволили выявить новые закономерности влияния зональных, высотнопоясных и региональных условий на криогенное строение мерзлых толщ, мощности и строение криолитозоны. Были получены основные представления о криолитозоне крупных регионов, об особенностях процессов криогенеза и их геологических результатах в разных зональных и региональных условиях на платформах и плитах — Восточно-Европейской и Западно-Сибирской (В. В. Баулин, Е. Б. Белопухова, Г. И. Дубиков, В. Т. Трофимов, Н. Г. Оберман и др.), Сибирской (Н. С. Данилова, А. И. Ефимов, Н. Н. Романовский, К. А. Кондратьева, С. М. Фотиев, Н. С. Шевелева, А. Б. Чижов и др.) и в горно-складчатых областях Урала (Н. Г. Оберман), Сибири и Дальнего Востока (И. А. Некрасов, П. Н. Луговой, Н. Н. Романовский, В. Е. Афанасенко, К. А. Кондратьева, О. М. Лисицына, О. Н. Толстихин и др.), Памира и Тянь-Шаня (А. П. Горбунов) и т. д. Результаты этих исследований были положены в основу представлений о криогенных процессах и явлениях, включая их физическую сущность, комплекс природных условий, в которых они могут развиваться, криолитологическое, палеомерзлотное и инженерно-геокриологическое значение. К их числу относятся исследования: криогенного растрескивания и формирования полигонально-жильных структур (Н. Н. Романовский, С. Е. Гречищев, R. Berg, T. Vleck и др.), термокарста (Ю. Л. Шур, Г. М. Фельдман и др.), инъекционных бугров пучения (R. Maska), пучения пород в сезонноталом и сезонномерзлом слоях (В. Н. Невечеря, Л. М. Чистотин и др.), солифлюкции (Г. Ф. Гравис, Л. А. Жигарев и др.),

курумов (А. И. Тюрин, Н. Н. Романовский, С. М. Говорушко), каменных глетчеров (А. П. Горбунов, С. М. Титков и др.) и т. д. Необходимо отметить обобщающую работу Т. Л. Уошборна «Мир холода» (1988), посвященную анализу современных представлений главным образом зарубежных исследователей о криогенных процессах и явлениях, т. е. по существу рассматривающую проблему криогенеза.

В этот же период широко развернулись исследования криолитогенеза как зонального типа литогенеза. Криолитологические особенности ряда генетических типов синкриогенных отложений были изучены Е. М. Катасоновым, Г. Ф. Грависом, Н. Н. Романовским, Т. Н. Каплиной, В. Н. Конищевым, А. И. Тюриным, Ф. А. Каплянской, В. Ф. Тарноградским и др. Обобщающие работы по криолитогенезу были изданы А. И. Поповым (1967), А. И. Поповым, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель (1985), И. Д. Даниловым (1978), В. Н. Конищевым (1981), Ш. Ш. Гасановым (1981), Э. Д. Ершовым (1982). В монографиях этих авторов, несмотря на различие их подходов к проблеме, изложены основные представления о природе и особенностях проявления процесса криогенеза при осадочном породообразовании.

На третьем этапе был проведен ряд крупных исследований по проблеме образования подземных льдов, их строения, свойств и приуроченности к определенным типам отложений (П. А. Шумский, Б. И. Втюрин, В. И. Соломатин, М. М. Корейша, Р. Маккей, Х. Френч и др.).

Важную роль в формировании представлений о криогенезе литосферы сыграли работы по гидрогеологии криолитозоны. Начатые А. В. Львовым, Н. И. Толстихиным, И. Я. Барановым, А. И. Ефимовым, П. Ф. Швецовым, А. И. Калабиным, они были продолжены в 60—80-х годах О. Н. Толстихиным, Н. Н. Романовским, С. М. Фотиевым, С. Е. Суходольским, Н. П. Анисимовой, В. Е. Афанасенко, В. П. Волковой и др. В результате были разработаны важные представления о преобразовании гидрогеологических структур и подземных вод в них криогенезом, об особенностях формирования и естественной защищенности подземных вод в криогидрогеологических структурах, наледообразовании как специфическом проявлении разгрузки подземных вод в мерзлой зоне.

История формирования криолитозоны являлась (начиная с 50-х годов) предметом исследований многих геокриологов, палеогеографов, геологов-четвертичников и гляциологов. Выработанные ими современные представления об истории криогенеза литосферы рассмотрены ниже (I.3).

Картографическим обобщением региональных, зональных и палеогеографических закономерностей формирования криолитозоны явилось составление под руководством В. А. Кудрявцева «Геокриологической карты СССР» масштаба 1:2 500 000 (Общее мерзлотоведение, 1978). Эта карта построена на основе

использования результатов мелкомасштабных мерзлотно-гидро-геологических съемок в большинстве регионов криолитозоны, которые рассматриваются как «ключевые участки». Полученные закономерности распространены на территории (зоны, регионы) со сходными природными условиями. На карте показаны строение и мощности криолитозоны, диапазоны среднегодовых температур пород, характерных для определенных ландшафтных таксонов, состав пород по формациям и генетическим комплексам с отражением их криогенного строения и льдистости, типы таликов, криогенные процессы и явления с учетом их зональной и региональной природы образования, распространения и эволюции при палеогеографических изменениях. Важной работой, обобщающей современные знания по региональной геокриологии, является пятитомная монография «Геокриология СССР» (1988—1989).

Одновременно с формированием современных представлений о криолитозоне развивается направление, рассматривающее условия и результаты образования гидратов природных газов в верхней части литосферы нефтегазоносных структур субарктической части Евразии и Северной Америки, а также арктического шельфа. В СССР это направление начали развивать Н. В. Черский, Ю. Ф. Макагон, В. П. Царев, С. П. Никитин, в Канаде — А. Джадж, Д. Хантер и др. Влияние гидратов газов на гидрогеологические условия начал изучать Г. Д. Гинсбург. Впервые наличие взаимодействия мерзлых толщ и залежей гидратов газов установлено Н. Н. Романовским. Особое значение имели геотермические исследования в криолитозоне В. Т. Балобаева и его сотрудников, позволяющие получить важные сведения о теплопотоках и тепловых свойствах пород в массивах.

В результате перечисленных выше геокриологических и других смежных исследований, направленных на познание воздействия комплекса криогенных процессов на верхнюю часть земной коры на севере Евразии, Северной Америки, на арктическом шельфе, на свободных ото льда участках Антарктиды, в высокогорных регионах умеренных и низких широт, начала формироваться единая концепция криогенеза литосферы. Для ее дальнейшей разработки и реализации результатов в практике народнохозяйственного освоения и охраны природы территории криолитозоны в настоящее время в Российской Академии наук создан Совет по проблеме «Криогенез литосферы и проблемы освоения Крайнего Севера».

### **1.3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ**

Начало интенсивного криогенеза верхних горизонтов литосферы северного полушария Земли в кайнозое связано с общим похолоданием климата в конце неогена. Наиболее древ-

ние следы многолетнего промерзания установлены на Северо-Востоке России в бассейне р. Колымы и на севере Чукотки А. В. Шером, Т. Н. Каплиной, А. А. Архангеловым и др. Они датируются поздним плиоценом (рис. 1.1). На Аляске анало-

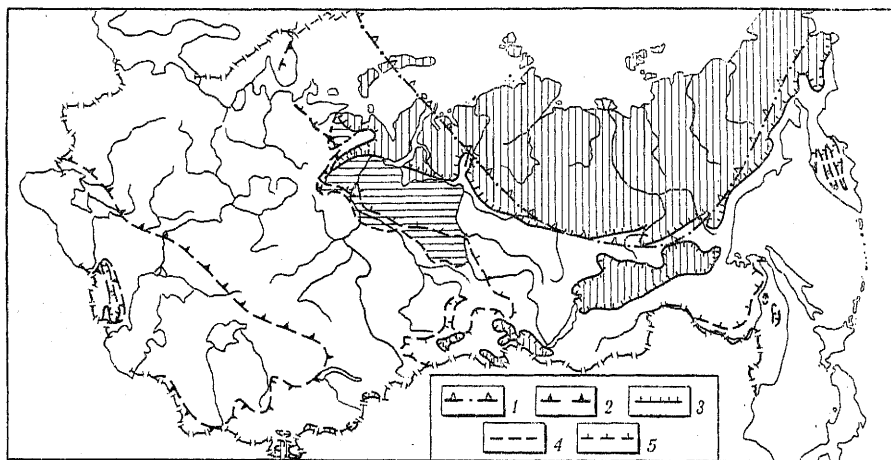


Рис. 1.1. Возможные границы распространения криолитозоны в кайнозой (по В. В. Баулину, Н. С. Даниловой, К. А. Кондратьевой): 1 — в неогене — раннем плейстоцене; 2 — в среднем плейстоцене; 3 — в климатическом оптимуме голоцена; 4 — в климатическом оптимуме голоцена и позднем голоцене на глубине 70—200 м от поверхности; 5 — в настоящее время

гичные свидетельства многолетнемерзлого состояния отмечены в породах возраста порядка 2 млн лет. Эти отложения находятся на низменностях, поэтому можно предположить, что мерзлые толщи в горах стали образовываться раньше. Таким образом, по современным данным формирование мерзлых толщ началось на Крайнем северо-востоке Евразии и северо-западе Северной Америки примерно в интервале 2,5—1,5 млн лет тому назад. Выделяют четыре этапа развития криолитозоны, неодинаковых по особенностям криогенеза литосферы.

Первый этап развития криогенеза литосферы охватывает время с конца плиоцена до начала верхнего плейстоцена ( $Q_{III}^1$ ), т. е. более 1,5 млн лет. На этом этапе произошло несколько продолжительных циклов похолоданий и потеплений климата. Похолодания сопровождалась оледенениями: горными в Восточной Сибири и покровными на части Западной Сибири, в Европе и Северной Америке. За пределами ледниковых покровов на суше формировались многолетнемерзлые породы и криогенные явления. В раннем плейстоцене за время от 1,9—1,67 до 0,9—0,73 млн лет назад происходили значительные похолодания климата, которые приводили к продвижению далеко к югу границы многолетнемерзлых пород. Так, в Западной

Сибири Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским псевдоморфозы по повторно-жильным льдам установлены в долине Иртыша (58—59° с. ш.), там, где мерзлые толщы сейчас отсутствуют. Граница многолетней мерзлоты в этот период могла спускаться до 54—55° с. ш. В Восточной Европе южная граница мерзлоты, по оценкам В. В. Баулина и др. (1981), достигала 60° с. ш., а по данным А. А. Величко — 57° с. ш.

В отложениях нижнего плейстоцена на Колымской низменности А. В. Шером, Т. Н. Каплиной и другими установлены системы псевдоморфоз по повторно-жильным льдам, указывающие на прогрессирующее понижение температур пород. Отдельные линзы озерных отложений в верхней части разреза олерской свиты имеют высокую льдистость и типичную для однократно промерзших осадков криотекстуру. Это указывает на непрерывное их существование в многолетнемерзлом состоянии с начала раннего плейстоцена. Синкриогенные песчаные отложения с повторно-жильными льдами встречены Н. С. Даниловой и Т. П. Кузнецовой в разрезах высоких нижнеплейстоценовых террас рек Вилюя и Лены. Эти и другие факты свидетельствуют о том, что с раннего плейстоцена в северной части Восточной и Средней Сибири существовали суровые климатические геокриологические условия и повсеместного оттаивания многолетнемерзлых пород с поверхности не происходило. Косвенным подтверждением этого положения служат большие мощности криолитозоны (1000—1500 м) на севере Сибирской платформы. Среднегодовые температуры пород в этих регионах изменялись преимущественно в отрицательном диапазоне, и только под термокарстовыми озерами, под руслами рек формировались талики.

Особого упоминания заслуживают системы мощных первично-песчаных жил в отложениях высоких террас Лены южнее Якутска в районе устья р. Диринг-Юрях. Серия террас имеет цоколь высотой 120 м над уровнем Лены. Песчаные жилы высотой до 4 м, шириной до 1—1,5 м и размером полигонов 6—8 м заключены в красноцветных аллювиальных песках. Перекрыты они также аллювием. Первично-песчаные жилы с отчетливой вертикальной слоистостью начинаются от горизонта ветрогранников, срезающего деформированные слои вмещающих пород. Песчаные жилы и дефляционный горизонт по времени образования и генетически связаны между собой. Так, часть ветрогранников провалилась в морозобойные трещины, заполненные эоловым песком и мелким гравием. К горизонту дефляции приурочены многочисленные остатки примитивных каменных орудий, относимых Ю. А. Мочановым (1988) к ранней палеолитической культуре. По положению в системе ленских террас и палеомагнитным данным возраст этих артефактов и первично-песчаных жил по заключению Ю. А. Мочанова не менее 1,8 млн лет. По нашему мнению, указанные жилы свидетельствуют не только о суровых мерзлотных условиях с темпера-

турами пород не выше  $-5...-7^{\circ}\text{C}$ , но и существенно иных, по сравнению с современными, климатических условиях и особенностях криогенеза. В настоящее время этот регион — один из центров зимнего сибирского антициклона с суровыми безветренными зимами и снежным покровом мощностью 30—40 см. На поймах рек и отмелях здесь образуются грунтовые жилы и повторно-жильные льды (III.3). В период формирования первично-песчаных жил зимой здесь господствовали сильные ветры, сносившие снег, приводившие к интенсивной дефляции и переносу песка и гравия, которые и попадали в открытые морозобойные трещины. Такие жилы распространены в отложениях высоких террас Лены между устьями Вилюя и Олекмы, т. е. по очень широкому фронту. Это свидетельствует о существенно ином режиме циркуляции атмосферы, причины которого неясны.

В среднем плейстоцене (от 750—730 до 150—110 тыс. лет назад) колебания южной границы криолитозоны были весьма значительными (см. рис. I.1). На Восточно-Европейской равнине, судя по грунтовым жилам и псевдоморфозам по повторно-жильным льдам, обнаруженным А. В. Богуцким, Г. П. Бутаковым, А. А. Величко и В. П. Нечаевым, многолетнемерзлые породы могли быть распространены в криохроны до  $50^{\circ}$  с. ш. В Западной Сибири и Северном Казахстане по сходным полигонально-жильным структурам, обнаруженным и изученным Ф. А. Каплянской, В. Д. Тарноградским, Л. М. Шмелевым, Б. Ж. Аубекеровым и Э. В. Чалыхьяном, южная граница многолетнемерзлых пород реконструирована по  $49^{\circ}$  с. ш. В средней Сибири, по данным Э. И. Равского, А. Я. Литвинова, Н. С. Шевелевой, С. П. Горшкова и других, мерзлые породы достигали южного горного обрамления. Занимали они и все Забайкалье и Прибайкалье. Таким образом, в холодные периоды — криохроны среднего плейстоцена (самаровское, московское время) мерзлота продвигалась далеко на юг. На Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах ее формирование сочеталось с покровными оледенениями. В теплые периоды — термохроны наряду с сокращением ледниковых покровов происходила деградация мерзлых толщ с юга. Так, для Западной Сибири во время тобольского и мессовско-ширтовского термохрона южная граница мерзлоты совпадала с современной или проходила несколько южнее. В то же время на севере Восточной Сибири происходило накопление высокольдистых субаэральных синкриогенных отложений с мощными повторно-жильными льдами так называемого «ледового комплекса» (III.3, IV.2).

Описываемый этап развития криолитозоны завершился в начале позднего плейстоцена, в казанцевское (микулинское) время. Этот период, длившийся примерно 30 тыс. лет, представляет собой межледниковье (термохрон), которое многие исследователи считают весьма теплым. Наибольшей деградации

подвергалась криолитозона Восточно-Европейской равнины. Так, в бассейне Печоры мерзлые толщи с поверхности протаивали, хотя и предполагается их сохранение в виде реликтового слоя. Сместилась к северу граница мерзлоты в Западной и Средней Сибири. В то же время в Центральной Якутии, на приморских низменностях Северо-Востока, в Западной Сибири севернее 66° с. ш. продолжалось накопление отложений «ледового комплекса». Их формирование в казанцевское время свидетельствует о более суровых геокриологических условиях, чем современные.

Таким образом, для первого этапа развития криолитозоны характерны следующие черты.

1. В конце плиоцена — начале плейстоцена происходили образование и деградация мерзлых толщ на равнинах Евразии соответственно в периоды оледенений (криохроны) и межледниковья (термохроны). В начале раннего плейстоцена в северной части субаэральных равнин и в горах Восточной и Средней Сибири, а затем и Западной Сибири возникла и постепенно увеличивалась к югу геокриологическая зона с постоянно существующими с поверхности многолетнемерзлыми породами.

2. Происходили колебания южной границы криолитозоны, смещавшейся к югу в криохроны и к северу в термохроны.

3. Сформировались две геокриологические зоны: северная и южная. В северной процессы многолетнего криогенеза в раннем и среднем плейстоцене протекали в условиях преимущественно отрицательных температур пород. В результате длиннопериодной динамики теплообмена на поверхности Земли происходили колебания нижней границы криолитозоны. В южной зоне мерзлые толщи возникали в криохроны и деградировали снизу и сверху в термохроны. В переходной полосе (подзоне) между северной и южной зонами в термохроны в благоприятных условиях аккумулятивных равнин могли сохраниться реликтовые мерзлые толщи. Таким образом, выделяются два основных типа условий проявления многолетнего криогенеза литосферы в субаэральных условиях: преимущественно непрерывный с колебаниями термодинамического уровня теплообмена в отрицательном диапазоне; преимущественно прерывистый с переходами уровня теплообмена в криохроны в область отрицательных значений, т. е. чередование многолетнего протаивания и промерзания литосферы.

4. На севере низменных равнин (в европейской части, Западно-Сибирской, Северо-Сибирской, Восточно-Сибирской) имели место трансгрессии и регрессии Полярного бассейна. В результате трансгрессий в их контурах формировались засоленные отложения, а мерзлые толщи деградировали под дном моря. При регрессиях происходило многолетнее промерзание отложений и расширение криолитозоны к северу. Проникновение моря к югу при трансгрессиях постепенно сокращалось от начала к концу рассматриваемого этапа.

Второй этап развития криолитозоны охватывает период от зырянского (валдайского, вюрмского) криохрона ( $Q_{II}^2$ ) до раннего голоцена включительно ( $Q_{IV}^1$ ) (от 150—90 до 9,6—8 тыс. лет назад). Для этого этапа характерно господство суровых климата и геокриологических условий на большей части территории Северной Евразии и Северной Америки. На Восточно-Европейской равнине граница мерзлоты смещалась к югу до 48—49° с.ш. Это устанавливается по находкам псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и остаточнопolygonальному микрорельефу, изученных А. А. Величко, В. В. Бердниковым и другими, а также по разнообразным следам мерзлоты в почвенно-лессовых сериях. А. А. Величко и В. П. Нечаевым выделены три самостоятельных горизонта палеокриогенных деформаций. При этом наиболее суровые геокриологические условия соответствуют самому верхнему (молодому) «ярославскому» горизонту с псевдоморфозами по повторно-жильным льдам высотой до 5 м. Следы глубокого сезонного промерзания и изначально грунтовые жилы обнаружены до побережья Черного моря.

В Западной Сибири псевдоморфозы по жильным льдам описаны многими авторами до 52° с.ш., что свидетельствует о возможном положении южной границы мерзлоты на широте 47—49°. Вся Сибирская платформа, Забайкалье и Прибайкалье были заняты многолетнемерзлыми породами. На приморских низменностях, в Центральноякутской низменности, в долинах Енисея, Ангары, в Северном Прибайкалье и Забайкалье накапливался «ледовый комплекс» (IV.2). Анализ распространения и мощностей повторно-жильных льдов в различных типах отложений, расчеты мощностей нестационарных мерзлых толщ и многие другие показатели свидетельствуют о том, что температуры пород в сартанский и зырянский криохроны позднего плейстоцена были в Сибири на 8—12°, а в Европе на 12—15°С ниже, чем современные. Некоторое смягчение климата, повышение температур воздуха и пород и подвига южной границы мерзлых толщ к северу были в каргинское (брянское) время. Однако повсеместно геокриологические условия были более суровыми, чем современные.

Криохроны позднего плейстоцена отличались повышенной сухостью климата, что К. К. Марковым, А. А. Величко и другими связывается с высокой ледовитостью морей, которая обусловила уменьшение испарения и снижение влажности атмосферы планеты. Оледенение Евразии, как покровное, так и горное, было меньше, чем в среднем и раннем плейстоцене, что связывается с низкой влажностью атмосферы и небольшим количеством осадков. А. А. Величко объясняет сокращение размеров ледниковых покровов в конце позднего плейстоцена уменьшением твердых осадков, а не потеплением. На период 22—18 тыс. лет назад по его реконструкциям приходится максимум



суровости климата и геокриологических условий. Этот период им назван «климатическим минимумом» плейстоцена, а территория, занятая многолетнемерзлыми породами до 47—48° с.ш., — «великой криогенной областью».

Размеры покровного висконсинского оледенения в Северной Америке были существенно более значительными, чем вюрмского (валдайского) в Европе. Под ледниковым покровом находилась территория всего Канадского щита; мощное горное оледенение было на севере Кордильер. Субгляциальная криолитозона существовала только на периферии ледниковых покровов, а промерзание пород щита происходило по мере сокращения их размеров и мощности льда. Таким образом, возраст мерзлых толщ на Канадском щите насчитывает менее 12—10 тыс. лет.

Поздний плейстоцен — это время глобальной регрессии Мирового океана. Снижение уровня моря по сравнению с современным оценивается в среднем примерно в 100 м. На максимум регрессии арктический шельф до стометровой изобаты был оголен. Вышедшие из-под уровня моря породы промерзли в условиях очень низких среднегодовых температур поверхности Земли (до  $-20 \dots -25^{\circ}\text{C}$ ). На обширных пространствах оголившегося шельфа в восточном секторе Арктики формировались отложения «ледового комплекса», которые теперь встречаются на Новосибирских и других островах окраинных морей Северного Ледовитого океана. Мощности криолитозоны на осушенной части арктического шельфа увеличивались от ранее существовавшей береговой линии в сторону понижения абсолютных высот рельефа.

Мощности криолитозоны, сформировавшиеся в позднем плейстоцене, представляют особый интерес. На территории северной геокриологической зоны, образовавшейся на первом этапе, происходило наращивание мощностей в результате понижения температур пород. Увеличение не было одинаковым: в целом больше (до 150—200 м) при относительно малых исходных мощностях (300—400 м) и меньше (до 100 м) при больших (1000 м и более). Промерзли несквозные субаэральные талики над реликтовыми толщами ранне- и среднеплейстоценового возраста в переходной подзоне. При отсутствии теплотока снизу их промерзание происходило быстрее, чем формирование мерзлых толщ соответствующей мощности на территориях со сквозными таликами. В результате на южной границе переходной подзоны мощности криолитозоны изменялись скачком. Южнее мощности мерзлоты зонально уменьшались к югу.

Третий этап развития криолитозоны включает главным образом средний голоцен ( $Q_{IV}^2$ , от 9,5—8 до 4,5—3 тыс. лет назад). Начавшееся 11—10,3 тыс. лет назад потепление привело к деградации мерзлых толщ и резкому продвижению к северу границ ландшафтных зон (см. рис. 1.1). Этот этап разви-

тия природы называется *климатическим оптимумом голоцена*, начало которого не было полностью синхронно в разных частях северного полушария (Хотинский, 1977). Климатический оптимум — это деградационный этап развития криолитозоны, наиболее ярко проявившийся в Северной Евразии, продолжительностью в разных регионах 4—6 тыс. лет (рис. I.2). За это

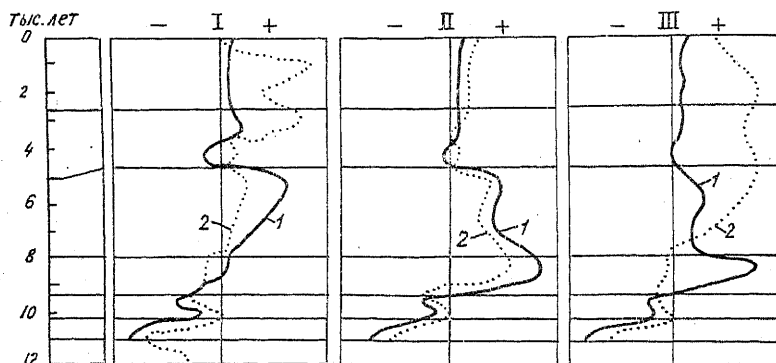


Рис. I.2. Изменчивость климатических условий в голоцене (по Н. А. Хотинскому, 1977):

I — атлантико-континентальный тип (Русская равнина); II — континентальный тип (Сибирь); III — океанический тип (Камчатка, Сахалин). 1 — температура, 2 — увлажненность

время южная граница распространения мерзлых толщ сместилась к северу по сравнению с периодом максимального распространения (18—20 тыс. лет назад) на 1—2 тыс. км и даже более. В европейской части России она проходила севернее Полярного круга, в Западной Сибири — примерно по  $68^{\circ}$  с.ш., в Средней Сибири в бассейне р. Лены поднялась до  $60^{\circ}$  с.ш., огибала с юга Байкальскую горную область и спускалась к побережью Тихого океана примерно до  $61^{\circ}$  с.ш. Таким образом, на третьем этапе южная граница находилась севернее существующей в настоящее время на 4—7°. Южнее этой границы мерзлые толщи преимущественно оттаяли с поверхности на различную глубину. Сохранились только отдельные «острова мерзлоты» при наличии торфяников с поверхности. Севернее этой границы протаивали только массивы песков, породы под термокарстовыми озерами, на склонах южной экспозиции и т. п., т. е. в условиях «теплых» ландшафтов. С поверхности протаивали породы, имеющие в современных условиях среднегодовые температуры выше  $-3^{\circ}\text{C}$ . Глубина протаявшего с поверхности слоя увеличивалась с юга на север. Мерзлые толщи оттаивали не только с поверхности, но и снизу, причем тем значительнее, чем выше теплопотoki и ниже льдистость пород. Расчетами установлено, что в коренных породах к концу климатического оптимума полностью протаяли мерзлые толщи

мощностью менее 200—250 м. В тонкодисперсных отложениях аккумулятивных равнин с поверхности протаял слой от первых десятков метров до 100—150 м. Протаивание происходило и снизу. Так, в Западной Сибири при высоких тепловых потоках к концу оптимума, с учетом запаздывания начала деградации, протаяло до 100 м пород. Суммарное протаивание снизу, продолжавшееся и после окончания оптимума в настоящее время у подошвы реликтовых мерзлых толщ, может достигать 200 м.

Таким образом, к концу голоценового климатического оптимума маломощные мерзлые толщи на юге криолитозоны протаяли полностью, а севернее мерзлота оттаяла с поверхности. В результате образовался слой «реликтовой мерзлоты», который в настоящее время сохранился на севере Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты в тонкодисперсных отложениях со значительной влажностью (льдистостью), обладающих высокой тепловой инертностью. Такие же реликтовые мерзлые толщи известны и в некоторых тектонических межгорных впадинах Забайкалья и Прибайкалья.

В границах зоны деградации оттаяли высокольдистые плейстоценовые синкриогенные отложения и массивы подземных льдов в эпикриогенных дисперсных толщах. Это привело к площадному развитию термокарста и посткриогенной инверсии рельефа. На севере криолитозоны на равнинах происходило активное развитие озерного термокарста. Возросли глубины сезонного оттаивания отложений по сравнению с современными в 1,5—2 раза. Протаяли верхние части ледяных жил в полигональных системах, ослабили или приостановились криогенное растрескивание и рост повторно-жильных льдов. В конце позднего плейстоцена в связи с уменьшением размеров оледенения началась подъем уровня океана и затопление промерзшей части арктического шельфа. Этот процесс продолжался и в климатический оптимум. Он сопровождался термоабразией берегов континента и островов, более обширных и многочисленных, чем в настоящее время.

Четвертый этап развития охватывает поздний голоцен и продолжался около 3—4,5 тыс. лет. Для него характерны более суровые климатические и геокриологические условия, чем в климатический оптимум. В начале этого периода происходят аградация мерзлых толщ и продвижение к югу границы распространения мерзлых толщ. Над реликтовыми мерзлыми толщами аккумулятивных равнин промерзание происходило быстрее и на большую глубину в силу их экранирующего влияния на внутриземной тепловой поток. В северной части зоны с частично протаявшими мерзлыми толщами произошло смыкание новообразовавшихся и реликтовых многолетнемерзлых пород. Возникла полоса (подзона), входящая с юга в северную зону мощных мерзлых толщ, образовавшихся в плейстоцене. Для этой полосы, называемой *южной подзоной северной*

*геокриологической зоны*, характерны отсутствие синкриогенных отложений, крупных включений подземных льдов, пониженная льдистость пород, протаявших в голоценовый оптимум, утративших исходную льдистость, уплотнившихся, а затем вновь промерзших; непромерзшие или замороженные частично массивы песков, обычно представляющие собой бассейны над- и межмерзлотных грунтовых вод. На контакте реликтовых и вновь образовавшихся мерзлых толщ встречаются непромерзшие внутримерзлотные линзы пород, обычно водоносные.

Для *северной подзоны* северной геокриологической зоны характерно наличие в верхней части разреза мерзлых толщ синкриогенных отложений, образовавшихся в плейстоцене в очень суровых геокриологических условиях. Сократились глубины сезонного протаивания отложений. Нижняя часть этого слоя перешла в многолетнемерзлое состояние, образовав переходный слой, отличающийся высокой льдистостью. Активизировался процесс криогенного растрескивания и роста повторно-жильных льдов. Началось дренирование термокарстовых озер, образование аласов и хасыреев (III.7), сопровождавшееся промерзанием подозерных таликов. При промерзании несквозных таликов формировались инъекционные бугры пучения (булгуняхи, сквозных — миграционные бугры и площади пучения.

Сформировавшиеся в позднем голоцене мерзлые толщи образуют южную геокриологическую зону с преимущественно прерывистым, массивно-островным и островным распространением мерзлых толщ с поверхности. Наибольшая мощность от 200 м и меньше в регионах, сложенных скальными породами, и 150 м и менее на аккумулятивных равнинах и в межгорных впадинах с мощными толщами дисперсных отложений. Многолетнемерзлые породы эпикриогенные, многократно промерзавшие и протаивавшие. Только на молодых аккумулятивных формах (высоких поймах, делювиальных шлейфах и др.) распространен маломощный слой позднеголоценовых синкриогенных отложений, сформировавшихся на высокотемпературном (выше  $-3^{\circ}\text{C}$ ) многолетнемерзлом субстрате. Эпикриогенные мерзлые толщи, особенно на юге зоны, приурочены к массивам торфяников и тонкодисперсных пород. При промерзании торфяников, особенно на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах, сформировались многолетние миграционные бугры и площади пучения. Они часто подвергаются криогенному растрескиванию, и к ним приурочены повторно-жильные льды. Мощности мерзлых толщ в южной зоне изменяются с севера на юг. Для Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин характерно наличие реликтовой мерзлой толщи пород, образующей вместе с верхнеголоценовыми многолетнемерзлыми породами так называемую «двухслойную мерзлоту», распространенную не только в южной геокриологической зоне, но и за ее пределами.

Поздний голоцен не был монотонным этапом по своему климату и динамике геокриологических условий. Происходили периодические изменения природных условий. Эти изменения не были полностью синхронны в разных частях Северной Евразии. В европейской части и в Западной Сибири отчетливо проявились климатические колебания с периодом примерно 1800 лет (Шнитников, 1957). В развитии криолитозоны на этом этапе выделяются четыре фазы (Баулин, Чеховский, Суходольский, 1988).

Первая фаза позднеголоценового похолодания продолжительностью около 1000 лет имеет минимум на границе новой эры. Границы природных зон сместились к югу, промерзли несквозные талики на севере и обширные торфяные массивы, образовавшиеся в оптимуме, на юге; начались криогенное растрескивание и рост повторно-жильных льдов на торфяниках. Вторая фаза — это время потепления климата с максимумом в конце первого тысячелетия. Глубины сезонного оттаивания пород возросли, вытаивали жильные льды на торфяниках и активизировались термокарстовые процессы. Третья фаза знаменуется похолоданием и прогрессирующим развитием мерзлых пород на протяжении второго тысячелетия до XVIII в. включительно. Граница мерзлоты сместилась к югу. Сократились размеры таликов, прогрессировали криогенное растрескивание и рост повторно-жильных льдов в торфяниках и минеральных грунтах, произошли затухание термокарста, развитие многолетних бугров и площадей пучения. Четвертая фаза началась с середины прошлого века. Максимум потепления падает на 50—60 гг. XX в., когда среднегодовая температура воздуха в Салехарде и Архангельске повысилась на 2°С по сравнению с серединой прошлого века. Смягчение климата привело к повышению температур пород, появлению деградационных типов геотемпературных кривых до глубины 50—90 м, увеличению мощности несквозных радиационно-тепловых таликов, ослаблению ряда криогенных процессов и интенсификации термокарста. На фоне общего деградационного развития геокриологических условий отмечаются и кратковременные интервалы интенсификации и ослабления криогенных процессов, связанных с колебаниями, имеющими периоды от 80—90 до 5—6 лет. Вблизи южной границы они влияют на динамику маломощных мерзлых толщ, появление и исчезновение «несливающейся мерзлоты», а в пределах северной геокриологической зоны — на динамику температурного поля верхних горизонтов литосферы.

## Глава II

---

### ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД, ТАЛИКОВ, СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ

#### II.1. РОЛЬ РАДИАЦИОННЫХ, КЛИМАТИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И ПОРОД

Особенности криогенеза литосферы зависят в первую очередь от температурного режима верхних горизонтов пород, их сезонного промерзания и оттаивания. Температурный режим верхних слоев пород обуславливает проявление криогенных процессов и развитие криогенных явлений, многолетнее промерзание и протаивание, охлаждение и нагревание литосферы, а также происходящие при этом процессы криогенного текстурообразования, переходов (газ+вода)  $\rightleftharpoons$  гидраты природных газов и др. Различия температурного режима пород в пространстве и динамика в геологическом времени приводят к зональным, региональным и геоисторическим изменениям криогенеза литосферы.

Современное распространение многолетнемерзлых пород (ММП) и таликов определяется температурами поверхности Земли, а также процессами, которые происходят в естественных покровах (снежном и растительном) и в слоях сезонного промерзания и оттаивания. Температурный режим верхних горизонтов пород — это наиболее динамичный компонент геокриологических условий, быстро меняющийся во времени под влиянием изменения условий теплообмена на поверхности Земли. Температуры поверхности Земли формируются в результате равновесного теплообмена с атмосферой под влиянием всех источников тепла на поверхности и в тропосфере. Под «поверхностью Земли» понимается граница между газообразной и твердой или жидкой оболочками. Это понятие неадекватно понятию «поверхность горных пород», представляющей собой границу раздела минеральной среды (или почвы) и напочвенных покровов, таких, как снег, мох и искусственные покрытия. Эти покрытия трансформируют температурный режим, приводя к неравенству температуры поверхности Земли ( $t_{пз}$ ) и температуры поверхности пород ( $t_n$ ). Это неравенство зависит как от внешних климатических факторов, так и от ландшафтных условий. В свою очередь  $t_n$  в общем случае не равна температуре у подошвы слоев сезонного оттаивания и промерзания по-

род ( $t_{\text{г}}$ ). Это обусловлено проявлением так называемой температурной сдвижки ( $\Delta t_{\text{г}}$ ) вследствие неравенства коэффициентов теплопроводности пород в мерзлом ( $\lambda_{\text{м}}$ ) и талом ( $\lambda_{\text{т}}$ ) состояниях при периодически установившемся температурном режиме на поверхности, а также отепляющим влиянием инфильтрации летних атмосферных осадков ( $\Delta t_{\text{ос}}$ ) (Общее мерзлото-ведение, 1978; Ершов, 1990). Среднегодовая температура пород на подошве слоя годовых колебаний ( $t_{\text{ср}}$ ) отличается от  $t_{\text{г}}$  на величину  $hg$  (где  $g$  — геотермический градиент,  $h$  — мощность слоя годовых колебаний температур). Все перечисленные выше температуры ( $t_{\text{пз}}$ ,  $t_{\text{п}}$ ,  $t_{\text{г}}$ ,  $t_{\text{ср}}$ ) используются для анализа и характеристики зональных и региональных закономерностей формирования геокриологических условий. На каждом из вертикальных срезов в годовом цикле существует равенство приходящей и уходящей энергии. Поэтому эти температуры являются определенными энергетическими уровнями равновесного теплообмена. Их пространственные изменения по широте, долготе и высоте отражают соответственно зональные, секториальные и высотные, а также локальные (вариации в пределах одного района) закономерности теплообмена и температурного режима пород в слое годовых колебаний. Их изменения во времени обусловлены и отражают динамику климата, вызывающую нарушение равновесия теплообмена в системе атмосфера — почвы — горные породы. Многолетняя динамика температурного режима пород в свою очередь обуславливает эволюцию криогенеза литосферы.

Тепловые процессы, происходящие на поверхности Земли, решающим образом определяют термический режим верхних горизонтов литосферы. На этой поверхности происходит превращения одних видов энергии в другие, в том числе и в тепловую. Качество поверхности Земли влияет на перераспределение лучистой энергии. Так, альbedo поверхности определяет долю отражения такой энергии от твердой непрозрачной поверхности Земли, в том числе и ледников, и непрозрачных ледовых покровов водоемов. Остальная лучистая энергия трансформируется в тепловую. Вместе с тем через поверхность воды, а также прозрачного льда часть лучистой энергии проникает внутрь водоемов, превращаясь в тепловую энергию в объеме. Эта важная отличительная особенность во взаимодействии потока солнечной радиации и водоемов приводит к трансформации большей доли лучистой энергии в тепловую в озерах и морях, аккумуляцию в них большего количества тепла по сравнению с горными породами.

Поверхность Земли является границей раздела двух материальных сред, в которых процессы теплообмена и механизмы теплопередачи принципиально различны. В тропосфере господствуют радиационный и турбулентный механизмы теплопередачи. Они обеспечивают высокую скорость изменения поля температур при очень резких изменениях на границах этой об-

ласти. В твердой и жидкой оболочках Земли основные механизмы — конвективный и кондуктивный — обуславливают существенно более медленную теплопередачу. Коэффициенты эффективной температуропроводности в различных слоях атмосферы находятся в диапазоне от 10 до  $10^4$  м<sup>2</sup>/ч, при конвекции в океане — от  $10^{-1}$  до 1, а при кондуктивной теплопередаче в породах — от  $10^{-2}$  до  $1,5 \cdot 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/ч.

Температура поверхности Земли формируется под влиянием внешних источников тепла, поступающего от Солнца в виде лучистой энергии, а также энергии, трансформированной в тепловую, носителями которой являются воздух и водяные пары. Неравномерное распределение основных источников тепла по поверхности определяет различие в температурах поверхности. Результатом теплообмена лучистой энергии Солнца, атмосферы и литосферы является радиационный баланс поверхности ( $R$ ), т. е. то количество радиационной энергии, которая превращается в тепловую:  $R = Q_c(1 - A) - J_{эф} = P + LE + B$ , где  $Q_c$  — суммарная коротковолновая радиация, приходящая на горизонтальную поверхность и слагающаяся из прямой ( $Q$ ) и рассеянной ( $q$ );  $A$  — альbedo, т. е. отражательная способность поверхности Земли;  $J_{эф}$  — эффективное длинноволновое излучение поверхности Земли, представляющее собой суммарный результат всех тепловых излучений в системе поверхность — атмосфера;  $LE$  — затраты тепла на испарение влаги с поверхности;  $P$  — турбулентный теплообмен между поверхностью и атмосферой;  $B$  — поток тепла в горные породы. В высоких широтах значительная часть тепла, полученного от Солнца, расходуется на испарение воды и таяние снега ( $W$ ). В этом случае уравнение теплового баланса  $R - LE = P + B + W$ . Поток тепла в горные породы в среднегодовом выводе равен потоку внутриземного тепла и по величине на 2—3 порядка меньше других составляющих теплового баланса. Его влияние на  $t_n$  пренебрежительно мало.

В. Т. Балобаевым (1991) рассчитаны среднеширотные значения составляющих теплового баланса на поверхности Земли в криолитозоне за год (табл. II.1) и проведен анализ связи  $R$

Таблица II.1

Среднеширотные значения составляющих теплового баланса земной поверхности за 1 год (Вт/м<sup>2</sup>) (по В. Т. Балобаеву, 1991)

| Северная широта, град | $Q_c$ | $R$ | $LE$ | $P$ | $B$  | $W$ |
|-----------------------|-------|-----|------|-----|------|-----|
| 70                    | 75    | 19  | 14   | 4   | 0,05 | 0,9 |
| 65                    | 84    | 23  | 16   | 6   | 0,06 | 1,0 |
| 60                    | 91    | 27  | 19   | 7   | 0,05 | 1,1 |
| 55                    | 100   | 31  | 22   | 8   | 0,05 | 0,7 |
| 50                    | 118   | 37  | 24   | 12  | 0,05 | 0,4 |
| 45                    | 140   | 44  | 24   | 20  | 0,05 | 0,1 |



и температур поверхности Земли по разным меридиональным профилям (рис. II.1). Из рис. II.1 следует, что  $t_{\text{пз}}$  пропорциональна радиационному балансу во всей криолитозоне северно-

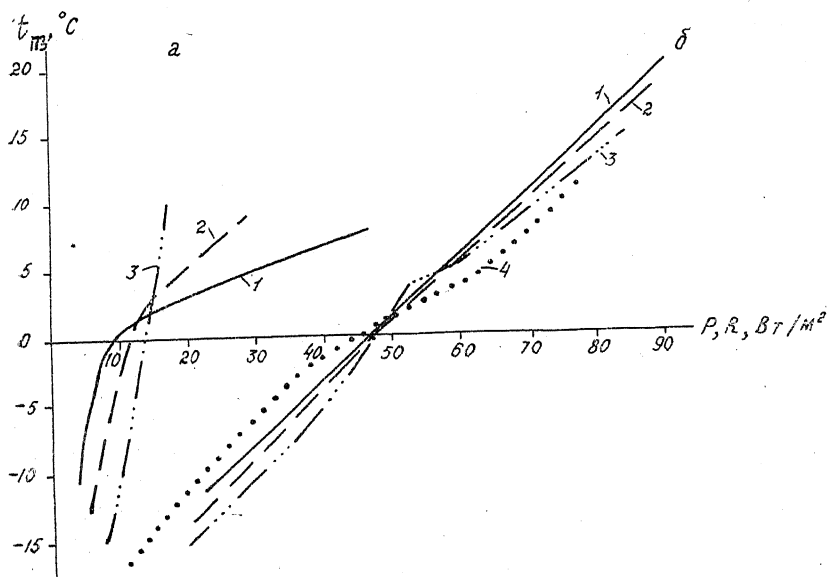


Рис. II.1. Зависимость температуры поверхности Земли  $t_{\text{пз}}$  от турбулентного потока тепла —  $P$  (а) и радиационного баланса —  $R$  (б) для Северной Азии (1 —  $80^\circ$  в. д.; 2 —  $100^\circ$  в. д.; 3 —  $130^\circ$  в. д.) и Северной Америки (4) (по В. Т. Балобаеву, 1991)

го полушария, и чем больше энергии поступает на поверхность Земли, тем при более высокой температуре наступает равновесный теплообмен. В Сибири переход  $t_{\text{пз}}$  через  $0^\circ\text{C}$  происходит при значениях  $R$  в интервале от 45 до 50  $\text{Вт}/\text{м}^2 \cdot \text{К}$  в год, а предельные изменения  $t_{\text{пз}}$  при одном значении  $R$  составляют  $2,5^\circ\text{C}$ . При этом прослеживается отчетливая закономерность понижения  $t_{\text{пз}}$  с запада на восток вдоль изолиний равного  $R$ .

Для оценки влияния на  $t_{\text{пз}}$  атмосферы, а именно таких ее характеристик, как наличие паров, облачности и происходящих в ней процессов испарения и конденсации, турбулентизации и других, В. Т. Балобаевым были проанализированы модели и результаты модельных экспериментов, проведенных рядом зарубежных ученых. Земля, лишенная атмосферы, имеет отрицательную среднюю равновесную температуру поверхности, величина которой изменяется в зависимости от принятой в расчет отражательной способности ( $A$ ). При  $A=0,3$   $t_{\text{пз}}=-18^\circ$ , при  $A=0,4$   $t_{\text{пз}}=27^\circ\text{C}$ , а на  $60^\circ$  с. ш. расчетная  $t_{\text{пз}} \approx -45^\circ\text{C}$ . При таких температурах Земля, лишенная атмосферы, имела бы в средних и высоких широтах мощную криолитозону.

Наиболее сильное влияние на  $t_{пз}$  оказывают наличие самой атмосферы, которая обуславливает турбулентный обмен в тропосфере, наличие паров воды в атмосфере, поглощающих лучистую энергию, а также облачность. В этой модели поглощение лучистой энергии Солнца и трансформация ее в тепловую происходят не только на поверхности Земли, но и в самой атмосфере, особенно в тропосфере. Тепловое состояние атмосферы и поверхности зависят от общего количества тепла, аккумулируемого во всей системе земная поверхность — атмосфера. Отсюда следует, что радиационный обмен на поверхности Земли не является единственным источником тепла для системы. Важную роль играют рассеянные в атмосфере источники тепла, повышающие общий энергетический уровень системы. Поэтому все факторы и процессы, протекающие на поверхности Земли и в атмосфере, способствуют повышению ее температуры как в целом, так и ее отдельных частей.

Земля с атмосферой и без нее получает одно и то же количество солнечной энергии. Однако атмосфера способствует лучшему ее поглощению и трансформации в тепловую, ухуждению условий излучения поверхности Земли. Поэтому температура системы значительно возрастает вследствие повышения уровня энергообмена. Облачность, напротив, способствует сильному отражению лучистой энергии Солнца в космическое пространство из-за высокого альbedo облаков. Следствием этого является потеря лучистой энергии системой еще в тропосфере. В результате понижаются общий энергетический уровень системы, температура приземных слоев воздуха и  $t_{пз}$ .

Особое место занимают процессы испарения и конденсации в вертикальном разрезе атмосферы Земли. Эти процессы перераспределяют энергию по вертикали, но не изменяют ее количество в системе. Некоторое повышение температуры верхней и понижение нижней части системы вызывают возрастание температурных градиентов по сравнению с равновесными. В высокодинамичной атмосфере любое неравновесное состояние не может существовать длительно, и поэтому нарушенные температуры быстро восстанавливаются. В силу этого температуры поверхности и атмосферы очень слабо реагируют на фазовые превращения вода  $\rightleftharpoons$  пар. Эта закономерность не относится к локальным условиям на поверхности Земли, где различные ландшафтные единицы неоднородны по свойствам, в особенности по увлажненности. Здесь процессы испарения—конденсации вызывают резкое неравновесное состояние приземного слоя воздуха и большие горизонтальные градиенты температур и влажности.

Большое влияние на формирование температур поверхности Земли и приземных слоев воздуха оказывают циркуляционные процессы в атмосфере. Все области нашей планеты постоянно обмениваются энергией в результате горизонтального теплопереноса, обусловленного существованием го-

горизонтальных градиентов температур и давлений воздуха. Радиационное нагревание земной поверхности неодинаково по широте, поэтому существует меридиональный градиент температуры между экваториальными и полярными зонами, это обуславливает меридиональный тепло- и воздухообмен. В. Т. Балобаев утверждает, что одни радиационные источники тепла не могут сбалансировать существующее тепловое состояние системы земная поверхность — атмосфера в высоких широтах. Такой баланс имеет место только в субтропиках. Поэтому существует постоянный значительный приток тепла из тропиков и субтропиков в умеренные и высокие широты, занятые криолитозоной, называемый *меридиональным теплопереносом*. Основная часть энергии транспортируется в виде энтальпии и скрытой теплоты испарения—конденсации (массопереноса).

Теплоперенос с юга на север осуществляется не в виде непрерывного воздушного потока, а в виде циркуляционных ячеек — вихрей (рис. II.2). В северном полушарии существуют

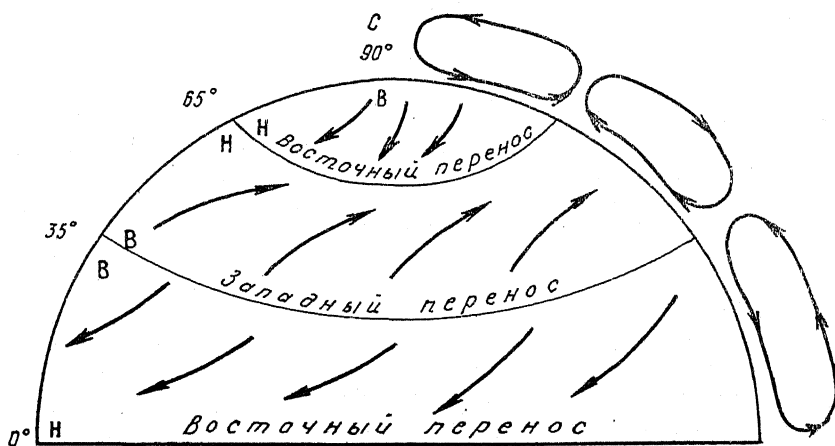


Рис. II.2. Схема глобальной циркуляции, поясов низкого ( $H$ ) и высокого ( $B$ ) давления и направления господствующих ветров (по В. Т. Балобаеву, 1988)

три замкнутые циркуляционные системы вихрей: полярная, умеренных широт и тропическая. В системе вихрей умеренных широт циркуляция в тропосфере направлена с юга на север, а в верхней атмосфере — с севера на юг. В полярной и тропической системах существует обратное направление циркуляции. Границы систем вихрей проходят над 30—35 и 60—70° с. ш. На стыках вихрей в полосе 60—70° с. ш. развит восходящий поток воздуха. Поэтому здесь находится глобальная область пониженного давления. Здесь подъем влажного воздуха сопровождается конденсацией, повышенными осадками и сильным увлажнением поверхности и приповерхностных горизонтов Земли. К этой полосе приурочены Исландский и Алеутский

барические минимумы, играющие большую роль в климате и формировании погод северного полушария. На 30—35° с. ш. вихревой поток направлен вниз, что вызывает существование глобальной области повышенного давления. Опускающийся холодный воздух нагревается и осушается. Поэтому с указанными широтами связана полоса пустынь.

Указанные процессы вызывают в зонах арктической (70—90° с.ш.) и тропической (0—35° с.ш.) циркуляций господство *восточного переноса*, когда преобладают ветры, дующие с востока на запад или с северо-востока на юго-запад. В умеренной зоне господствует *западный перенос* с ветрами, дующими с запада на восток или с юго-запада на северо-восток. Скорости ветрового переноса меняются по сезонам года. Зимой, когда градиенты температур между экватором и полюсами увеличиваются, возрастают скорости ветров и меридиональный перенос тепла. Сезонные различия приходящей солнечной радиации обуславливают смещение планетарных зон давления и циркуляции летом к полюсу, а зимой к экватору.

Криолитозона северного полушария находится преимущественно в пределах арктической и умеренной глобальных циркулярных зон. На севере криолитозоны (севернее 65° с.ш.) преобладает восточный, а южнее — западный перенос. Последний вызывает глубокое проникновение на Евразийский континент влагонесущих воздушных масс, формирующихся над Атлантическим океаном. Они достигают обращенных на запад склонов горных сооружений Верхоянья и Байкальской горной области, вызывая здесь повышенное выпадение атмосферных осадков.

Зимой в высоких широтах происходит большая потеря тепла за счет излучения с поверхности Земли. Существенно, что она компенсируется притоком тепла из южных широт. На рис. II.3 представлены среднесуточные величины составляющих теплового баланса системы Земля—атмосфера зимой и летом. Величина переноса тепла горизонтальными потоками в атмосфере и океанах значительна, причем она существенно увеличивается зимой. При формировании  $t_{кр}$  криолитозоны в целом горизонтальной меридиональный теплоперенос играет важную роль. Его учет необходим для понимания зональных закономерностей распределения этих температур и их секториальных особенностей в крупных регионах северного полушария. Количество тепла, поступающего за счет меридионального переноса, неодинаково в разных регионах Евразии и Северной Америки. Это обусловлено особенностями мегарельефа Земли, в первую очередь отсутствием или наличием горных сооружений, препятствующих поступлению тепла из экваториальной области в высокие широты. Различия в меридиональном теплопереносе влияют на особенности климата и криолитозоны, являясь одним из факторов, обуславливающих так называемые *секториальные различия геофизиологических условий* крупных регионов (II.2). Следует подчеркнуть, что на районном и мест-

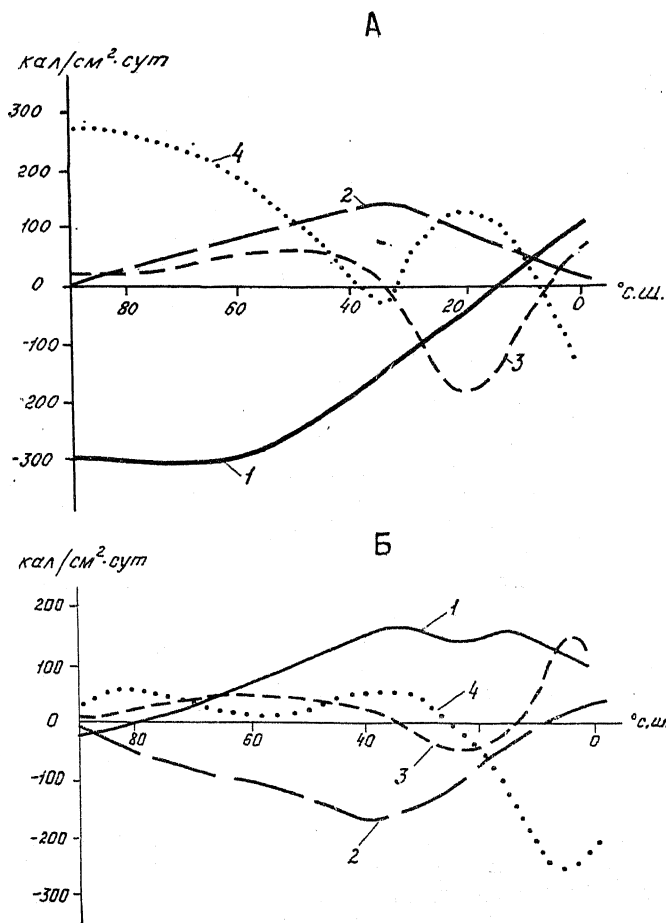


Рис. 11.3. Среднесуточные величины составляющих теплового баланса системы Земля — атмосфера зимой (А) и летом (Б) (по Г. Н. Витвицкому, 1986): 1 — радиационный баланс; 2 — теплосодержание гидросферы; 3 — теплота фазовых превращений воды; 4 — перенос тепла горизонтальными потоками в атмосфере и океанах (1 кал/см<sup>2</sup>·сут=0,48 Вт/м<sup>2</sup>)

ном уровнях меридиональный привнос тепла является только тем фоном, где формируются локальные тепловые балансы  $t_{пз}$  и  $t_{п}$  на соседних ландшафтных единицах низкого ранга.

Огромное значение в формировании  $t_{пз}$  играют климатообразующие процессы, обусловленные соотношением Суши и Океана, а также крупными неровностями поверхности Земли — горными областями. Как указывалось выше, радиационные процессы и глобальная меридиональная циркуляция в целом широтно выдержаны. Однако наличие материков и океанов, гор разной высоты и ориентации, морских течений сильно

усложняет картину барических полей и движение воздушных потоков, меняющихся к тому же в разные сезоны года.

Летом в Евразии, в том числе и в области многолетнемерзлых пород, температуры воздуха ( $t_{в}$ ) формируются преимущественно под влиянием радиационных факторов и имеют зональный характер. В целом они выше среднеширотной из-за более низких температур над океанами. Меридиональный перенос в летний период ослаблен из-за малой разницы температур и давлений на экваторе, где в июле  $t_{в}=26-28^{\circ}\text{C}$  и  $P=1010$  мбар, и на севере, где на  $70^{\circ}$  с. ш. в июле  $t_{в}=12^{\circ}\text{C}$  и  $P=1010$  мбар.

Зимой давление и температура на экваторе сохраняются теми же, что и летом. Вблизи полюса температура воздуха опускается ниже  $-40^{\circ}\text{C}$ , а давление увеличивается до 1015—1020 мбар. В высоких широтах радиация ослаблена за счет низкого стояния солнца или отсутствует вовсе в период полярной ночи. Происходит сильное выхолаживание поверхности Земли за счет эффективного длинноволнового излучения. Это вызывает активизацию меридиональных циркуляционных процессов. Наличие высокогорных сооружений (Тибета, Гималаев, Памира, Тянь-Шаня и др.), блокирующих меридиональный перенос, приводит к тому, что вся северная часть Азии оказывается аномально выхолаженной. Температуры воздуха на северо-востоке России ниже средней широтной на  $20-24^{\circ}$ . Различия давления по  $60^{\circ}$  с.ш. с запада Европы до Восточной Сибири составляют 35 мбар, что больше, чем между этой широтой и субтропиками (10 мбар). В результате этого развивается *зональная глобальная циркуляция*. Основной причиной ее возникновения являются резко различная аккумуляция тепла и разные температуры океана и суши. Как показал В. В. Шулейкин, термические различия поверхности суши и океана создают зональные градиентные барические поля и оказывают огромное влияние на глобальную циркуляцию, не меньшее, чем меридиональные различия экватора и приполярных областей. В результате взаимодействия меридиональной и зональной систем циркуляции в северном полушарии существует сложная картина движения воздушных масс на разных широтах и долготах, неодинаковая в разные сезоны года. Летом север Евразии находится под преимущественным воздействием западного воздушного переноса (влажного и относительно теплого), достигающего орографических барьеров Восточной Сибири. На побережье Северного Ледовитого океана преобладает восточный перенос, а также холодные, влажные ветры, дующие с океана на континент. Они приводят к высокой облачности и морозящим холодным дождям. На северо-восточной окраине Азии основные ветры направлены на континент. В Приамурье и Забайкалье — это муссонные ветры, достигающие Байкала. Севернее их глубокому проникновению препятствует Охотско-Чукотский горный барьер. Граница восточной и

западной областей циркуляции летом проходит в полосе 100—110° в. д. Здесь циклоническая активность наименьшая и преобладает безоблачная погода с малым количеством дождей.

Зимой циркуляция атмосферы над Северной Евразией имеет иной характер. Она формируется под влиянием таких мощных барических центров, как Исландский и Алеутский минимумы и Азиатский максимум. Центр последнего находится над Монголией, а мощный отрог захватывает часть Восточной Сибири и Верхояно-Колымскую горную область. На равнинах северо-востока Европы, Западной и севера Восточной Сибири господствуют юго-западные и западные ветры, приносящие тепло и влагу из Атлантики и со Средиземноморья. Максимальная циклоническая деятельность приурочена к северу европейской части, широкой полосе перехода от Западной к Восточной Сибири, к Тихоокеанскому побережью и Чукотке. Для этих областей характерно выпадение снега значительной мощности (более 80 см), а также его ветровое перераспределение. Наличие сибирского отрога азиатского антициклона приводит к формированию на значительной территории северо-востока России и Центральной Якутии области высокого давления с очень низкими температурами воздуха, небольшой облачностью, малым количеством снега, неподверженного ветровому перераспределению.

Наличие в Евразии орографических барьеров (Тибета, Гималаев, Памира), достигающих высоты тропопаузы, блокирует перенос воздушных масс из экваториальной зоны в северо-восточную часть континента. Следствием этого и являются мощный Азиатский антициклон, низкие температуры приземного слоя воздуха,  $t_{\text{на}}$  и смещение далеко к югу границы ММП. Меридиональные циркуляционные потоки Евроазиатского сектора раздваиваются и отклоняются горными сооружениями к востоку, т. е. к западному побережью Тихого океана, и к западу — в Европу. В этих регионах они обуславливают смещение южной границы мерзлой зоны к северу.

Таким образом, на формирование  $t_{\text{в}}$ ,  $t_{\text{на}}$ ,  $t_{\text{ср}}$  оказывают влияние как радиационные факторы, так и особенности климата, связанные со степенью его океаничности-континентальности. Последние обусловлены удаленностью от океанов и характером циркуляции атмосферы. В регионах с разными по океаничности (континентальности) климатами неодинаково проявляется природная, в том числе и геофизиологическая, зональность, а также имеются специфические комплексы локальных особенностей. Они обусловлены различием в соотношении прямой и рассеянной солнечной радиации, распределением снега и других факторов, влияющих на геофизиологическую обстановку. Перечислим черты, свойственные океаническим и континентальным климатам умеренных и высоких широт.

Для океанических (морских) климатов характерны: 1) отнесительно теплая зима и прохладное лето, что обуславливает

небольшие амплитуды колебаний температур воздуха в течение года и в суточном цикле; 2) высокая влажность воздуха, большое количество атмосферных осадков, значительное число дней с облачностью; преобладает рассеянная радиация, что обеспечивает сравнительно равномерное попадание лучистой энергии на склоны различной экспозиции; 3) высокая циклоническая деятельность, приводящая, в частности, к сильным ветрам зимой. Это ведет к перераспределению снежного покрова, увеличению его плотности в местах интенсивной ветровой нагрузки и мощности в ветровой тени (депрессиях рельефа, на подветренных склонах), а также в местах, занятых древесной и кустарниковой растительностью.

Черты континентальных климатов проявляются в следующем: 1) в холодной зиме и жарком лете, что определяет большие амплитуды колебаний температур воздуха в течение года. Суточные колебания температур также значительны, особенно летом и в ясную погоду; 2) в относительно низкой влажности воздуха, небольшом количестве атмосферных осадков, в том числе и твердых, большом числе дней со слабой облачностью и ясным небом, преобладании прямой радиации, что обуславливает существенно неравномерное распределение лучистой энергии на склонах различной экспозиции. Причем эта особенность сильнее проявляется при движении от высоких к низким широтам; 3) в ослабленной циклонической деятельности, особенно в течение зимы; в это время преобладает антициклональное состояние атмосферы со слабыми ветрами, которые не приводят к перераспределению снежного покрова и уменьшению его плотности.

В формировании климата и температурного режима пород криолитозоны роль горных сооружений, являющихся орографическими барьерами, велика и многообразна. Горы отклоняют воздушные потоки за счет фронтального действия, возмущают структуру этих потоков, воздействуя на их динамику, чем определяют положение барических центров, вызывают повышенную конденсацию и выпадение осадков на подветренных склонах. Это приводит к *климатической* и, как следствие, к *геокриологической асимметрии* склонов горных сооружений: на более влажных и заснеженных температурах поверхности Земли и пород выше, чем на сухих и малоснежных. Такого рода асимметрия характерна для западного и восточного склонов Уральского хребта, северо-западных и юго-восточных склонов гор Байкальской области и др.

Характер циркуляции атмосферы обуславливает изменение ее температурного режима с высотой — высотную климатическую поясность. Для территорий с циклональным типом циркуляции и океаническим климатом характерно понижение температур с высотой, составляющее в свободной тропосфере в среднем  $1^\circ$  на 213 м подъема. Такой тип климатической высотной поясности называется *нормальным*, или



океаническим (морским). Для него характерны уменьшение величин теплового баланса, достаточно монотонное понижение температуры воздуха с высотой, начиная от поверхности моря или сопредельных с горами равнин, уменьшение амплитуд колебаний температур воздуха, возрастание суммы осадков до высот 4000—5000 м, а затем их некоторое снижение и т. д. В прямой связи с ним находится и морской тип геокриологической поясности (II.3). Рассматриваемый тип климатической (и геокриологической) поясности характерен для Альп, Кавказа, гор Скандинавского полуострова, Урала, Путорана, Камчатки и Корякии.

Вторым является инверсионный тип высотной климатической поясности. Общая циркуляция атмосферы над севером Евразии создает условия для развития в течение холодного периода года инверсионного распределения температуры воздуха в нижней части тропосферы. Оно связано с радиационным выхолаживанием почв и приземных слоев воздуха и выражается в более низких температурах этих слоев на равнинах и в депрессиях горного рельефа. Температура воздуха повышается с высотой до некоторого уровня, называемого *потолком инверсии*, который неодинаков для разных районов и меняется примерно от 800—1000 до 1200—1600 м (рис. II.4). Выше происхо-

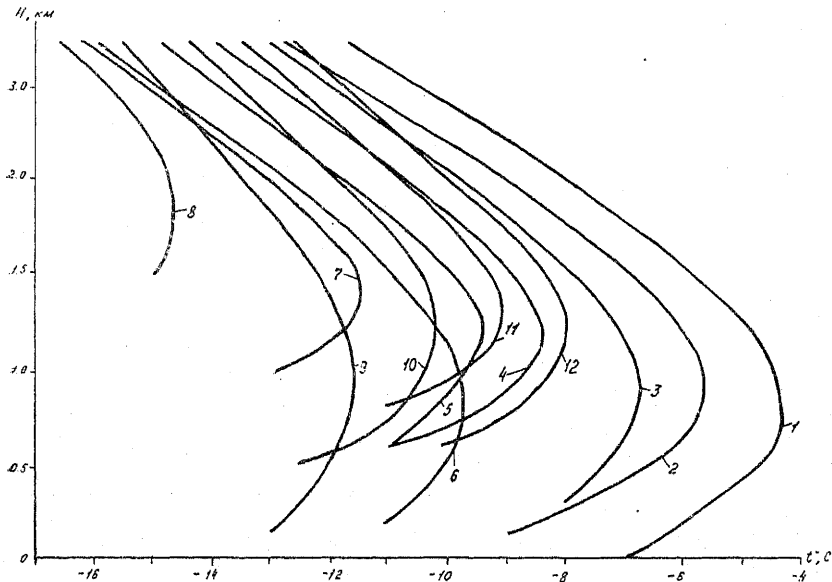


Рис. II.4. Температурные профили нижней тропосферы севера Азии вдоль широты Полярного круга на разной долготе (по материалам Аэроклиматического атласа..., 1963);

1 — 70° в. д.; 2 — 80° в. д.; 3 — 90° в. д.; 4 — 100° в. д.; 5 — 110° в. д.; 6 — 120° в. д.; 7 — 130° в. д.; 8 — 140° в. д.; 9 — 150° в. д.; 10 — 160° в. д.; 11 — 170° в. д.; 12 — 180° в. д.

дит нормальное понижение температур воздуха с высотой, свойственное районам с океаническим климатом. Таким образом, выделяются нижний инверсионный и верхний нормальный климатические пояса. П. А. Луговой, Е. А. Втюрина и другие считают, что существуют три климатических высотных пояса: нижний — инверсионный, средний (промежуточный) с изотермическим по высоте распределением климатических параметров и верхний — нормальный. Средний пояс связывается П. А. Луговым (1970) с наибольшей влажностью и облачностью атмосферы, высоким количеством выпадающих осадков, сильной конденсацией влаги и т. д.

Разница между максимальной температурой воздуха у потолка инверсии и температурой приземного слоя называется *глубиной инверсии*. В январе по меридиану  $80^\circ$  в.д. эта величина в приполярных районах Западной Сибири составляет  $6-8^\circ\text{C}$ , в Казахстане она уменьшается до  $3-5^\circ\text{C}$ , а в горах Средней Азии практически исчезает. В Якутии вдоль меридиана  $140^\circ$  в.д., пересекающего самую холодную и высококонтинентальную область Сибири, глубина инверсии очень велика: на побережье Северного Ледовитого океана она составляет  $10-12^\circ\text{C}$  при потолке инверсии  $1,5-2$  км; в горах (хр. Сунтар-Хаята) —  $16-20^\circ\text{C}$  при потолке инверсии до  $2,5-3$  км. По широтному профилю через Северную Евразию устойчивая климатическая радиационная инверсия начинает проявляться за Уралом и прослеживается на юге до Байкала, а севернее — до восточного склона Охотско-Чукотской горной области, обращенного к Тихому океану. В Забайкалье радиационная инверсия температур воздуха не имеет регионального развития, а проявляется только орографическая инверсия в межгорных впадинах (Луговой, 1970).

Радиационная инверсия температур воздуха является следствием сильного выхолаживания поверхности Земли и прилегающего к ней слоя тропосферы. Благоприятствуют такому выхолаживанию антициклональное состояние атмосферы, слабая облачность и сухость воздуха, что связано с недостатком приноса в области развития инверсии адвекционного тепла и тепла конденсации из более теплых и влажных территорий в результате блокирования меридионального и частично зонального переноса горами. В результате чего и формируется Азиатская область высоких давлений. При инверсии у поверхности создается слой воздуха с наиболее устойчивой термической стратификацией и очень низкой подвижностью. Вертикальные перемещения внутри этого слоя и взаимодействие с расположенными выше слоями сведены здесь к минимуму. Разрушается инверсионный слой в результате нагревания (весной) или при вторжении подвижных воздушных масс, вызывающих его турбулентность.

В горных районах проявляется *орографическая инверсия*, которая в Верхояно-Колымской горной области накладывается

на радиационную, а в Забайкалье является основной. Причиной орографической инверсии является большая поверхность охлаждения в горах, чем на равнинах, возрастающая с высотой. Доля отраженной радиации из-за более длительного существования снега зимой и более высокая затененность днищ узких долин рек по сравнению со склонами, междуречьями и вершинами. Охлажденный и более тяжелый воздух с вершин и склонов стекает в долины, движется по ним вниз, постепенно заполняя межгорные впадины и крупные долины, проникая по ним на низменности, обрамляющие горы. Например, массы холодного тяжелого воздуха поступают из Верхояно-Чукотской области на южную часть приморских арктических низменностей, создавая здесь зимой орографическую климатическую инверсию  $t_b$ . При удалении от предгорий инверсия исчезает и сменяется нормальным типом высотной климатической поясности, характерным для зоны восточного арктического переноса.

Инверсионное распределение температур воздуха господствует в зимнее время. Летом оно сохраняется обычно только в ряде внутриконтинентальных горных регионов, где орографические барьеры блокируют перенос влажных воздушных масс в сторону океанов. При этом глубина летних инверсий температур воздуха меньше зимних. На Дальнем Востоке и в Забайкалье, т. е. в регионах, в которые проникают муссонные ветры с востока, летняя инверсия отсутствует. Однако здесь, как и в ряде других областей с циклональной активностью атмосферы в летнее время, инверсия температур воздуха может проследиваться в среднегодовом выводе. Однако ее глубина и значения градиентов повышения температур с высотой в нижнем (инверсионном) климатическом поясе уменьшаются.

Климатическая и геофизиологическая поясность в горных областях с континентальным климатом изучены недостаточно вследствие малочисленности, неполноты и сложности получения исходных данных. Большинство метеостанций расположено в долинах (и получаемые данные характерны для них); далеко не на всех ведутся теплораспределительные наблюдения. Вместе с тем климатические характеристики в горах изменяются сложно, часто даже на небольших расстояниях. Получаемые при помощи аэростатов изменения температур с высотой в свободной тропосфере не идентичны изменению температур в приземном слое воздуха. К тому же в днищах долин, на склонах гор, особенно имеющих разную экспозицию, на вершинах гор и междуречьях эти изменения также неодинаковы. Геофизиологические наблюдения в горах еще более малочисленны и отрывочны. Поэтому представления о связях между климатической и геофизиологической высотной поясностью разработаны слабо и носят предварительный характер (II.3). В условиях континентального климата эти связи сложнее, чем в морском климате с нормальной высотной поясностью.

Отметим общую для всех видов климатической поясности закономерность уменьшения амплитуд колебаний температур воздуха с высотой в годовом цикле. Уменьшение амплитуд происходит резче в инверсионном поясе в условиях континентального климата, чем при морском климате. Эта особенность наряду с возрастанием мощности снега с высотой обуславливает понижение континентальности типов сезонного промерзания и оттаивания пород (II.6).

Снежный покров относится к числу важнейших климатических факторов, определяющих как температуру поверхности Земли, так и температуру на поверхности пород ( $t_{пз}$  и  $t_{п}$ ). Влияние снега многообразно и сложно. Качественное влияние снежного покрова на  $t_{п}$  проанализировал В. А. Кудрявцев (1954), который показал, что при очень малых мощностях он может оказать охлаждающее влияние. С возрастанием мощности растет его обогревающее воздействие, которое достигает максимума, а затем начинает снижаться до смены знака влияния. При наличии многолетнего снежника  $t_{п}$  в летнее время не переходят через  $0^{\circ}\text{C}$ . При региональных и зональных оценках влияния снега на температурный режим пород мы имеем дело преимущественно с его обогревающим воздействием.

Снег увеличивает альбедо поверхности Земли и тем больше, чем меньше загрязненность его поверхности, влажность и длительнее период его существования. Увеличение его мощности и плотности (следовательно, и водного эквивалента) приводит к возрастанию затрат тепла на его таяние. За счет этого с широтой местности, а в горах и с высотой снижается радиационно-тепловой баланс и, как следствие, относительно понижается  $t_{п}$ .

Снег является плохим проводником тепла и поэтому предохраняет осенью и зимой почву от выхолаживания, действуя обогревающе. Коэффициент теплопроводности снега ( $\lambda_{сн}$ ) изменяется в пределах от 0,12 до 0,46 Вт/м·К. Минимальные значения  $\lambda_{сн}$  наблюдаются при малой плотности и влажности, а максимальные — при большой плотности и высокой влагонасыщенности (при температурах, близких к  $0^{\circ}\text{C}$ ). Минимальные плотности и  $\lambda_{сн}$  снежного покрова характерны для внутриконтинентальных регионов с зимним антициклоном, где отсутствуют ветровые нагрузки и метелевый перенос (рис. II.5). Напротив, в регионах с циклоническим типом погоды зимой и в верхнем поясе гор имеет высокие плотности и  $\lambda_{сн}$ . В условиях морского климата, где зимой бывают оттепели, снег может иметь большую влажность, плотность и  $\lambda_{сн}$ , причем при понижении температур последняя возрастает за счет образования льда, имеющего высокую теплопроводность ( $\sim 0,5$  Вт/м·К). Во внутриконтинентальных районах на равнинах и в нижнем поясе гор мощности снега невелики и в период наибольших морозов в январе — феврале составляют 30—40 см. Снег здесь залегает равномерно, плотность его невелика, особенно при на-

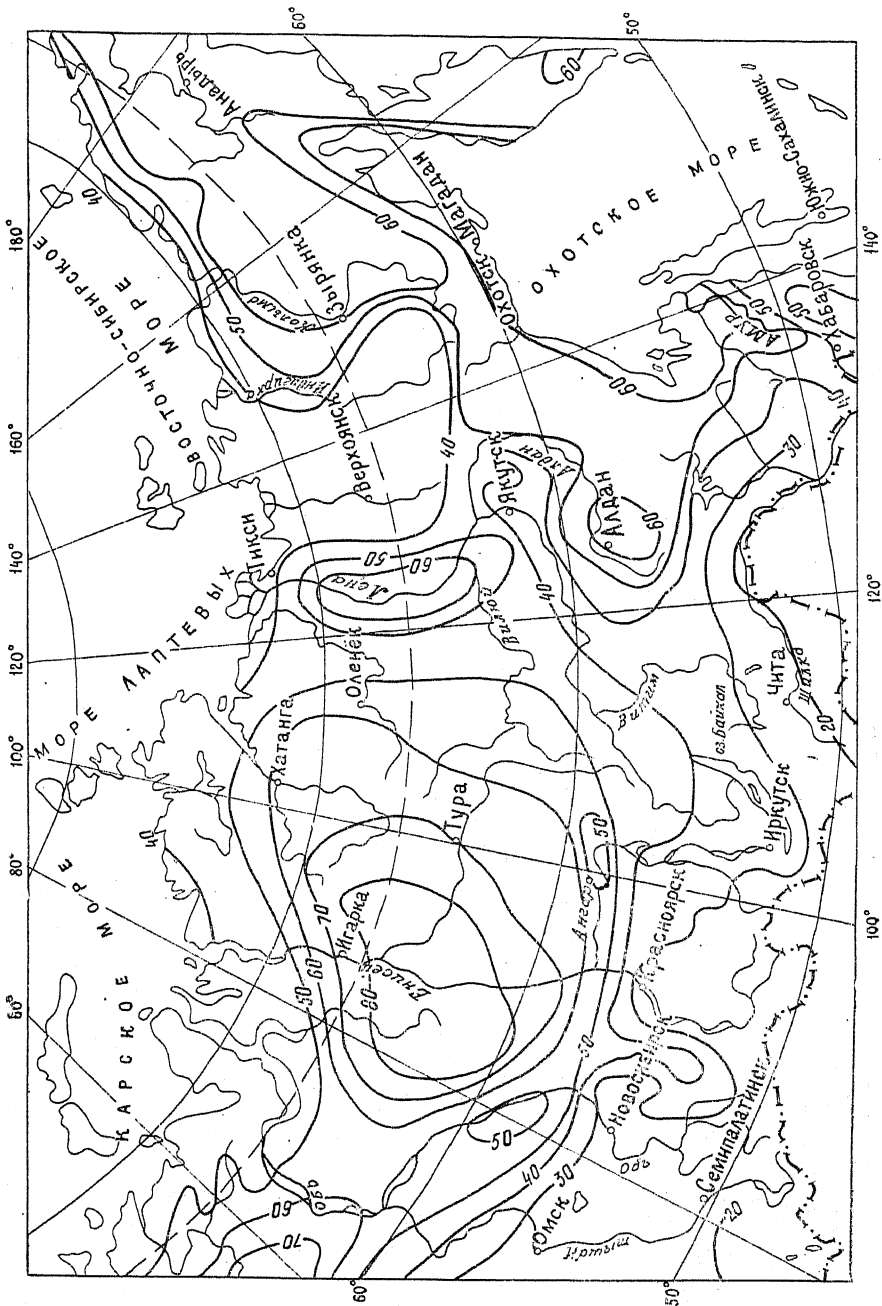


Рис. II.5. Средняя наибольшая декадная высота снежного покрова, см (по Н. А. Мячковой, 1983)

личии травяного покрова и мелких кустарников. Весной он в значительной мере испаряется, причем сходит неодновременно: в лесу, в кустарниках, на затененных участках он сохраняется много дольше, чем на оголенных поверхностях и на склонах южной экспозиции. В областях океанического влияния снежный покров обычно более мощный (до 0,8—1,0 м), подвергающийся ветровому перераспределению и залегающий крайне неравномерно. Минимальные мощности снега бывают на обдуваемых ветром склонах, узких междуречьях, вершинах гряд и холмов; снег максимальной мощности скапливается в логах, на склонах, находящихся в ветровой тени, а также в лесу и зарослях кустарника. Здесь у него не только большая мощность, но и малая плотность и небольшой  $\lambda_{\text{сн}}$ .

Отепляющее влияние снежного покрова возрастает с увеличением амплитуд колебаний температур воздуха (Кудрявцев, 1954; Общее мерзлотоведение, 1978), т. е. от районов с морским к районам с континентальным климатом. Широотно (секториально) удельное обогревающее влияние снега ( $^{\circ}\text{C}/10$  см снега) растет с запада на восток, от Восточно-Европейского сектора к Восточно-Сибирскому. Однако эта закономерность в целом является противоположной тенденции уменьшения мощности снежного покрова в том же направлении. Правда, последняя тенденция усложняется и даже нарушается влиянием на выпадение снега орографических барьеров, барических ложбин и других особенностей циркуляции атмосферы в зимнее время. Поэтому наибольшее обогревающее влияние снега наблюдается в районах с наибольшими его мощностями и резко континентальным климатом, т. е. на обращенных в сторону влагонесущих ветров склонах внутриконтинентальных горных сооружений. Например, северо-западные склоны передовых хребтов Байкальской горной области практически лишены мерзлых пород, а на юго-восточных распространены прерывистые и островные ММП. Мощный снежный покров (0,8—0,9 м) характерен для приенисейской части Западной Сибири, что связано с наличием здесь барической ложбины и влиянием орографического уступа Среднесибирского плоскогорья. Обогревающее влияние снега в условиях континентального климата этого района приводит к смещению к северу южной границы мерзлоты и геозотерм на 150—200 км.

В. А. Кудрявцевым выявлено, что обогревающее влияние снежного покрова возрастает с увеличением теплооборотов, т. е. суммарного количества тепла, проходящего через поверхность почвы за полупериоды охлаждения и нагревания (Общее мерзлотоведение, 1978). Поэтому обогревающее влияние снега бывает наибольшим: при  $t_{\text{ср}}$ , близких к  $0^{\circ}\text{C}$  (вблизи южной границы мерзлой зоны литосферы); при максимальной континентальности климата (в Средне- и Восточно-Сибирском секторах Евразии); при больших влажностях пород слоев сезонного промерзания и протаивания. Последнее условие для юга

Средней и Восточной Сибири выполняется только в заболоченных депрессиях и на низких речных террасах, т. е. локально.

Растительные покровы оказывают разнообразное по величине и направлению воздействие на температурный режим пород. Оно неодинаково проявляется в различных климатических зонах и районах, высотных поясах, а также обычно сочетается с влиянием других природных факторов. В настоящем разделе будут указаны только наиболее общие закономерности влияния различных растительных покровов на температуры пород. С позиции воздействия на температурный режим пород растительные покровы обычно разделяют ярусы: напочвенный (мхи, лишайники, травостой); средний (кустарники) и верхний (древесная растительность).

Напочвенный ярус по особенностям воздействия можно разделить на мохово-лишайниковые и травяные покровы. Мохово-лишайниковые покровы являются теплоизоляторами, препятствуют летнему прогреву почвы, а зимой уменьшают теплоотдачу с поверхности. Они имеют практически повсеместное (интразональное) распространение в области ММП, отсутствуя только в зоне полярной пустыни и в нивально-гляциальном поясе гор. В зонах тундры и лесотундры эти растительные покровы преобладают. Обычно они имеют высокую влажность. Их характерной особенностью является существенное изменение теплопроводности при смене состояний. Коэффициент теплопроводности в талом состоянии невысок и изменяется от 0,1 до 0,7 Вт/м·К и в мерзлом повышается в 1,5—2 раза, достигая 1,2—1,4 Вт/м·К. В результате во столько же раз больше способность моховых покровов задерживать летнее тепло, поступающее в почву, во сколько отдавать его в атмосферу зимой. Слой талого мха мощностью 2—3 см сокращает сумму летних температур в 1,5 раза и более (Павлов, 1984), сильно препятствуя поступлению тепла в грунт. Замерзший моховой покров существенно меньше препятствует теплоотдаче и выхолаживанию грунта в зимний период. В результате в целом преобладает охлаждающее воздействие влажных напочвенных покровов на  $t_{п}$ . На торфяниках часто трудно отделить моховой покров от слаборазложившегося торфа. Свойства их близки между собой. Поэтому их влияние на температуры и глубины сезонного оттаивания пород определяются совместно (II.4).

В ряде случаев при большой мощности снега и раннем его выпадении на влажный промерзший мох результирующее влияние последнего на температуру пород может быть тепляющим. Такие случаи возможны в регионах с океаническими чертами климата, а главное, с сильным ветровым перераспределением снега, преимущественно на низовых болотах и других отрицательных формах рельефа (Север европейской части России, Западная Сибирь, Камчатка).

Влияния мохово-лишайниковых покровов на отражательную способность поверхности и испарение с нее невелики и разно-

направлены. В результате суммарный эффект незначителен. Эти покровы существенно сокращают амплитуды колебаний температур, тем самым уменьшая глубины сезонного оттаивания и промерзания пород.

Травяной покров относительно слабо влияет на теплообмен и температурный режим почвы. А. В. Павловым показано, что при его удалении составляющие теплового баланса подстилающей поверхности изменяются незначительно, поэтому результирующее влияние всех покровов на  $t_n$  также незначительно и не превышает  $+1^\circ\text{C}$ . Незначительным является и сокращение амплитуд колебаний температур под травяными покровами, а следовательно, и их суммарное влияние на глубины сезонного промерзания и оттаивания пород. Травяные покровы иногда способствуют задержанию снега при метелевом переносе, а также уменьшению его плотности и возрастанию теплоизоляционных свойств.

Лесная и кустарниковая растительность сложно влияет на теплообмен почвы и атмосферы, поэтому ее воздействие на температурный режим поверхности почвы меняется как по величине, так и по знаку. Оба яруса растительности изменяют отражательную способность подстилающей поверхности, поглощают солнечную энергию, испаряют влагу во всем объеме, создают застой воздуха или, наоборот, турбулизуют воздушные потоки. Во многом они, а особенно кустарники, определяют условия снегонакопления и свойства снежного покрова.

Величина воздействия лесной и кустарниковой растительности на теплообмен и температурный режим пород связана с геоботанической зональностью. Сомкнутость крон создает эффект затенения, снижающий поток солнечных лучей к поверхности почвы и летний прогрев последней. Весной затеняющий эффект даже в лесах, сбрасывающих листья и хвою, приводит к увеличению сроков схода снежного покрова весной. Теплобалансовые наблюдения, выполненные А. В. Павловым, показали, что альбедо лесов меньше, чем открытых участков; эффективное излучение лесных и безлесных участков в сумме за год не различается, а годовая сумма радиационного баланса леса превышает баланс безлесных участков. С севера на юг увеличиваются поверхность и объем фитомассы лесов, зависящей от их высоты, густоты и плотности, а также сомкнутость крон (СК) основных его ярусов. С увеличением СК уменьшаются проникновение солнечной радиации к поверхности почвы и турбулентный теплообмен. В лесотундровой зоне, в редколесной северной тайге и в кустарниках снижение радиации на поверхности почвы компенсируется уменьшением турбулентного теплообмена. В условиях высокой ветренности, характерной для Восточно-Европейского, Западно-Сибирского и Тихоокеанского регионов, леса и кустарники служат местами скопления мощного и рыхлого снега. В результате  $t_n$  и  $t_{cp}$  в лесах выше, чем



на безлесных участках. С увеличением СК в южной части таежной зоны сокращение прихода радиации бывает столь существенно, что уменьшение турбулентного теплообмена не может его компенсировать. В Западной Сибири вблизи южной границы острова многолетнемерзлых суглинков приурочены к смешанным и темнохвойным лесам (СК 0,7—0,8).

Особенно сильно эта закономерность проявляется в условиях резко континентального климата с высокой долей прямой радиации, характерного для юга Средней и Восточной Сибири. При слабых ветрах в лесной зоне этих областей, в густых еловых, кедровых и даже в сосновых лесах зимой значительная часть снега задерживается на кронах деревьев, а напочвенный снежный покров сокращается. В результате  $t_n$  значительно понижается по сравнению с безлесными участками. Часто к ним приурочены острова ММП, имеющие, например, широкое распространение на Ангаро-Ленском междуречье и на нижней высотной границе мерзлой зоны гор Средней Азии. Так, в Западном Тянь-Шане острова ММП под густыми ельниками обнаружены А. П. Горбуновым на высотах порядка 2—2,5 тыс. м при близких к  $0^\circ\text{C}$  и даже положительных среднегодовых температурах воздуха.

## II.2. ПРИЧИНЫ И ОСОБЕННОСТИ ШИРОТНОЙ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И СЕКТОРИАЛЬНОСТИ

Геокриологическая зональность проявляется в понижении с юга на север среднегодовых температур пород ( $t_{cp}$ ) (рис. II.6), в увеличении сплошности (уменьшении прерывистости) в распространении с поверхности ММП, сокращении размеров таликов и изменении их характера (II.5), в тенденции увеличения глубин сезонного промерзания ( $\xi_m$ ) и уменьшения глубин сезонного протаивания ( $\xi_r$ ) отложений (II—6), а также изменении характера криогенных процессов (III). Все эти показатели обусловлены современными условиями теплообмена и отражают современную геокриологическую зональность. Мощности криолитозоны также имеют тенденцию увеличения с юга на север. Однако в связи с разными по длительности периодами их формирования в их распределении находит отражение геокриологическая зональность прошлого. Геокриологическая зональность, как и другие виды природной зональности, в своей основе обусловлена циркумполярным изменением количества приходящей к поверхности Земли солнечной радиации, с которой связаны  $t_{ля}$ .

Суммарная радиация и радиационный баланс в пределах равнин с юга на север снижаются под влиянием широты и облачности довольно монотонно. При этом направленное влияние облачности на уменьшение суммарной и особенно прямой радиации характерно для регионов с морским климатом и интен-

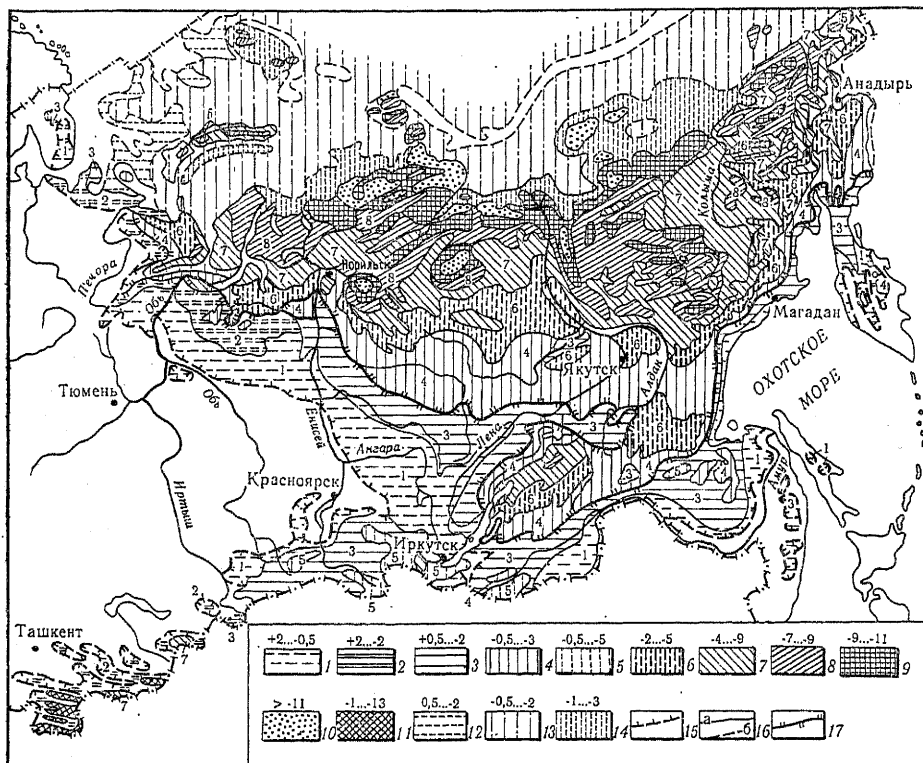


Рис. II.6. Распространение и среднегодовые температуры пород криолитозоны России и сопредельных государств (по К. А. Кондратьевой, 1986): 1—14 — среднегодовые температуры пород: 1—11 — субарктическая криолитозона: 1—3 — южная геокриологическая зона, 1 — спорадическое и редкоостровное распространение (мерзлые породы не превышают 25% площади зоны); 2 — массивно-островное (25—75%); 3 — прерывистое (75—90%); 4—11 — северная геокриологическая зона, сплошное распространение мерзлых пород; 12—14 — криолитозона арктического шельфа; 15 — южная граница распространения мерзлоты; 16 — граница мерзлотных подзон субарктических (а) и субмаринных (б); 17 — граница северной и южной геокриологических зон

сивной циклонической деятельностью (см. II.1). Однако различия в особенностях циркуляции атмосферы, в ее влагонасыщенности и облачности не изменяют в целом широтного характера распространения суммарной радиации (Алисов, 1969).

Известно, что распределение изотерм породы не связано прямо с величинами приходящей радиации и даже радиационно-тепловым балансом подстилающей поверхности. Оно зависит от условий теплообмена на поверхности пород, а также от их состава и свойств в слоях сезонного промерзания и оттаивания (Общее мерзлотоведение, 1978; Павлов, 1979; Гаврилова, 1981). Между тем именно широтный характер изменения поступления солнечной радиации к поверхности Земли — веду-

щая причина геокриологической зональности. Обусловлено это следующим. Согласно закону Кирхгофа, тела, не имеющие собственных источников тепла и находящиеся в потоке лучистой энергии в равновесном состоянии, излучают столько энергии, сколько они поглощают. К таким телам могут быть отнесены и приповерхностные горизонты пород, где количество энергии, получаемой от Солнца, примерно на три порядка выше, чем поступление внутрискладового тепла. В соответствии с законом Стефана абсолютная температура абсолютно черного тела ( $T$ ) пропорциональна корню четвертой степени из интегрального излучения  $E(T) : T = \sqrt[4]{\frac{E(T)}{C}}$ , где  $C = 2,08 \cdot 10^7$  кДж/м<sup>2</sup>·ч.

Известно, что реальные природные тела по своей способности к излучению мало отличаются от абсолютно черного тела. Таким образом, температура верхних горизонтов пород тем ниже, чем меньше поток приходящей на их поверхность солнечной энергии. Последний убывает с увеличением широты местности, и соответственно снижаются излучение и  $t_{\text{гв}}$ .

Уменьшение суммарной радиации зонально с юга на север сопровождается повышением альбедо подстилающей поверхности, которое в годовом цикле возрастает в силу увеличения времени существования снежного покрова (см. табл. II.1). Высокая отражательная способность снега особенно сильно проявляется весной, что приводит к увеличению доли отраженной и уменьшению доли поглощенной и трансформированной в тепло лучистой энергии. Возрастают затраты тепла на таяние снега. Следствием этих изменений являются дополнительное понижение  $t_{\text{ср}}$  к северу, увеличение площади распространения, сокращение размеров таликов (см. II.4), уменьшение глубин сезонного оттаивания пород и т. д.

Геокриологическая секториальность. Рассмотрение положения южной границы распространения ММП и общих тенденций изменения их температур в пределах Северной Евразии показывает, что современная геокриологическая зональность по-разному проявляется в пределах крупных регионов. По положению южной границы распространения многомерзлых пород и другим геокриологическим особенностям выделяются Восточно-Европейский, Западно-Сибирский, Средне-Сибирский, Восточно-Сибирский и Тихоокеанский регионы — сектора. Последний включает Камчатку, Восточную Чукотку (Корякию) и полосу вдоль побережья Охотского моря. Менее контрастно меняется положение южной границы мерзлоты в Северной Америке. Последняя смещена к югу больше в центральной части континента по сравнению с западной и восточной окраинами. Причины этих различий лежат в характере климата, важные черты которого в Северной Евразии меняются, во-первых, по мере удаления от Атлантического океана на восток, что обусловлено западным широтным переносом, во-вто-

рых, особенностями меридиональной циркуляции (см. II.1). В целом в этом направлении уменьшается океаничность климата и увеличивается его континентальность. Океанические или континентальные черты климата крупных регионов северного полушария обуславливают различия в проявлении в их пределах геофизиологической зональности. В результате выделяются геофизиологические сектора, в пределах которых неодинаковы широтное положение южной границы ММП, занятая ими территория, зональные изменения показателей геофизиологических условий (в первую очередь  $t_{cp}$ ) (табл. II.2). При сравнении геофизиологических условий секторов прослеживается закономерное изменение типов сезонного оттаивания и промерзания отложений по континентальности (II.6), некоторых криогенных процессов и явлений (например, криогенного трещинообразования и развития полигонально-жильных структур). Геофизиологическая секториальность связана с особенностями океанических и континентальных климатов в пределах субарктических и умеренных климатических поясов (см. II.1). Основной причиной различий в теплообмене на поверхности Земли и формировании температурного режима пород в условиях океанического и континентального климатов является оранжерейный (парниковый) эффект (Общее мерзлотоведение, 1978). Приходящий к поверхности Земли поток солнечной радиации имеет максимум в области коротковолновой ультрафиолетовой части спектра. Коротковолновое излучение легче проходит через насыщенную парами воды атмосферу по сравнению с длинноволновым (инфракрасным) излучением. Последнее в большей степени отражается от поверхности облаков и существенно рассеивается в атмосфере, нагревая ее. В этом основная причина увеличения доли рассеянной радиации и уменьшения прямой в суммарной солнечной радиации в условиях океанических климатов с высокой влажностью атмосферы и большой облачностью по сравнению с климатами внутриконтинентальных районов.

Поток лучистой энергии, достигающий поверхности Земли, частично отражается, частично идет на ее нагревание. В результате поверхность Земли начинает излучать энергию, которая уже имеет максимум в области длинноволновой инфракрасной части спектра. Часть противотока лучистой энергии уходит в мировое пространство, другая часть идет на прямой нагрев атмосферы. При этом значительная доля лучистой энергии, лежащая в длинноволновой части спектра, многократно отражается от облаков и в плотных, насыщенных водой и углекислым газом слоях атмосферы, способствуя в итоге их нагреванию и повышению температуры приземных слоев атмосферы и поверхности Земли. В результате в приземной части атмосферы как бы происходит сгущение энергии, идущей на повышение средней температуры воздуха и поверхности Земли (Общее мерзлотоведение, 1978). В условиях высокой увлажненности значительная часть тепла тратится на фазовые

## Геокриологическая секториальность Евразии

| Геокриологические особенности  | Название регионов секторов             |   |   |  |  |  |  |               |            |  |
|--|--|---|---|--|--|--|--|---------------|------------|--|
|  | Восточно-Европейский                   |   | Западно-Сибирский                           | Среднесибирский  |  | Восточно-Сибирский   |  | Тихоокеанский |            |  |
|  | 45° в. д.                              | 61° в. д.                                   | 70° в. л.                                   | 92° в. д.  | 105° в. д.   | 138° в. д.   | 150° в. д.                             | 144° в. д.    | 163° в. д. |  |
| Положение южной границы, градусы северной широты (на равнинах)                 | 65°30'                                 | 66°30'                                      | 60°   | 60°  | 50°  | 58°  | 60°                                    | 49°           | 58°        |  |
| Протяженность мерзлой зоны с юга на север, км                                  | 250                                    | 360   | 1600  | 1500   | 3100   | 1500   | 1350                                   |               |            |  |
| Диапазон изменения $t_{\text{ср}}$ , °С (на равнинах) по меридиану по региону  | 0...-2<br>0...-6                       | 0...-5                                      | 0...-9<br>0...-10                           | 0...-10<br>0...-15   | 0...-13  | 0...-8<br>0...-15  | 0...-9                                 | 0...-5        |            |  |
| Широтный градиент температур, °С/100 км  | 0,8                                    | 1,4   | 0,6   | 0,7  | 0,4  | 0,5  | 0,6                                    |               |            |  |
| Характерные типы сезонного оттаивания пород по континентальности (на равнинах) | от умеренно морских до континентальных | от континентальных до резко континентальных | от континентальных до резко континентальных | от повышено континентальных до особо резко континентальных | от повышено континентальных до особо резко континентальных | от повышено континентальных до особо резко континентальных | от умеренно морских до континентальных |               |            |  |

превращения воды. Это обуславливает небольшие суточные и годовые колебания температуры воздуха и поверхности почвы. Явление оранжерейного эффекта в наибольшей степени проявляется на морских побережьях и снижается по мере удаления от них в глубь континента. Поэтому на одних и тех же широтах по мере уменьшения влажности атмосферы, облачности и, как следствие, уменьшения оранжерейного эффекта температуры воздуха понижаются. Естественно, что это сказывается и на понижении  $t_{п}$  и  $t_{ср}$ , возрастании сплошности мерзлых пород в регионе, в том числе более южном положении их границы.

В условиях сухого резко континентального климата в весенне-летний период поток прямой лучистой радиации легко достигает земли, слабо нагревая атмосферу, но существенно — земную поверхность. Трансформированный поток энергии, излучаемый последней с максимумом в длинноволновой части спектра, также легко проходит атмосферу с низким содержанием паров воды и уходит в мировое пространство. В летнее время это приводит к сильному нагреванию поверхности Земли днем и радиационному выхолаживанию (вплоть до перехода через  $0^{\circ}\text{C}$ ) ночью. Суточная амплитуда колебаний температур поверхности велика. Зимой маломощный покров снега, холодный сухой воздух, отсутствие облачности в условиях антициклональной погоды создают благоприятные условия для радиационного выхолаживания, приводящего к сильному понижению температуры поверхности почвы и приземных слоев воздуха. В результате при небольшом оранжерейном эффекте в континентальном климате велика годовая амплитуда колебаний температур воздуха и поверхности почвы. Следствием этого являются глубокое сезонное промерзание или оттаивание пород, активное проявление криогенных процессов (например, криогенного трещинообразования).

Геокриологическая секториальность в умеренных широтах северного полушария формируется под влиянием западного глобального переноса (см. II.1). Результатом этого является существенно более глубокое проникновение влагонесущих масс воздуха с запада на восток, чем в противоположном направлении. Особенно ярко это проявляется в Северной Евразии, где влажные массы воздуха, формирующиеся над Атлантическим океаном, проникают, постепенно иссушаясь, вплоть до горных цепей Восточной Сибири. Наличие орографических барьеров, вытянутых в субмеридиональном направлении (Урал, уступ Среднесибирского плоскогорья, горы Верхоянья и Прибайкалья), позволяет четко выделить сектора (см. табл. II.2). В их пределах степень континентальности климата различна, а южная граница распространения ММП занимает различное широтное положение, ступенчато смещаясь к югу при переходе от сектора к сектору. В пределах каждого из указанных секторов она также плавно изменяет свое положение, преимущест-

венно в юго-восточном направлении. Особенно отчетливо это проявляется в Среднесибирском секторе.

Напротив, перенос воздушных масс с Тихого океана на запад в высоких и умеренных широтах ограничен, чему способствует наличие зимой мощного Сибирского антициклона, в целом низкие температуры морских вод в западной части Тихого океана и в Охотском море, которое зимой замерзает. Большим препятствием являются орографические барьеры горных цепей Камчатки, Корякии и гор Охотско-Чукотского вулканического пояса. Они задерживают движение воздушных масс со стороны Тихого океана, создавая резкие различия в климате и геокриологических условиях склонов горных сооружений, обращенных на восток — в сторону океана и на запад — во внутриматериковую область. Проникновение теплых муссонных ветров, несущих большое количество влаги, характерно для юга Дальнего Востока в летние месяцы. Этому способствует и рельеф региона — наличие крупных депрессий, имеющих широкое простираие и открытых в сторону Тихого океана.

По-иному западно-восточный перенос формирует секториальность в умеренных и высоких широтах Северной Америки. Воздушные потоки, образующиеся над восточной частью Тихого океана и движущиеся на североамериканский континент, отличаются высокой влагонасыщенностью. Значительная часть осадков выпадает в пределах Кордильер, вызывая формирование на Аляске крупного горно-долинного оледенения. Далее к востоку эти воздушные массы практически не встречаются на своем пути орографических препятствий. Их иссушение и связанное с этим повышение континентальности климата происходят к востоку постепенно. Кроме того, Североамериканский континент не имеет орографических барьеров ни с юга, ни с востока, ни со стороны Атлантического океана, что способствует формированию на его восточной периферии морского климата. Поэтому условно в субарктическом и умеренном поясах Северной Америки можно выделить три сектора, отличающиеся по континентальности климата, положению южной границы ММП и проявлению геокриологической зональности: Тихоокеанский, Центральный и Атлантический. Границы между ними условны. В Центральном секторе, с наиболее континентальным и сухим климатом, граница ММП занимает наиболее южное положение. Она плавно смещается к северу в направлении побережий Тихого и Атлантического океанов.

### **III. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ ВЫСОТНАЯ ПОЯСНОСТЬ, ЕЕ ТИПИЗАЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВЫСОТЫ И ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ ОРОГЕНОВ**

Геокриологическая высотная поясность выражается в закономерном изменении с высотой местности таких геокрио-

логических характеристик, как распространение многолетне-мерзлых и талых пород с поверхности, их среднегодовых температур ( $t_{\text{ср}}$ ), типов и глубин сезонного промерзания ( $\xi_{\text{м}}$ ) и оттаивания ( $\xi_{\text{т}}$ ) пород (II.6), криогенных процессов и явлений (III). Геокриологическая поясность тесно связана с климатической (геоботанической и почвенной) поясностью. Проявляется геокриологическая поясность преимущественно в горных регионах, но элементы ее прослеживаются также на плоскогорьях, плато и в отдельно стоящих горах.

Геокриологическая поясность как система изменения с высотой показателей геокриологических условий проявляется многообразно и сложно. В настоящем разделе рассматривается преимущественно изменение с высотой распространения мерзлых и талых пород и их температур, т. е. температурная геокриологическая поясность, являющаяся основой изменения других составляющих криогенеза. Она зависит от характера климатической поясности (но не отождествляется с ней), от географического положения и макроморфологии горной области, от относительных и абсолютных высот, положения горных хребтов по отношению к несущим влагу воздушным массам.

Геокриологические условия, в том числе и высотная поясность  $t_{\text{ср}}$ , горных областей криолитозоны до сих пор изучены слабо. Представления о них базируются на немногочисленных фактических данных, а также на теоретических разработках по связям геокриологических и климатических параметров. Такой подход впервые был предложен и успешно реализован В. А. Кудрявцевым (1954) (см. I.2). В дальнейшем в разработку этой проблемы внесли свой вклад И. Я. Баранов (1960, 1965), П. А. Луговой (1970), И. А. Некрасов (1976), Е. А. Втюрина (1970), А. П. Горбунов (1986) и др.

Геокриологическая поясность температур пород имеет общие черты и причины с климатической.

1. В горных районах с высотой уменьшаются плотность атмосферы, содержание паров воды,  $\text{CO}_2$  и, как следствие, становится меньше оранжерейный эффект. Это приводит к понижению  $t_{\text{в}}$  и  $t_{\text{д}}$ .

2. С высотой меняется соотношение жидких и твердых осадков в сторону возрастания количества снега, удлиняются сроки его существования. Это увеличивает альбедо поверхности и долю отраженной радиации; до снеговой линии возрастают затраты тепла на таяние снега. Все это способствует понижению температуры приземных слоев воздуха и почвы.

3. С высотой увеличивается ветровая деятельность. Это приводит к адвективному выхолаживанию поверхности Земли, а на больших высотах к сближению среднегодовых температур воздуха, пород, льда и фирна горных ледников.

4. Количество приходящей на единицу горизонтальной поверхности суммарной солнечной радиации в горах и на сопредельных равнинах на той же широте близки между собой.



Вместе с тем изрезанность горного рельефа увеличивает интегральную площадь поверхности, по которой распределяется лучистая энергия Солнца и, следовательно, уменьшается ее удельное количество. Это обуславливает общее понижение температуры поверхности пород как тел, не имеющих собственных источников тепла. Указанный процесс сходен с тем, который обуславливает широтную геокриологическую зональность (см. II.2).

Все указанные выше общие причины высотной поясности проявляются в различных географических (широтнo-зональных, орографических, ландшафтных, климатических и др.) условиях, которые усложняют (затушевывают или делают более контрастным) их действие. В этой связи следует особо подчеркнуть сложные законы формирования климата в горах и их малую изученность (см. II.1).

На уровне современных знаний принимается, что существуют два основных типа климатической и геокриологической поясности: *океанический (морской)* и *континентальный* (II.1). Имеющиеся данные показывают наличие в большинстве случаев прямого соотношения климатической и геокриологической поясностей для орогенов с океаническим климатом. При океаническом типе геокриологической поясности с повышением высоты местности понижаются температуры воздуха, пород, увеличивается сплошность ММП, уменьшаются число и площадь радиационно-тепловых таликов, на них возрастают глубины сезонного промерзания, а глубины сезонного оттаивания отложений на мерзлых массивах уменьшаются. Возрастают и мощности мерзлых толщ, особенно в горных массивах, сложенных скальными породами. Это связано с малой инерционностью скальных ММП и достаточно тесным соответствием  $t_{cp}$  и мощностей мерзлых толщ (см. V). В некоторых регионах (Камчатка, Охотское побережье) вблизи южной окраины криолитозоны при морском типе климата проявляются некоторые особенности, свойственные нижнему поясу континентального типа геокриологической поясности, описанному ниже. Здесь в депрессиях рельефа распространены ММП, приуроченные к выпуклым массивам торфяников и повышенным элементам рельефа долин, сложенных суглинками. Причиной их мерзлого состояния и относительно низких  $t_{cp}$  являются сдувание снега при сильных ветрах и сильное влияние температурной сдвижки в СТС. На склонах и низких междуречьях при этом сохраняются положительные температуры пород за счет повышенной мощности снега.

Неодинаковы точки зрения о соотношении климатических и геокриологических поясов в горах с континентальным типом климата (рис. II—7). П. Н. Луговой (1970) считает, что трем климатическим поясам соответствуют три геокриологических. В нижнем поясе низкие  $t_{cp}$  характерны для днищ долин и депрессий, здесь максимальное распространение имеют ММП.

В среднем поясе геокриологические условия наиболее мягкие: высокие температуры пород, в южных районах криолитозоны прерывистое и островное распределение ММП или даже их отсутствие. Для верхнего пояса типично увеличение суровости климатических и геокриологических условий с возрастанием высоты местности.

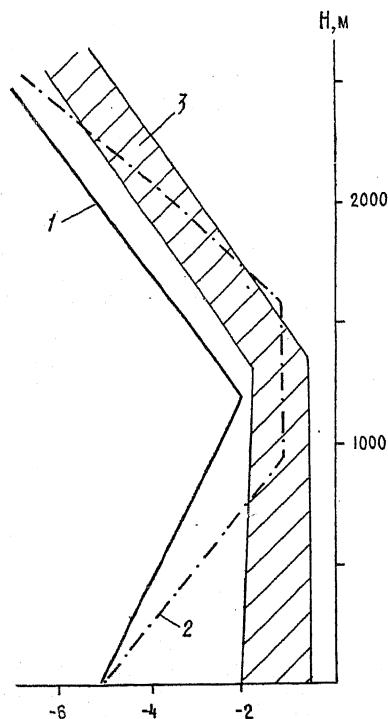


Рис. II.7. Схема высотной геокриологической поясности континентального типа по В. А. Кудрявцеву (1), П. Н. Луговому (2) и И. А. Некрасову (3)

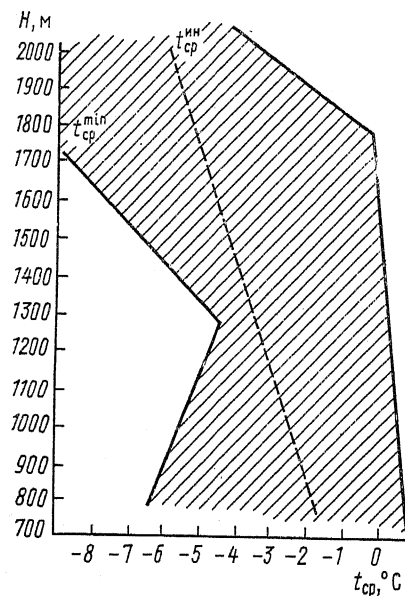


Рис. II.8. Распределение среднегодовых температур пород минимальных ( $t_{ср}^{min}$ ), максимальных ( $t_{ср}^{max}$ ) и интегральных ( $t_{ср}^{ин}$ ) в хр. Удокан

И. А. Некрасов (1976) на основе анализа криолитозоны Северо-Востока России и юга Сибири считает, что в горных регионах с континентальным климатом существуют два геокриологических пояса. Нижний ограничен днищами долин и депрессий и поверхностью, примерно соответствующей потолку климатической инверсии. Этот пояс он называет «аномальным» в отличие от верхнего — «нормального». В пределах «аномального» пояса  $t_{ср}$  не изменяются по высоте. Они полностью определяются ландшафтными условиями. Для одинаковых ландшафтных таксонов, встречающихся на разных высотах в «аномальном» геокриологическом поясе, характерны одинако-

вые  $t_{\text{ср}}$ ,  $\xi_{\text{т}}$ ,  $(\xi)_{\text{м}}$  и криогенных процессы. Обычно более заболоченным, сложенным глинистыми породами ландшафтам свойственны более низкие  $t_{\text{ср}}$ . Для сухих, сложенных песками или трещиноватыми скальными породами участков характерны более высокие  $t_{\text{ср}}$ , иногда талое состояние пород, глубокое сезонное протаивание или промерзание. Например, такая обстановка характерна для дренированных невысоких междуречий Чульманской впадины в Южной Якутии. Это создает впечатление меньшей суровости геокриологических условий этих междуречий по сравнению с долинами рек, где широко представлены заболоченные, замшелые поверхности, сложенные тонкодисперсными отложениями с высокой льдистостью, часто вмещающими повторно-жильные льды.

Исследования геокриологической поясности в Северном Забайкалье и Южной Якутии, проведенные автором и его коллегами, показали, что высотно-поясные изменения температур пород необходимо характеризовать по двум показателям: во-первых, по экстремальным значениям  $t_{\text{ср}}$ , отражающим контрастность геокриологических условий; во-вторых, по осредненной (интегральной) температуре пород ( $t_{\text{ср}}^{\text{ин}}$ ), соответствующей среднему уровню теплообмена для каждого диапазона высот. Интегральная температура рассчитывается по данным геокриологических крупномасштабных съемок по выбранным интервалам высот. Она получается как частное от деления суммы произведений площади каждой ландшафтной единицы (типа местности) и характерной для нее  $t_{\text{ср}}$  на площадь поверхности в каждом выбранном высотном интервале ( $S_{\Delta h}$ ):

$$t_{\text{ср}}^{\text{ин}} = \frac{\sum_{i=1}^n S^i t_{\text{ср}}^i}{S_{\Delta h}},$$

где  $S^i$  — площадь  $i$ -го ландшафта,  $t_{\text{ср}}^i$  — среднегодовая температура пород, характерная для  $i$ -го ландшафта.

Рассмотрение данных по  $t_{\text{ср}}$  более чем в 300 скважинах показало, что в интервале от 800 (днище Верхнечарской впадины) до 2000 м (гольцовый пояс хребтов Удокан и Кодар) диапазон их значений существенно не меняется с высотой. При этом наиболее низкие  $t_{\text{ср}}$  связаны, во-первых, с заболоченными тундровыми поверхностями, сложенными оторфованными тонкодисперсными породами и приуроченными к днищу впадины и плоским седловинам, во-вторых, с крупноглыбовыми курумами, имеющими наибольшее распространение в гольцовом поясе гор. Высокие отрицательные значения  $t_{\text{ср}}$  больше свойственны песчаным и щебнисто-дресвяным отложениям, хорошо дренированным, покрытым древесной растительностью и приуроченным к склонам южной экспозиции, террасам рек и др. К этому следует добавить, что  $t_{\text{ср}}$  в гидрогенных таликах в целом увеличиваются с понижением абсолютных высот местности. Это за-

кономерно связано с более высокими температурами вод в озерах и реках, с большей обводненностью грунтово-фильтрационных таликов, с наличием напорно-фильтрационных таликов, по которым идет разгрузка термальных вод. Поэтому температурные условия днищ межгорных впадин и долин рек в их среднем и нижнем течении контрастнее, чем горных массивов и долин рек в их верховьях.

Анализ соотношения площадей, занятых высоко- и низкотемпературными породами, показывает, что площади последних сокращаются от днищ депрессий к вершинам низкогогорного уровня рельефа за счет замещения «маревых» (тундровых) ландшафтов таежными. Выше, в средне- и высокогорье, начинают превалировать ландшафты гольцового пояса с курумами, обвалами, осыпями, сложенными крупноглыбовыми породами с характерными для них низкими  $t_{\text{ср}}$  (см. II.4). В результате  $t_{\text{ср}}^{\text{мн}}$  понижается (рис. II.8), хотя до абсолютных высот порядка 2000 м сохраняются участки с высокими  $t_{\text{ср}}$  (например, южные, хорошо прогреваемые склоны).

Таким образом, при континентальном типе высотной поясности для геофизиологических условий характерно следующее. С высотой диапазон вариаций  $t_{\text{ср}}$  изменяется слабо; в днищах долин и депрессий преобладают «низкотемпературные» ландшафты, которые замещаются «высокотемпературными» в таежном поясе гор, преобладающими до «потолка инверсий».

В нижней части верхнего геофизиологического пояса (в ярусе перехода от горно-таежного к гольцовому поясу и в нижней части последнего) начинают превалировать холодные ландшафты каменных россыпей, осыпей и курумов. Это приводит к понижению  $t_{\text{ср}}^{\text{мн}}$  и в целом к увеличению общей суровости геофизиологических условий. Выше, при переходе к нивально-гляциальному поясу  $t_{\text{ср}}^{\text{мн}}$ , видимо, закономерно понижаются с высотой, хотя их значения и вертикальный градиент изменения при увеличении высоты местности неодинаковы для разных форм рельефа (днищ долин, склонов разной экспозиции и крутизны, водоразделов и др.). Диапазон изменения  $t_{\text{ср}}^{\text{мн}}$  на одном уровне имеет тенденцию к сокращению с высотой местности.

Характер геофизиологической высотной поясности изменяется в зависимости от широтного положения гор. При большой вытянутости горных хребтов с юга на север изменения проявляются и в пределах одной области. На севере Евразии, в горах Верхояно-Колымской складчатой области, на Чукотке, в горах Бырранга и других геофизиологические изменения происходят в отрицательном диапазоне  $t_{\text{ср}}$  при сплошном распространении мерзлых толщ. Вблизи южной окраины мерзлой зоны, где на сопредельных равнинах распространены мерзлые породы, в горах для определенных диапазонов высот характерно прерывистое и островное распространение ММП, а  $t_{\text{ср}}$  имеют как отрицательные, так и положительные значения (Забайкалье, Южная Якутия, горы Камчатки, Сихотэ-Алиня и др.).

Наконец, в горах на юге (в Альпах, на Кавказе, Памире, Тянь-Шане и др.) мерзлые толщи появляются только в верхнем геокриологическом поясе, ниже которого породы талые. Здесь высотная поясность природных условий приводит к изменениям  $t_{\text{ср}}$  только в положительном диапазоне и глубин сезонного промерзания отложений. Из изложенного следует, что существуют *зональные варианты (подтипы) геокриологической поясности: северный, умеренный и южный*. На схеме (рис. II.9)

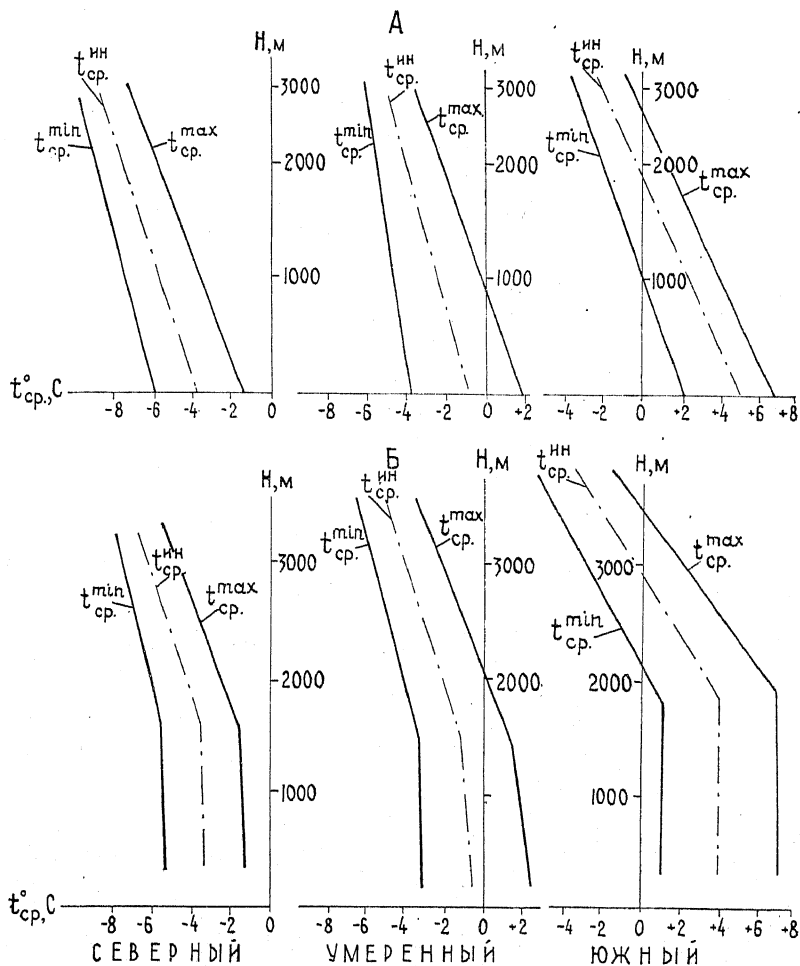


Рис. II.9. Схема морской (А) и континентальной (Б) геокриологической высотной поясности среднегодовых температур пород для северного, умеренного и южного зонального вариантов

показаны диапазоны изменения с высотой  $t_{\text{ср}}$  и  $t_{\text{мин}}$  для морского и континентального типов геокриологической поясности и трех зональных подтипов.

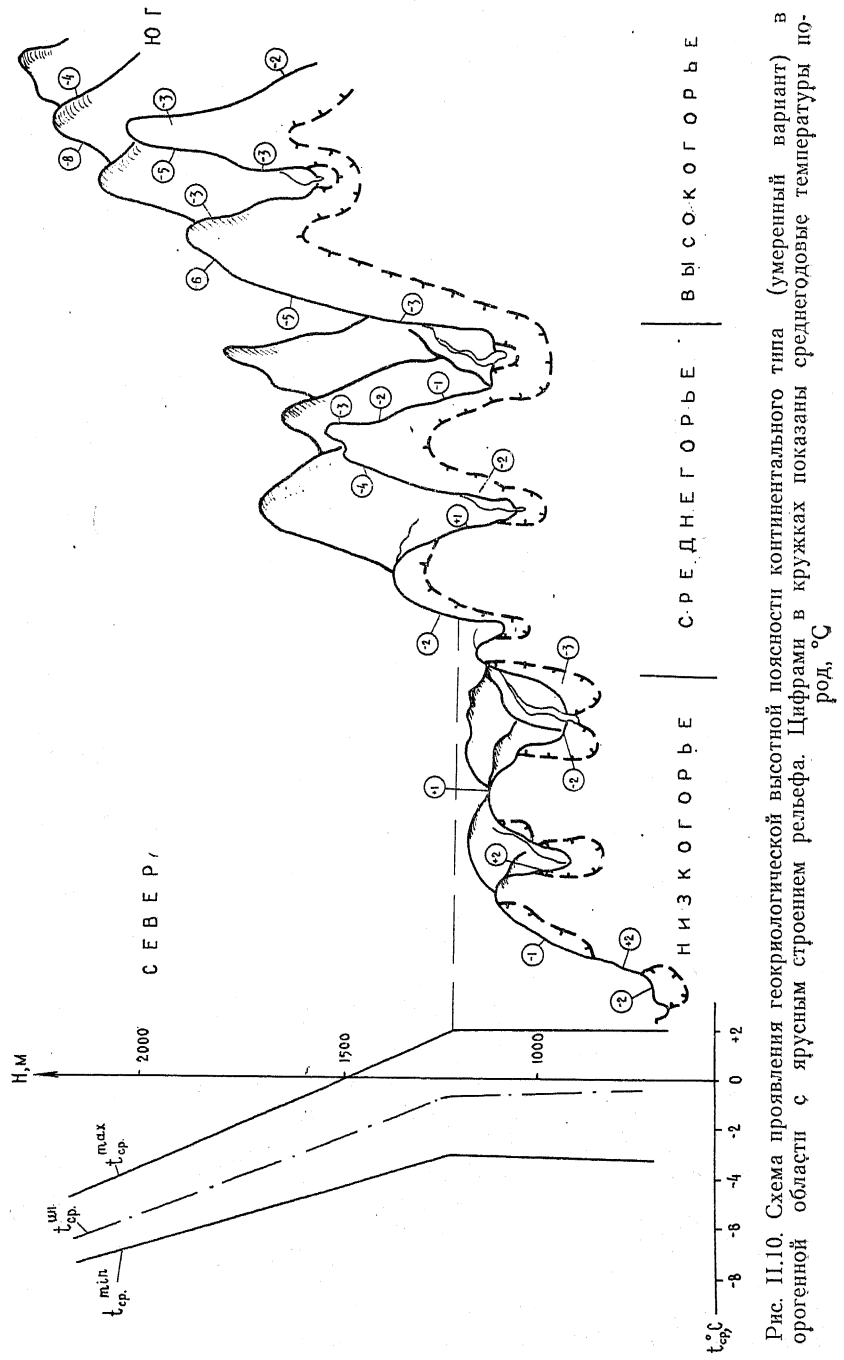


Рис. 11.10. Схема проявления геокриологической высотной поясности континентального типа (умеренный вариант) в орогенной области с ярусным строением рельефа. Цифрами в кружках показаны среднегодовые температурные пороги, °C

Горы отличаются большим многообразием рельефа, что обуславливает разнообразие в изменении геофизиологических условий с высотой при разном диапазоне абсолютных и относительных высот и различном географическом положении гор (Втюрина, 1970). Особенно велико это разнообразие при континентальном типе поясности в горных областях, имеющих несколько ярусов рельефа (рис. II.10). Так, для них характерно возрастание абсолютных высот и расчлененности рельефа от периферии к центру. Поэтому периферийная часть горной области, представляющая собой низкогорье, входит целиком в нижний геофизиологический пояс. В среднегорных районах области днища долин, впадины, склоны и вершины невысоких хребтов входят в нижний, а верхняя часть склонов и высокие вершины — в верхний геофизиологический пояс. Высокогорные районы горной области, где днища долин находятся выше пояса климатической инверсии, т. е. в зависимости от географического положения имеют абсолютные высоты более 1200—2000 м, могут полностью входить в верхний геофизиологический пояс. Соответствующим образом меняются и геофизиологические особенности. В низкогорье  $t_{\text{ср}}$  незначительно изменяются с высотой, в среднегорье в нижнем ярусе рельефа наблюдается сходная закономерность, а выше происходит понижение  $t_{\text{ср}}$  с высотой. В высокогорном поясе от днищ долин и межгорных впадин к водоразделам  $t_{\text{ср}}$  закономерно понижается, достигая наиболее низких значений на вершинах гор с максимальными высотами.

Характер проявления геофизиологической поясности отличается на склонах горных сооружений, имеющих разную ориентацию, во-первых, по отношению к влагонесущим ветрам, во-вторых, по отношению к странам света. В результате существует *орографическая и экспозиционная асимметрия* в проявлении высотной поясности. Экспозиционная асимметрия увеличивается с севера на юг, особенно в условиях континентального климата. Это обусловлено возрастанием прямой солнечной радиации и различий в ее распределении на склонах северной и южной экспозиций. Действия орографической и экспозиционной асимметрии в проявлении поясности могут совпадать, увеличивая контрастность геофизиологических условий разных склонов гор, или не совпадать, нивелируя эти различия. Неодинаковым для разных районов является и градиент изменения  $t_{\text{ср}}$  с высотой при морском типе и в верхнем ярусе континентального типа геофизиологической поясности. Обычно он варьирует от 0,2 до 0,6 °C на 100 м подъема.

В вытянутых по меридиану протяженных горных областях проявляется сочетание геофизиологической поясности с зональностью. Оно приводит к понижению с юга на север температур пород, расположенных на одной высоте (рис. II.11). На южной окраине криолитозоны в условиях морского типа геофизиологической поясности с севера на юг повышается нижняя граница

распространения ММП на склонах гор. Такая закономерность установлена В. А. Кудрявцевым (1954) для Урала и Р. Брауном (Brown, 1968) для Североамериканских Кордильер. Последний подсчитал, что граница ММП повышается в среднем на 175 м на каждый градус широты.

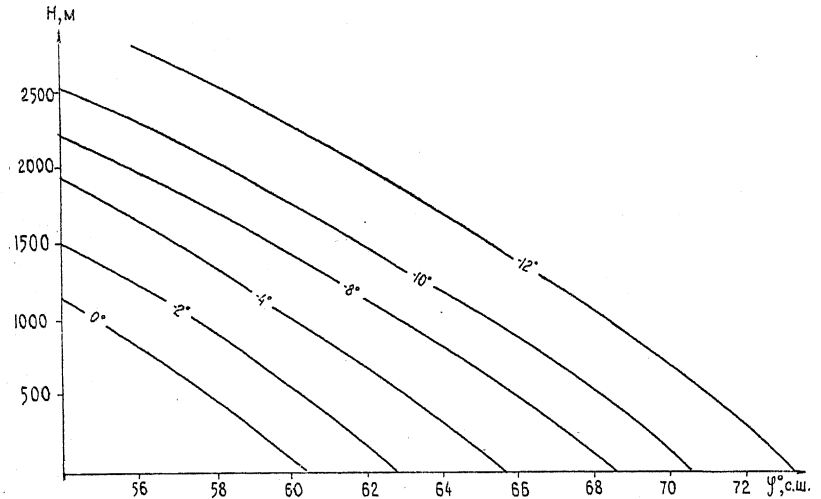


Рис. II.11. Схематический график связи высоты местности (Н), широты (φ) и среднегодовых температур пород (цифры) на склонах и вершинах гор северо-восточной и южной Сибири (по И. А. Некрасову, 1976)

В горах Центрально-Азиатского региона (Горбунов, 1986), расположенного в четырех географических поясах: умеренном (Саур-Тарбатский, Джунгарский Алатау, Тянь-Шань), субтропическом (Памиро-Алай, Гиндукуш, Каракорум, Куньлунь, Наньшань, Тибет, Сине-Тибетские горы, Трансгималаи), тропическом (Западные и Центральные Гималаи) и субэкваториальном (Восточные Гималаи), криолитозона приурочена только к высокогорным областям. Такого характера криолитозона называется *альпийской*, или *высокогорной*. Ее нижняя граница начинается на крайнем севере региона на высотах около 2200 м, а на крайнем юге достигает 5000—5200 м. На каждый градус географической широты она поднимается на 140—150 м по вертикали. В среднеазиатской части этого региона, с характерным для нас сухим резко континентальным климатом, нижняя граница ММП, проходящая на высотах 3000—3500 м, находится существенно выше потолка климатической инверсии. Поэтому для альпийской криолитозоны этого региона характерны закономерное увеличение с высотой сплошности распространения ММП с поверхности и понижение  $t_{ср}$ , а выше границы сплошного их распространения (4000—4500 м) —



понижение  $t_{\text{ср}}$  с градиентом  $0,3—0,4^{\circ}\text{C}$  на 100 м подъема. При этом характерным является сближение среднегодовых температур воздуха и пород (льда), которые на высотах более 6500—7000 м практически равны между собой. По расчетам П. А. Горбунова, наиболее низкие  $t_{\text{ср}}$ , достигающие  $-30^{\circ}\text{C}$ , свойственны высочайшим вершинам Тянь-Шаня, Памира и других, превышающим 7—7,5 тыс. м.

#### II.4. ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

На распространение и среднегодовые температуры талых и многолетнемерзлых пород существенное влияние оказывают такие региональные факторы, как состав отложений, залегающих с поверхности и входящих в слои сезонного промерзания и оттаивания, и рельеф местности.

**Влияние состава отложений** в наибольшей степени сказывается на южной окраине области распространения ММП в пределах равнин, плоскогорий, горных районов Прибайкалья и Забайкалья, а также в том высотном поясе гор Центрально-Азиатского региона, где распространены спорадические, островные и прерывистые мерзлые толщи. Влияние состава отложений на их состояние и  $t_{\text{ср}}$  проявляется через их свойства (теплоемкость, теплопроводность в талом и мерзлом состояниях, проницаемость и др.) в совокупности с условиями залегания, мезо- и микрорельефом поверхности, ландшафтными и климатическими особенностями. На равнинах севера европейской части России и Западной Сибири острова «мерзлоты» на южном пределе распространения приурочены к массивам торфяников и некоторым ландшафтам, литогенная основа которых представлена пылеватыми суглинками и супесями. Для этих регионов характерны зимой сильные ветры, перераспределяющие снег (см. II.1), который сносится с повышенных участков, в том числе и с массивов торфяников. Остающийся снег небольшой мощности (0,1—0,3 м) сильно уплотнен и оказывает слабое тепляющее воздействие. Торф обладает высокой влажностью и существенно различной теплопроводностью в талом и мерзлом состояниях. В условиях значительных амплитуд колебаний среднемесячных температур поверхности температурная сдвигка ( $\Delta t_x$ ) в сезонноталом слое достигает 2 и даже  $3^{\circ}\text{C}$ . За счет этого формируются «острова» мерзлых пород в пылеватых суглинистых отложениях, слагающих элементы мезорельефа, с которых сдувается снег. К ним относятся наветренные склоны, особенно их бровки, гряды и холмы различного происхождения, даже плоские междуречья, занятые «медальонными тундрами». Невысокая проницаемость иногда в сочетании с высокой обводненностью этих отложений в СТС препятствует проявлению тепляющего воздействия летних атмосферных осадков.

Обратим внимание на одну важную особенность приуроченности «островов мерзлоты» к торфяникам и суглинкам. Торфяники Восточной Европы и Западной Сибири накапливались преимущественно в климатический оптимум голоцена в заболоченных понижениях в талом состоянии. В начале позднего голоцена в результате похолодания климата они промерзли, образовав миграционные бугры и «площади» пучения (см. I.3). С этих приподнятых форм криогенного рельефа сдувался снег, способствуя их дополнительному охлаждению. Последующее потепление привело к деградации мерзлых пород на ландшафтах, где скапливался снег: однако в мерзлом состоянии сохранялись торфяные бугры и массивы. Они образовали подзону мерзлых торфяников в «центральной геокриологической зоне» Западной Сибири (Баудин и др., 1967). Севернее, в подзоне прерывистого и зоне сплошного распространения мерзлоты, различия в составе отложений и морфологии поверхности проявляются преимущественно в разнообразии отрицательных  $t_{\text{ср}}$ . Таким образом, особенности распространения мерзлых торфяников и их температурный режим, формирующиеся под влиянием современных условий теплообмена, обусловлены эволюцией геокриологических условий в прошлом, что отличает их от «островов» многолетнемерзлых суглинков.

В Средней и Восточной Сибири преобладает зимой антициклональный характер погоды и отсутствует ветровое перераспределение снега. Здесь на южной окраине мерзлой зоны острова мерзлоты приурочены к суглинкам, слагающим заболоченные и замшелые поверхности речных террас глубоко врезанных долин рек, в которых проявляется температурная инверсия, а также нижние части склонов северной экспозиции и затененные днища логов, заросших густыми ельниками, на кронах которых зимой удерживается значительная часть снега. Таким образом, прослеживается следующая закономерность: во внутренних регионах Евразии с континентальным типом высотной геокриологической поясности в пределах нижнего пояса (умеренный вариант) в мерзлом состоянии находятся пылеватые и оторфованные сильно увлажненные суглинки. Чем южнее широтное положение границы мерзлой зоны, тем ярче проявляется приуроченность мерзлых «островов» и «массивов» к обращенным на север склонам и затененным и заболоченным днищам долин.

В горных регионах и плоскогорьях, на склонах, сложенных крупноглыбовыми образованиями обвалов, курумов, каменных глетчеров, вблизи нижней высотной (или южной) границы «мерзлоты» мерзлое состояние породы приобретают в результате охлаждающего влияния зимней конвекции воздуха и гольцового льдообразования. Благоприятными условиями для этого являются малый снег зимой и затененность летом. Температуры крупноглыбовых, лишенных заполнителя пород с вы-

сокой открытой пустотностью бывают обычно на 2—3 °С ниже, чем  $t_{\text{ср}}$  тонкодисперсных отложений на смежных участках. На Памире и Тянь-Шане острова многолетнемерзлых крупноглыбовых образований на склонах северной экспозиции встречаются на 300—500 м ниже, чем в других отложениях, иногда даже при положительных среднегодовых температурах воздуха.

В зонах прерывистого, а иногда сплошного распространения ММП в талом состоянии сохраняются песчаные отложения и трещиноватые скальные породы, перекрытые маломощным щебнисто-дресвяным чехлом элювия. Существенное значение в формировании положительных  $t_{\text{ср}}$  играет отепляющее воздействие летних атмосферных осадков и конденсации влаги в СМС. Способствуют этому и ландшафтные условия (слабая заболоченность, разреженный растительный покров), обуславливающие низкие затраты тепла на испарение влаги и сильный прогрев поверхности летом. Талые массивы указанного состава больше распространены на юге Средней и Восточной Сибири (см. II.2), для которых характерно жаркое лето со значительным количеством теплых ливневых дождей.

Общей закономерностью является снижение влияния состава отложений на дифференциацию  $t_{\text{ср}}$  и глубин сезонного оттаивания по мере увеличения суровости геокриологических условий (II.6). Различия в составе (и свойствах) отложений разного генезиса, входящих в СТС, нивелируются их высокой пылеватостью. При низких  $t_{\text{ср}}$  (от —7...—8 до —15 °С) во всех литологических разновидностях мощность СТС невелика и не превышает 0,5—0,8 м, слой сильно обводнен и существует не более трех месяцев. В таких условиях не проявляется отепляющее влияние инфильтрации летних осадков и конденсации, невелико и однообразно влияние температурной сдвижки. В высоких широтах преобладают тундровые ландшафты, слабо проявляется влияние экспозиции склонов на перераспределение прямой радиации за счет низкого стояния Солнца в летние месяцы и его круглосуточного сияния.

**Влияние рельефа местности** на распространение и температурный режим ММП многообразно, разномасштабно и меняется в широтном и меридиональном направлениях. Эти влияния носят как опосредованный (через изменения климата), так и прямой характер.

Мегавлиание рельефа проявляется в следующем: низменный равнинный рельеф способствует проявлению геокриологической зональности; горный рельеф обуславливает проявление геокриологической высотной поясности, а при значительной вытянутости горных сооружений по меридиану — сочетание зональности и поясности; рельеф плоскогорий и плато создает сочетание геокриологической зональности, наиболее заметное на уровне выровненных поверхностей, а также элементов высотной поясности. Последняя проявляется как во врезанных долинах, так и в горах, осложняющих рельеф плоскогорий или

обрамляющих горные плато. Наиболее типичными являются геокриологические условия Среднесибирского плоскогорья. Высоты его поверхности меняются в пределах 600—800 м. На плоских междуречьях проявляется геокриологическая зональность, усложненная увеличением континентальности климата и понижением  $t_{\text{ср}}$  в восточном направлении. Глубина вреза долин, имеющих ящикообразный профиль, достигает 300—500 м. Относительная высота отдельных гор 200—300 м, а горных массивов (Путорана и др.) — 1500—2000 м. Во врезе долин формируется инверсионный характер геокриологической пояности континентального типа, проявляющийся в более низких  $t_{\text{ср}}$  пород днищ долин и экспонированных на север склонов. В горных группах особенности пояности определяются их высотами и географическим положением. Например, для гор Путорана характерна нормальная геокриологическая пояность океанического типа. Отдельные горы в центральной части Средней Сибири часто не выходят за пределы нижнего геокриологического пояса при континентальном типе пояности.

Горные сооружения обуславливают макро- и мезовлияние на геокриологические условия. Как указывалось выше (II.1), они являются *орографическими барьерами* для влагонесущих воздушных масс. Это определяет различие в климате, в том числе в количестве жидких осадков и снега, увеличивает обводненность горных массивов и создает более мягкие геокриологические условия на наветренных склонах по сравнению с подветренными склонами горных сооружений. Такая картина наблюдается, например, на Урале, западный склон которого получает больше осадков, чем восточный; нижняя граница распространения ММП на 100—200 м выше, чем на восточном; а также больше таликов.

Сходная ситуация на Северо-Байкальском хребте, где на склонах, обращенных на северо-запад, мерзлые породы имеют островное распространение, а обращенных на юго-восток — прерывистое. Эффект орографических барьеров, проявляющийся в различии климата и геокриологических условий склонов хребтов с разной экспозицией, обычно ослабевает по мере удаления от периферийной к центральной части горной области. Примером могут служить особенности изменений геокриологических условий Байкальской области, где в направлении с запада на восток различия этих условий постепенно нивелируются.

Экспозиция склонов горных сооружений по отношению к сторонам света обуславливает различия в поступающей на них прямой солнечной радиации, в тепловом балансе поверхности и температурах пород. Наибольшее количество радиации получают склоны южной экспозиции, наименьшее — северной. Соответственно геокриологические условия первых обычно более мягкие, чем последних. Эта особенность имеет весьма общий характер и прослеживается в макро-, мезо- и микромас-

штабах: для склонов горных сооружений; отдельных гор и хребтов и небольших склонов долин рек, оврагов и холмов.

Перераспределение солнечной радиации и вызванная этим асимметрия геокриологических условий на склонах разной экспозиции больше в условиях континентальных климатов с невысокой облачностью и большой прозрачностью атмосферы по сравнению с условиями морского климата, где возрастает доля рассеянной радиации. Кроме того, эта особенность слабо проявляется в высоких широтах, но увеличивается к югу. На севере это связано с длительным периодом полярной ночи и большой продолжительностью существования снежного покрова, имеющего высокое альbedo, а также низкими углами стояния Солнца и наличием полярного дня. Ландшафты склонов северной и южной экспозиций сходны. В результате это приводит к небольшим различиям в их геокриологических условиях. В южных районах криолитозоны (в умеренных широтах и субтропиках) различия в прямой инсоляции склонов южных и северных экспозиций очень велики. Это сказывается на сроках схода снега, прогреве поверхности и ее увлажненности. На южных склонах весной снег сходит существенно раньше, они более сухие, сильно прогреваемые в весенне-летний период года. Напротив, склоны, экспонированные на север, затенены, более влажные, слабо прогреваемые. Снег на них может долго сохраняться весной, оказывая на почву охлаждающее воздействие, понижая  $t_{cp}$  и увеличивая сплошность распространения мерзлых толщ.

Результатом различия природной обстановки на склонах разной экспозиции являются неодинаковые геокриологические условия. Для склонов южной экспозиции типичны более высокие  $t_{cp}$  (на южной окраине криолитозоны — положительные), большие амплитуды среднегодовых колебаний температур на поверхности ( $A_0$ ), невысокая влажность пород в СТС или СМС, большие  $\xi_T$  и  $\xi_M$ . Напротив, на склонах, экспонированных на север,  $t_{cp}$  низкие, влажность отложений СТС (СМС) значительная, невысокие  $A_0$ , небольшие  $\xi_T$  и  $\xi_M$ . Существуют различия в криогенных процессах и явлениях: для северных склонов характерны солифлюкция и делювиальный смыв, для южных — активное криогенное выветривание. Описанные различия характерны, например, для гор Прибайкалья и Забайкалья.

Сложная геокриологическая обстановка возникает в горных районах юга Сибири и Средней Азии, на северных (северо-западных) склонах которых накапливается снег повышенной мощности, а южные обогреваются сильнее за счет повышенной инсоляции. Распространение ММП, высотное положение границ геокриологических поясов,  $t_{cp}$  могут быть сходными. Основные различия заключаются в типах и глубинах сезонного промерзания и оттаивания пород, типах таликов, криогенных процессах и явлениях.

## II.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СУЩЕСТВОВАНИЯ ТАЛИКОВ

Зональная и региональная приуроченность различных по происхождению таликов впервые была рассмотрена В. А. Кудрявцевым (1954). Он показал, что субазральные (радиационно-тепловые)<sup>1</sup> несквозные и сквозные талики распространены преимущественно в пределах мерзлотно-температурных зон  $t_{\text{ср}}$ :  $0 \dots -1$ ,  $-1 \dots -3$  и  $-3 \dots -5^\circ\text{C}$ . Они существуют в результате благоприятного сочетания обогревающих природных факторов (снега значительной мощности, повышенной инсоляции или низкой отражательной способности поверхности и др.). Гидрогенные талики под водоемами и водотоками имеют в криолитозоне повсеместное распространение. Они являются единственным типом таликов в пределах мерзлотно-температурных зон  $t_{\text{ср}}$  в субазральных условиях  $-5 \dots -10^\circ\text{C}$  и ниже. Глубина озер, под которыми возникают талики, возрастает к северу. При этом сквозной или несквозной характер подозерных таликов зависит от соотношения мощности ММП и размеров озера, а также от времени появления последнего. Для озер, существующих длительное время, под которыми талики имеют стационарные очертания, их сквозной характер возможен, если диаметр озера примерно вдвое превышает мощность ММП. Последующие исследования таликов С. М. Фотиевым, Н. Н. Романовским и другими развили представления В. А. Кудрявцева. В настоящее время можно сформулировать следующие основные закономерности в распространении и существовании таликов.

Радиационно-тепловые субазральные талики приурочены преимущественно к южной геокриологической зоне (по С. М. Фотиеву, 1978) с островным и прерывистым распространением мерзлых толщ. Именно этот тип таликов определяет характер распространения ММП с поверхности. Талики гидрогенного типа обычно занимают менее 5% площади как в южной, так и в северной геокриологической зоне сплошного распространения мерзлых толщ. В отдельных районах широкого развития озерного термокарста, занимающих часть приморских низменностей Западной Сибири, Северо-Востока России, Аляски и Канады, площади подозерных таликов достигают 40—50%.

Радиационно-тепловые талики формируются и существуют под воздействием комплекса факторов и условий: сильного обогревающего влияния снежного покрова, повышенного прогрева поверхности летом под влиянием солнечной инсоляции, инфильтрации теплых атмосферных осадков в хорошо фильтрующие отложения. Вместе с тем для разных зональных, секториальных и региональных условий могут быть с некоторой долей ус-

<sup>1</sup> В работе используется классификация таликов, разработанная Н. Н. Романовским (Общее мерзлотоведение, 1978).

ловности указаны ведущие причины, приводящие к формированию положительных  $t_{\text{ср}}$ . Это позволяет выделить характерные подтипы таликов, свойственные различным регионам (тепловые, радиационные, дождевально-радиационные). Заметим, что гидрогеологические особенности таких таликов оказывают второстепенное влияние на региональные закономерности их распространения преимущественно из-за локального характера воздействия подземных вод. Исключение составляют дождевально-радиационные инфильтрационные талики, приуроченные к массивам песков, галечников, трещиноватых скальных пород, занимающих обычно повышенные участки.

Для южной подзоны Восточно-Европейского и Западно-Сибирского секторов (см. II.2) преимущественное распространение имеют тепловые талики, образующиеся в результате сильного тепляющего влияния снежного покрова повышенной мощности. Они являются доминирующими в условиях прерывистого распространения ММП, где другие категории отсутствуют или имеют локальное развитие. Причиной преобладания тепловых таликов являются ветровое перераспределение снега и его концентрация в депрессиях рельефа, на участках, покрытых кустарником или лесом. Высокое широтное положение южной геокриологической зоны в этих регионах, умеренно-континентальный климат с холодным летом, значительной облачностью, морозящими холодными дождями, широкое распространение пылеватых супесей и суглинков, равнинный характер рельефа, затрудняющий сток и способствующий заболачиванию, — все это не благоприятствует формированию радиационных и дождевально-радиационных таликов. В особой мере это относится к Восточно-Европейскому сектору. В Западной Сибири с более континентальным климатом и достаточно широким распространением песчаных массивов указанные подтипы таликов имеют большее распространение.

В Средне- и Восточно-Сибирском секторах и особенно в горах Средней Азии широко представлены радиационные сквозные талики, приуроченные к склонам южной, юго-восточной, юго-западной и западной экспозиций. Их существованию способствуют южное положение широтной и высотной границ распространения ММП, высокая суммарная радиация, в которой преобладает прямая, континентальный климат со слабой облачностью и большим числом солнечных дней.

К выположенным повышенным участкам, сложенным хорошо фильтрующими породами, в этих регионах приурочены дождевально-радиационные сквозные талики. Их существованию способствуют значительный прогрев поверхности земли летом и ливневые дожди, обычно с высокой температурой и производящие теплосъем с прогретой поверхности почвы. Их инфильтрация обеспечивает высокий привнос тепла в верхние слои пород и их положительные  $t_{\text{ср}}$ . Благоприятными для формирования дождевально-радиационных таликов являются районы

проникновения летних муссонов со стороны Тихого океана (низменности юга Дальнего Востока, Забайкалья, Прибайкалья и даже Южная Якутия, низкоромье Алданского щита и впадины, имеющие платообразный рельеф).

Дождевально-радиационные несквозные талики развиты и в южной части северной геокриологической зоны со сплошным распространением ММП. Здесь их существование связано не только с благоприятной современной природной обстановкой, но и с палеогеографическими условиями. Эти талики приурочены к массивам пород (карбонатных, трещиноватых терригенных и изверженных, к пескам), которые протаивали с поверхности в климатический оптимум голоцена. При наступлении позднеголоценового похолодания эти массивы частично промерзли, а частично остались в талом состоянии. Тальми сохранились участки с благоприятными условиями инфильтрации и стока атмосферных осадков. В Центральной Якутии к их числу относятся массивы развеваемых песков — тукуланы, поверхности высоких песчаных террас рек Лены, Алдана и других, в Средней Сибири — поверхности плато, сложенного карбонатными закарстованными породами, песками и галечниками.

#### II.6. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Закономерности сезонного промерзания и протаивания отложений на основе анализа географических и геологических (региональных) факторов и условий, формирующих эти процессы, были впервые исследованы В. А. Кудрявцевым (1959). К географическим факторам он отнес среднегодовую температуру пород  $t_{ср}$  и амплитуду колебаний температур на поверхности почвы  $A_0$ , к региональным — состав отложений и их влажность. Классификация типов сезонного промерзания и оттаивания отложений В. А. Кудрявцева (Общее мерзлотоведение, 1978) и положена в основу выяснения и анализа основных закономерностей этих процессов, формирующих все многообразие глубин сезонного промерзания ( $\xi_m$ ) талых и сезонного протаивания ( $\xi_t$ ) многолетнемерзлых отложений. Важнейшим при таком подходе является положение о том, что одинаковые по величине  $\xi_m$  и  $\xi_t$  образуются при разном сочетании факторов. Вместе с тем изменение каждого из них приводит к различной по величине и знаку динамике глубин сезонного оттаивания и промерзания. На этом базируется региональный прогноз естественной и техногенной динамики, а также приемы управления этими процессами при рациональном природопользовании.

В равнинных регионах и плоскогорьях, в плоских днищах межгорных орогенных областей, где проявляется геокриологическая зональность, наблюдаются следующие основные закономерности (рис. II.12).



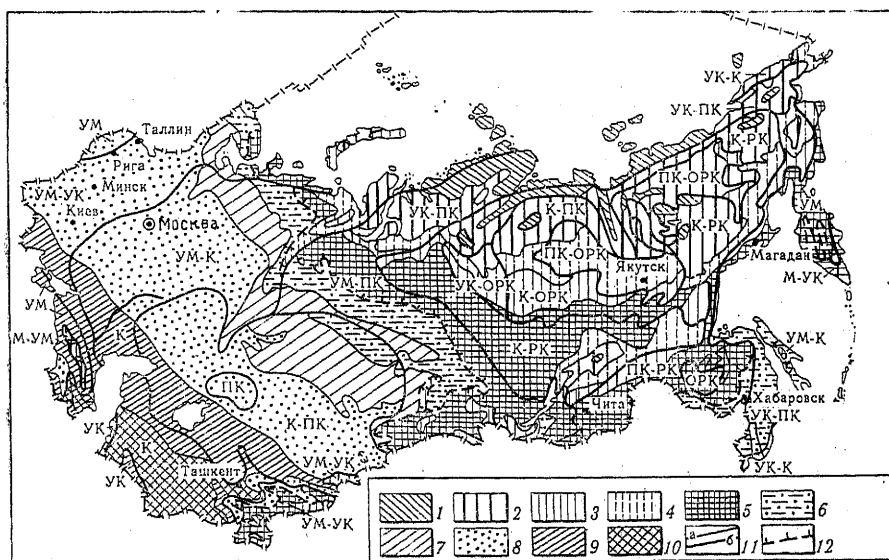


Рис. 11.12. Распространение типов сезонного оттаивания и промерзания пород на территории России и сопредельных государств (по Е. Н. Дунаевой)  
 1—10 — типы сезонного оттаивания (1—4), оттаивания и промерзания (5) и промерзания (6—10) по среднегодовой температуре пород: 1 — арктический и полярный (ниже  $-10^{\circ}\text{C}$ ), 2 — устойчивый ( $-5 \dots -10^{\circ}\text{C}$ ), 3 — длительно устойчивый ( $-2 \dots -5^{\circ}\text{C}$ ), 4 — полупереходный и длительно устойчивый ( $-1 \dots -3^{\circ}\text{C}$ ), 5 — переходный и полупереходный ( $+2 \dots -2^{\circ}\text{C}$ ), 6 — полупереходный и длительно устойчивый ( $1 \dots 3^{\circ}\text{C}$ ), 7 — длительно устойчивый ( $2 \dots 5^{\circ}\text{C}$ ), 8 — устойчивый ( $5 \dots 10^{\circ}\text{C}$ ), 9 — южный ( $10 \dots 15^{\circ}\text{C}$ ), 10 — субтропический ( $15 \dots 20^{\circ}\text{C}$  и выше); 11 — границы типов сезонного оттаивания и промерзания пород по среднегодовой температуре (а) и амплитуде колебаний температур на поверхности (б); 12 — южная граница распространения многолетнемерзлых пород. Типы сезонного оттаивания и промерзания пород по амплитуде колебаний температур на поверхности: М — морской (менее  $7,5^{\circ}\text{C}$ ), УМ — умеренно морской ( $7,5 \dots 11^{\circ}\text{C}$ ), УК — умеренно континентальный ( $11 \dots 13^{\circ}\text{C}$ ), К — континентальный ( $13,5 \dots 17^{\circ}\text{C}$ ), ПК — повышено континентальный ( $17 \dots 21^{\circ}\text{C}$ ), РК — резко континентальный ( $21 \dots 24^{\circ}\text{C}$ ), ОРК — особо резко континентальный (выше  $24^{\circ}\text{C}$ )

1. Вблизи южной окраины мерзлой зоны в условиях островного распространения ММП сезонное протаивание приурочено к торфяникам и суглинкам. В них преобладают переходные типы ( $t_{\text{ср}} = 0 \dots -1^{\circ}\text{C}$ ): мелкие  $\left[ W_e > W_n + \frac{2}{3}(W_n - W_n) \right]$  и средние  $\left[ W_n + \frac{1}{3}(W_n - W_n) < W_e < W_n + \frac{2}{3}(W_n - W_n) \right]$ , где  $W_n$ ,  $W_e$ ,  $W_n$  — соответственно количество незамерзшей воды, естественная влажность пород, полная влагоемкость. Можно сказать, что имеет место «литологический контроль» сезонного оттаивания отложений.

Сезонное промерзание отличается большим разнообразием по температурным условиям, по составу и влажности отложе-

ний и глубинам. По температурам преобладают переходные ( $t_{cp}=0...+1^{\circ}\text{C}$ ), полупереходные ( $t_{cp}=+1...+2^{\circ}\text{C}$ ) и даже длительно устойчивые ( $t_{cp}=+2...+5^{\circ}\text{C}$ ) типы. Последние приурочены главным образом к массивам песков различного генезиса и к гравийно-песчаным отложениям пойм и низких террас рек. В целом сезонно промерзают все возможные литологические разновидности, при этом влажность их меняется в очень широких пределах, т. е. от глубоких [ $W_n < W_e < W_n + 1/3(W_n - W_n)$ ] до мелких типов, в зависимости от положения в рельефе, глубины залегания грунтовых вод и других условий.

2. При движении к северу в условиях массивно-островного и прерывистого распространения ММП характерными являются переходные и полупереходные типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания. Характер литологических разновидностей сезонноталового слоя (СТС) расширяется (торф, суглинки, пылеватые супеси, пылеватые мелкозернистые пески), а сезонномерзлого (СМС), напротив, сужается. В СМС преобладают пески, грубообломочные и другие отложения, имеющие обычно значительную проницаемость. Таким образом, проявляется «литологический контроль» за сезонным промерзанием отложений. Характерно большое разнообразие по влажности отложений СТС и СМС.

3. В условиях сплошного распространения ММП проявляются широтное понижение  $t_{cp}$  и переход к длительно устойчивым ( $t_{cp}=-2...-5^{\circ}\text{C}$ ), устойчивым ( $t_{cp}=-5...-10^{\circ}\text{C}$ ) и арктическим ( $t_{cp}=-10...-15^{\circ}\text{C}$ ) типам сезонного оттаивания. Первые два типа характерны для севера Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской равнины. Арктический тип проявляется на приморских низменностях Северо-Востока России и островах Северного Ледовитого океана. Сезонное промерзание связано с гидрогенными (пойменными и подрусловыми) таликами, относится к переходному и полупереходному типам, преимущественно песчаным, средним и мелким. СТС включает все возможные литологические разновидности и имеет влажность, варьирующую в широких пределах, особенно в районах с засушливым, континентальным климатом (Центральнаякутская равнина).

4. Общей зональной закономерностью являются тенденция увеличения к северу влажности СТС и преобладание мелких типов оттаивания отложений. Это обусловлено избыточно влажным, холодным климатом территорий, обрамляющих с юга акваторию Полярного бассейна. Здесь количество атмосферных осадков, часто весьма незначительное (порядка 200 мм/год), существенно превышает испарение. выпадают жидкие осадки, главным образом в виде морозящих дождей в течение всего теплого сезона года. В маломощном СТС (от 0,1 до 0,5—0,6 м) преобладают пылеватые, часто оторфованные разновидности отложений, обладающие слабой водоотда-

чей. Поэтому к моменту промерзания СТС бывает водонасыщен и в мерзлом состоянии обладает высокой льдистостью.

5. Результатом зональных изменений  $t_{\text{ср}}$  (от 0 до  $-10^{\circ}\text{C}$ ) и влажности отложений при одинаковом значении континентальности является уменьшение  $\xi_{\text{т}}$ . Например, в Западной Сибири в торфяниках  $\xi_{\text{т}}$  уменьшается с юга на север от 0,8—1,2 до 0,15—0,2 м, в суглинках — от 1,7—2 до 0,2—0,3, песках пылеватых — от 2—2,5 до 0,3—0,4 м.

6. Важной литологической особенностью разнообразных по генезису отложений равнин, плато и межгорных депрессий в пределах мерзлой зоны, а также зоны глубокого сезонного промерзания является их высокая пылеватость (см. III.2). Поэтому в СТС и СМС преобладают пылеватые супеси, суглинки, тонко- и мелкозернистые пески, а в грубообломочных отложениях — заполнитель соответствующего состава. Широкое распространение имеют так называемые «покровные суглинки», представляющие собой криогенный элювий дисперсных отложений и продукты его ближнего переотложения. Низкую пылеватость имеют пески, слагающие небольшие, хорошо дренированные и часто развеваемые массивы. Они обладают низкой влажностью, в силу этого медленно выветриваются. Небольшая пылеватость характерна также для современного «наледного аллювия» на низких террасах рек в местах активного действия наледей северного и умеренного типов (III.11).

7. Континентальность типов сезонного промерзания и оттаивания отложений изменяется в соответствии с геокриологической секториальностью (см. II.2). В Северной Евразии континентальность возрастает с запада на восток. Для Восточно-Европейского сектора характерны от морских ( $A_0 < 7,5^{\circ}$ , Кольский п-ов) до континентальных ( $A_0 = 13,5—17^{\circ}$ , Предуралье) преобладающие типы сезонного оттаивания; для Западно-Сибирского сектора — от умеренно континентальных и континентальных ( $A_0 = 11,0—17,0^{\circ}$ ) до повышено континентальных ( $A_0 = 17—21^{\circ}$ ); для Среднесибирского — от повышено континентальных до резко континентальных ( $A_0 = 21—24^{\circ}$ ); для Восточно-Сибирского сектора — резко континентальные ( $A_0 > 24^{\circ}\text{C}$ ). В реальных условиях для каждого района характерно достаточно большое разнообразие значений  $A_0$ , свойственное разным ландшафтным условиям.

8. В регионах с ветровым перераспределением снега (Восточно-Европейский, Западно-Сибирский секторы, побережье Арктического бассейна, равнины Камчатки) обычно участкам с более высокими  $t_{\text{ср}}$ , в том числе и талым, соответствуют меньшая континентальность типов сезонного промерзания и оттаивания отложений и небольшие глубины СТС и СМС. Связано это с тем, что более высокие  $t_{\text{ср}}$  характерны для ландшафтов с большей мощностью снега: пониженных участков рельефа, заболоченных, покрытых кустарниками или залесенных, где отложения обладают высокой влажностью. Снеж-

ный покров здесь воздействует не только как отепляющий фактор, но и сокращающий  $A_0$ . В результате сочетание указанных условий приводит к уменьшению  $\xi_m$  на таликах и незначительному изменению  $\xi_t$  по сравнению с низкотемпературными участками, но имеющими большие значения  $A_0$ .

Изменение типов сезонного оттаивания и промерзания по степени континентальности прослеживается также с севера на юг, т. е. от арктического побережья в глубь континента. В этом направлении возрастает  $A_0$ . Такого рода изменения прослеживаются в сезонном промерзании-оттаивании в центральной (таежной) и наиболее ярко в сезонном промерзании в южной (степной) части Западной Сибири (Гиличинский, 1986). С севера на юг таежные и болотные ландшафты сменяются степными, увеличивается континентальность климата, уменьшаются мощность снега и количество летних осадков, возрастает испаряемость. Все это обуславливает увеличение  $A_0$ , а в засушливой части степной зоны — проявление процессов континентального засоления почв. Влага в такой почве в результате повышенной минерализации замерзает не при  $0^\circ\text{C}$ , а в диапазоне отрицательных температур. Поэтому в засоленных почвах зимой образуется двухслойная сезонная криолитозона с верхним мерзлым и нижним охлажденным слоями.

К югу от границы области распространения ММП повышается  $t_{\text{ср}}$  отложений. Однако это только ослабляет влияние увеличивающейся континентальности типов сезонного промерзания пород, уменьшения их влажности, а также засоления почвенной влаги на возрастание глубин их сезонного промерзания и охлаждения. Так, пылеватые супеси и суглинки с  $t_{\text{ср}}$ , близкими к  $0^\circ\text{C}$ , промерзают в условиях таежных и болотистых ландшафтов всего на 1,2—1,7 м, а в степной зоне при  $t_{\text{ср}} = +5...+6^\circ\text{C}$  — на 3—3,5 м. При этом нижние 1,5—2 м находятся на засоленных участках в охлажденном ниже  $0^\circ$  состоянии.

**В горных районах** прослеживаются следующие основные закономерности сезонного промерзания и протаивания пород.

1. Изменение  $t_{\text{ср}}$  подчиняется геокриологической высотной поясности (см. II.2), в соответствии с которой меняются типы сезонного оттаивания и промерзания пород. Диапазон этих изменений может быть чрезвычайно велик. В горных районах криолитозоны севера Евразии на вершинах гор выше абсолютных высот 2500 м  $t_{\text{ср}}$  могут опускаться ниже  $-10$  и даже  $-15^\circ\text{C}$  и существуют полярный и арктический типы сезонного оттаивания отложения. В горах Средней Азии и Памира температуры могут достигать  $-25...-30^\circ\text{C}$ .

2. Амплитуды колебаний температур воздуха, а также на поверхности почвы имеют тенденцию к сокращению как при морском, так и при континентальном типе геокриологической поясности. Однако вертикальный градиент изменения  $A_0$  неодинаков. Обычно он больше при морском типе, особенно в

диапазоне высот, соответствующем нижнему геокриологическому поясу континентальных типов (до 1000—1600 м). Неодинаковы величины  $A_0$  и их изменения с высотой на склонах гор разной экспозиции. На склонах северной экспозиции  $A_0$  меньше, чем на южных. Чем больше крутизна склонов, тем выше значения  $A_0$ , поскольку на крутых склонах обычно меньше мощность снежного покрова.

3. Анализ соотношения  $t_{ср}$  и  $A_0$  показывает, что в высокогорье, особенно на склонах, экспонированных на север, распространены эпизодически и периодически исчезающие, периодически и эпизодически возникающие типы сезонного оттаивания. В Центрально-Азиатском регионе альпийской криолитозоны с высот 5000 м на юге, 6000 м на севере отсутствует безморозный период (Горбунов, 1986). В результате летом породы склонов, экспонированных на юг, оттаивают днем и промерзают ночью. На склонах северной экспозиции даже дневное устойчивое оттаивание пород может отсутствовать. Ежесуточное дневное оттаивание и ночное промерзание на прогреваемых солнцем склонах (от 2—3 до 5—10 м) слоя приводят к активнейшему проявлению криогенного выветривания и образованию слоя мелкозема. Дневное таяние выпадающего снега и подтаивание краев снежников ведут к увлажнению этого слоя и активизации процесса нивации. В результате в «царстве вечного холода» возникают «шелушащиеся скалы», мелкозем разносится ветрами, включаясь в ледниковый лед, накапливаясь в депрессиях рельефа в ветровой тени.

4. В литологическом отношении породы СТС и СМС в горах разнообразны. Однако преобладают щебнисто-дресвяные, щебнисто-глыбовые, гравийно-галечные, валунные и другие разновидности грубообломочных пород с разным содержанием мелкоземистого заполнителя или лишенные его. Это образования склонового, ледникового и водного рядов. Характерным является сезонное промерзание (охлаждение) и протаивание (нагревание) скальных и полускальных пород, выходящих на поверхность и в разной степени затронутых выветриванием.

5. Влажность отложений СТС (СМС) изменяется в широких пределах. Для отложений выположенных участков — междуречий и днищ котловин, перевальных седел и др. — характерны высокая влажность и мелкие типы оттаивания (промерзания). Напротив, для грубообломочных отложений на склонах в большей степени типичны низкая предзимняя влажность и льдистость СТС в мерзлом состоянии.

Для ряда крупноглыбовых образований (курумов, обвальнo-осыпных и др.), залегающих на склонах крутизной от 3—5 до 40—50°, свойствен специфический термовлажностный режим. Зимой в крупноглыбовом слое с открытой пустотностью происходит воздушная конвекция, ведущая к его выхолаживанию. Этому способствуют маломощный, несомкнутый снежный покров, наличие выступающих камней и «продухов» для воз-

духа. Весной талые снеговые воды просачиваются в этот слой, намерзая на поверхности камней в виде корок «гольцового» — натечно-инфильтрационного льда. Последующее протаивание ведет к подтаиванию этого льда, повторной инфильтрации и замерзанию влаги и, как итог, к концентрации в нижней части СТС гольцового льда. Вследствие большой проницаемости и уклонов талая вода к началу зимнего промерзания полностью стекает из СТС, и в сезонномерзлое состояние порода переходит в воздушно-сухом виде. Такой тип водно-термического режима крупноглыбовых образований в СТС назван «гольцовым». По влажности он обычно соответствует глубоким, реже средним типам оттаивания, по классификации В. А. Кудрявцева. Крупноглыбовые образования без заполнителя с таким режимом имеют  $t_{\text{ср}}$  на 2—3° ниже, чем заполненные мелкоземом (см. II.3). Повышена и  $A_0$ , причем зимой низкие температуры и режим, близкий к изотермическому, имеет весь слой до его подошвы, т. е. минимальные температуры на поверхности пород и подошве СТС равны между собой. Это может быть причиной проявления криогенного трещинообразования многолетнемерзлого субстрата, при котором трещины образуются с поверхности мерзлой толщи, а не с поверхности земли.

В результате комплекса описанных процессов  $\xi_7$  в крупноглыбовых отложениях бывают весьма значительны (1,5—2,5 м), даже при низких  $t_{\text{ср}}$ . Заметим, что известны случаи, когда в курумах  $t_{\text{ср}}$  бывает близка или даже ниже среднегодовой температуры воздуха.

Гольцовый тип сезонного оттаивания (реже промерзания) в горных районах, сложенных скальными метаморфическими и изверженными породами, плохо поддающимися выветриванию, очень широко распространен, особенно в гольцовом поясе гор Забайкалья и Прибайкалья, Станового нагорья и др. В орогенных областях, в геологическом строении которых преобладают эффузивные и осадочные, слабометаморфизованные породы, на склонах распространены щебнистые образования с мелкоземистым заполнителем (делювиальные, солифлюкционные и др.). И только к выходам изверженных пород приурочены курумы и каменные россыпи. Примером могут служить горы Верхояно-Колымского орогена, где преобладают мезозойские флишеподобные терригенные отложения.

### ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ КРИОГЕННЫХ ЯВЛЕНИЙ

#### III.1. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ КРИОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ И ЯВЛЕНИЯМИ В СИСТЕМЕ КРИОГЕНЕЗА

Криогенные физико-геологические процессы и явления образуют специфическую группу экзогенных процессов и явлений, образование которых определяется фазовыми превращениями влаги в породах, их охлаждением и нагреванием. Проявление криогенных процессов связано с периодичностью или направленностью промерзания (охлаждения) и протаивания (нагревания) пород верхней части литосферы с диапазоном температур и временными рамками, в которых эти процессы происходят, с условиями залегания, составом и свойствами подверженных их воздействию пород. Таким образом, эти процессы и явления, с одной стороны, обусловлены и контролируются зональными, секториальными, высотно-поясными и региональными геокриологическими условиями, с другой — являются одним из основных специфических проявлений криогенеза верхних слоев литосферы. Наличие и активность проявления криогенных процессов обусловлены, как правило, современными природными условиями, в том числе и геокриологическими:  $t_{\text{ср}}$ ,  $\xi_r$  и  $\xi_m$ , влажностью (льдистостью) отложений, их свойствами и др. Направленность и активность их протекания меняются в пространстве под влиянием криогенных и климатических факторов, а также во времени в связи с динамикой климата или другими палеогеографическими изменениями.

Криогенные процессы обуславливают развитие криогенных явлений (образований) и микрорельефа, которые следует рассматривать как геологический результат криогенеза. При этом обычно процессы криогенеза сопровождаются экзогенными процессами некриогенной природы (гравитационными, эоловыми, водными и др.). Поэтому криогенные явления чаще всего — результат действия комплекса процессов. Изменение во времени направленности и интенсивности криогенных процессов, а также проявления других, сопутствующих им экзогенных процессов предопределяют геологическую длительность развития криогенных явлений и их стадийность. Поэтому для понимания особенностей распространения криогенных явлений и форм микрорельефа недостаточно анализа современных условий.

Необходимо учитывать и историю развития региона в плейстоцене—голоцене. Криогенные явления влияют на состав и строение верхних горизонтов литосферы, находят свое проявление в рельефе (микрорельефе) поверхности земли, распределении растительности и, таким образом, часто обуславливают облик ландшафтов криолитозоны. Ярчайшим примером являются криогенные полигонально-жильные структуры, образующиеся на основе криогенного (морозобойного) трещинообразования. Они проявляются в полигональном микрорельефе и обуславливают многообразие криогенных ландшафтов (полигональных тундр, бугристо-западного микрорельефа и др.). Эти ландшафты доминируют во многих регионах севера Евразии и Северной Америки не только в пределах современной криолитозоны, но и в областях ее бывшего распространения в позднем плейстоцене (см. I.3).

На разных стадиях развития криогенных явлений вызвавшие их процессы имеют неодинаковую активность, они могут прекращаться или сменяться противоположно направленными. Обычно на начальных стадиях криогенные процессы плохо выражены в морфологии поверхности и слабо влияют на криогенное строение отложений. Наибольшим это влияние на микрорельеф и строение мерзлых пород является на зрелых стадиях. На стадиях деградации проявляются новые криогенные процессы, обычно противоположные по знаку первичному, сформировавшему соответствующее явление. При этом стадийность развития явления обусловлена внешними факторами (изменением суровости и влажности климата, геологическими и другими событиями). Отсюда следуют три важных положения региональной и исторической геокриологии. Во-первых, криогенным явлениям, в том числе и их выражению в рельефе, не всегда сопутствует вызвавший их процесс. Во-вторых, по морфологическим (стадиальным) особенностям криогенных явлений и криогенного микрорельефа можно судить о наличии или отсутствии этого процесса, а следовательно, и об определенном диапазоне современных геокриологических условий. В-третьих, по наличию криогенных явлений в синкриогенных отложениях представляется возможным восстанавливать палеогеографические, в особенности палеокриогенные, условия определенных этапов геологического прошлого. Особое значение это имеет при анализе разрезов синкриогенных отложений (IV.2).

Ряд процессов и явлений, относимых к криогенным, по существу представляются модификациями экзогенных, проявляющихся в условиях распространения мерзлых пород. К ним относятся гравитационные склоновые (солифлюкция, курумы), термоабразия и термоэрозия. Ряд таких явлений, например курумы, не имеет одного ведущего процесса, способствующего их развитию на начальных и зрелых стадиях.

Значительная часть криогенных процессов появляется или



меняет свою интенсивность под влиянием хозяйственной деятельности человека, т. е. носит техногенный характер. Их новообразование или активизация часто является главным следствием нарушения природной обстановки, приводящим к негативному воздействию на сооружения и экологическую обстановку районов освоения. Вопрос их предотвращения или снижения отрицательного воздействия является важнейшим в проблеме рационального природопользования в условиях криолитозоны.

### III.2. КРИОГЕННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ (ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ)

Криогенное выветривание — это процесс, имеющий повсеместное распространение в субаэральной криолитозоне, а также в зоне с постоянным промерзанием пород. Основной особенностью криогенного выветривания является связь с фазовыми превращениями воды в породе, которые обуславливают проявление криогидратационного механизма разрушения первичных горных пород и минералов, который подробно рассмотрен В. Н. Коннцевым. В криогенном выветривании преобладает физическое разрушение пород, процессы химического выветривания ослаблены, хотя и проявляются повсеместно (Ершов, 1990).

По региональным особенностям различается криогенное выветривание массивов скальных пород с жесткими связями (а) и дисперсных отложений различного состава (б), а также выветривание в различных геоморфологических условиях: а) на плоских междуречьях равнин, плоскогорий и плато, сглаженных вершинах гор, где отсутствует или ослаблен вынос образующего мелкозема; б) на склонах долин и гор, где разрушение сопровождается смещением вниз образующегося обломочного материала и сносом мелкозема; в) на аккумулятивных поверхностях, где выветриванию подвергается накапливающийся осадок, превращающийся с участием этого процесса в осадочную породу.

Наиболее активно криогенное выветривание происходит в условиях периодического промерзания и оттаивания пород, при которых реализуется криогидратационный механизм. Оно приводит к механическому разрушению пород с кристаллическими связями (образованию трещин, дроблению обломков, образованию мелкозема с размером фракций до крупной пыли), а также к агрегации глинистых частиц в тонкодисперсных отложениях. Чем чаще происходят циклы промерзания—оттаивания, тем интенсивнее протекает процесс. В разрезе верхней части литосферы частота циклов убывает от поверхности земли вниз. Поэтому в массивах пород можно выделить несколько уровней, где периодически повторяющиеся процессы промерзания—оттаивания вызывают наибольший геологический эффект.

В приповерхностном слое до глубины 1—5 см циклы промерзания—оттаивания связаны преимущественно с суточными, а иногда с многодневными переходами температур через 0°C. Эти циклы наиболее характерны для переходных сезонов года (весны и осени). Они чаще проявляются в условиях континентального климата, в особенности в горах, где число циклов промерзания—оттаивания в этом слое достигает нескольких десятков в год. С этим слоем связано участие в криогенезе стебелькового льда, который при своем росте поднимает обломки камней и промерзшую «корку» тонкодисперсной породы, способствуя ее разрыхлению и созданию комковатой структуры. На склонах, в том числе очень пологих, образование и таяние стебелькового льда приводят к криогенному криппу (десерпции), т. е. сползанию, медленному смещению камней или тонкодисперсного минерального материала вниз по уклону поверхности и аккумуляции их в депрессиях рельефа (и микро-рельефа). На полигональных формах микро-рельефа, сложенных скелетными отложениями, происходит не только криогенное выпучивание обломков породы (III.3), но и смещение их стебельковым льдом к периферии полигонов и концентрация во внутрполигональных понижениях.

Следующий уровень выветривания соответствует слою сезонного промерзания—оттаивания. В нем цикличность связана с сезонными переходами температур через 0°C. Мощность этого слоя изменяется в диапазоне от 10—20 см до 3—6 м (см. II.5). Специфическими особенностями этого слоя являются образование криогенной (и посткриогенной) текстуры, процессы выпучивания каменного материала и концентрация его на поверхности, периодическое возникновение трещин (усыхания и криогенных), приводящих к формированию мелкобугристого и полигонального микро-рельефа. В свою очередь это ведет к неравномерности проявления выветривания по площади и по глубине, а при наличии крупнообломочного материала к его дифференцированному выпучиванию. В результате более крупный обломочный материал при участии действия стебелькового льда концентрируется по периферии полигонов различных размеров, образуя структурные полигональные формы — «сортированные полигоны», «каменные кольца» и др.

При наличии мерзлой толщи пород в слое годовых колебаний температур процессы криогенного выветривания в целом мало активны и связаны преимущественно с изменением температур пород в отрицательном диапазоне.

Криогенное выветривание в массивах скальных пород существует на тех уровнях, где происходят многократные колебания нижней границы мерзлых толщ, связанные с периодическими изменениями теплообмена на поверхности. Эти уровни встречаются на разных глубинах от поверхности земли: от первых метров до 150—200 м, реже более. Их конфигурация в массивах в целом повторяет положение подошвы мерзлой тол-

щи. Обязательным условием появления в скальных массивах зон криогенного выветривания, называемых «зонами криогенной дезинтеграции пород», является наличие изначальной трещинной пустотности и обводненности трещин. Зоны криогенной дезинтеграции обычно прослеживаются в пределах вертикальной зоны экзогенной трещиноватости, т. е. до глубин 100—150 м, а также в геоструктурах с исходной трещиноватостью (диагенетической, тектонической и др.), которая может сохраняться открытой и доступной для дополнительного криогенного расширения до глубин в несколько сотен метров. Особенно много их в горных районах, входящих в южную геокриологическую зону. В многолетнемерзлом состоянии для них характерны повышенная льдистость и расширенные трещинные криотекстуры, в талом — полная обводненность. Эти особенности создают затруднения при проходке горных выработок.

Криогенное выветривание пород с жесткими кристаллическими связями изучено недостаточно. Установлено, что в изверженных и метаморфических крупнокристаллических породах наблюдается резкое снижение прочности при сохранении первичных текстурных особенностей после оттаивания. Порода в открытых стенках карьеров и штуфы, взятые из горных выработок после оттаивания, по прошествии нескольких часов могут рассыпаться на куски и даже на отдельные минеральные зерна. Установлено, что резко уменьшается прочность углей, добываемых в Нерюнгринском разрезе, Чульманской впадины Южной Якутии. Впадина сложена в верхней части терригенными угленосными породами верхнего мезозоя и входит в область с прерывистым распространением мерзлых толщ. В позднем кайновом мерзлые толщи многократно образовывались, испытывали колебания мощности и вновь исчезали. В результате породы верхней части осадочного чехла подверглись глубокому криогенному выветриванию. В итоге в современном своем состоянии уголь при добыче сначала рассыпается на угловатые обломки, которые очень быстро превращаются в пыль. При транспортировке такого угля на открытых платформах и машинами происходит сильное запыление вдоль дорог, губительно воздействующее на природу.

Криогенному выветриванию в массивах подвергаются и дисперсные отложения, в том числе и глинистые. В результате этого процесса они приобретают высокую пылеватость за счет дезинтеграции крупнообломочных и песчаных фракций и агрегирования глинистых частиц. На выложенных поверхностях междуречий, на равнинах и плато области ММП формируется горизонт так называемых «покровных суглинков», являющихся продуктом выветривания самых различных по составу и происхождению отложений. Мощность его варьирует от 1 до 3—4 м и коррелируется с наибольшими глубинами СТС, характерными для голоценового климатического оптимума. В верхней части склонов и узких междуречий, откуда происходит

вынос мелкозема, мощность покровных суглинков пониженная. Напротив, у подножий склонов, в депрессиях рельефа на междуречьях она максимальна. Здесь у суглинков смешанный делювиально-элювиальный генезис.

На высокольдистых отложениях, в том числе и на «ледовом комплексе», покровные суглинки являются продуктом его частичного протаивания сверху и местного переотложения. Так, минеральный материал с вытаивающих межполигональных блоков, образующих байджеяхи, аккумулируется в понижениях над ледяными жилами и в мелких термокарстовых понижениях. Отличительной особенностью рассматриваемых элювиальных образований, на которую указал А. И. Попов, является наличие полигонально-блочного микрорельефа и полигонально-жилльных структур: на севере в суровых геокриологических условиях — эпигенетических повторно-жилльных льдов, а на юге — псевдоморфоз по этим льдам и изначально-грунтовых жил (см. II.4). Вблизи южной окраины мерзлой зоны и за ее пределами для покровных суглинков характерна посткриогенная структурность. В многолетнемерзлом состоянии при  $t_{ср}$  около  $0^{\circ}\text{C}$  они имеют льдистость, близкую к полной влагоемкости и линзовидно-слоистые криотекстуры. При низких  $t_{ср}$  пород покровные образования высокольдисты и часто имеют «поясковые» криотекстуры, характерные для синкриогенных отложений северного типа (IV.2). Такое криогенное строение обусловлено формированием при сокращении мощности СТС при похолодании климата. Это как бы имитировало осадконакопление на поверхности и переход нижней части СТС в многолетнемерзлое состояние. Криогенное строение образований отражает геокриологическую температурную зональность позднего голоцена, т. е. времени послеголоценового оптимума, когда глубины сезонного оттаивания пород были максимальными. Очень широкое площадное распространение покровных элювиальных образований, их высокая пылеватость, слабая водоотдача и другие свойства существенно определяют однообразие субстрата СТС в мерзлой зоне (см. II.6).

Криогенное выветривание происходит и при аккумуляции дисперсных отложений. В результате накапливающиеся породы в разрезе сохраняют особенности, характерные для отложений, длительное время находящихся в СТС и СМС: пылеватость, криогенную и посткриогенную текстурированность, следы криогенных явлений, происходящих в этих слоях, полигонально-жилльные структуры и т. д. Это характерно для перигляциальных лёссов, формировавшихся в условиях холодного климата криохронов во внеледниковых областях Евразии и Северной Америки. Эти особенности обусловлены криогенным выветриванием и сопутствующими ему криогенными процессами в период накопления тонкодисперсного материала, транспортируемого как эоловым, так и водным путем.

Криогенное выветривание на склонах гор име-

ет большое значение при формировании различных экзогенных склоновых явлений: курумов, каменных глетчеров и др. Отличительной особенностью является возможность выноса мелкозема, образующегося при выветривании крупнообломочных образований. Вынос происходит обычно не повсеместно, а концентрируется по полосам, системам полигональных понижений и другим депрессиям рельефа и микрорельефа на склонах или понижениям на поверхности ММП. В результате образуются промытые, лишенные мелкозема грубообломочные образования на склонах, ограничивающие участки, на которых сохраняется и постепенно накапливается мелкозем. Такие участки склонов обычно покрыты растительностью, в то время как на крупнообломочных без заполнителя отложениях она отсутствует. Существенно, что в разрезах крупнообломочных образований на склонах (осыпях, обвалах, курумах и др.) с поверхности залегают наиболее крупные и угловатые глыбы, слабо поддающиеся выветриванию в силу низкой влажности этой части разреза большую часть времени, когда происходят переходы через  $0^{\circ}\text{C}$ . В нижней части СТС, обычно со значительным содержанием влаги за счет ее конденсации, происходит более быстрое выветривание обломков, приводящее к их дроблению, округлению их поверхности и уменьшению размеров.

Как особый вид криогенного выветривания может рассматриваться *нивация*, или снежниковая эрозия. Нивация происходит в условиях сурового климата преимущественно на участках образования снежников и других гляциальных явлений (наледей, ледников и др.). Нивация — это комплексный процесс, состоящий прежде всего из интенсивного криогенного выветривания, а также выноса образующегося мелкозема за счет делювиального смыва, оплывания и течения разжиженного грунта, солифлюкции и криппа. Нивация происходит преимущественно по периферии снежников при их таянии, а при наличии талого состояния пород и под ними. Снежники, наледи и ледники оказывают влияние на микроклимат и влажностный режим участков с интенсивной нивацией. Около них температура на поверхности пород существенно чаще переходит через  $0^{\circ}\text{C}$  в течение времени их существования в теплый период года. Кроме того, они являются источниками влаги, создающей благоприятные условия как для выветривания скальных пород, так и для удаления образующегося мелкозема из очагов нивации. Результатом интенсивного выветривания и выноса образующихся продуктов разрушения являются разнообразные нивационные формы рельефа на склонах гор: нивационные ниши и кары, нивальные уступы и террасы. В частности, нивационные процессы могут участвовать в формировании курумов гольцового пояса гор, образуя так называемые нишевые курумы (Курумы гольцового пояса гор, 1989).

Исследования В. Ф. Перова показали, что характер и интенсивность нивации неодинаковы в разных природных усло-

виях. Оптимальным для проявления нивации является длительное существование снежников при прохладных погодных условиях и ночных переходах через  $0^{\circ}\text{C}$ . Благоприятные условия для образования снежников существуют в нивально-гляциальном поясе гор, расположенном выше снеговой линии, а также в субнивальном поясе при наличии активной ветровой перераспределения снега, лавинной деятельности, около концов ледников и вокруг наледей. Таким образом, условия проявления нивации часто реализуются в тундровой зоне равнин, а в горах — в альпийском или гольцовом, а особенно полно — в субнивальном и нивальном поясах гор. Именно в последних геологические результаты нивации особенно масштабны.

В горах Субарктики с нивацией связывается формирование так называемых нагорных (криопланационных) террас — выложенных поверхностей с углами наклона  $1-5^{\circ}$ , ограниченных уступами крутизной  $30-40^{\circ}$ . Нагорные террасы имеют покров из щебнистых супесей и суглинков мощностью от нескольких десятков сантиметров до  $1,5-2$  м. Покров обычно разбит системой полигонов различных размеров, часто сортированных, с разнообразными полигонально-жильными структурами (эпигенетическими повторно-жильными льдами, жилами, выполненными грубообломочным материалом, и др.). В северных районах на нагорных террасах широко развиты пятна-медальоны, часто вытянутые цепочками, сортированные полосы и другие формы, свидетельствующие о перемещении дисперсного материала в СТС. Уступы нагорных террас сложены крупноглыбовым материалом. Именно под уступами постоянно образуются (или образовывались в прошлом) снежники и происходит активная нивация, ведущая к их отступанию. Поверхности нагорных террас срезают породы различного генезиса, состава и прочности. Поэтому их происхождение не может быть объяснено геоструктурными или тектоническими причинами. Тектонические уступы и другие структурные формы могут создавать только первичные условия для скопления снежников, активизации нивации, приводящей к «пятящейся» деформации крутого склона и образования террасовидной пологонаклонной поверхности.

Нагорные террасы характерны для районов с ограниченной новейшей тектонической активностью. Обычно на склонах бывает несколько нагорных террас. На соседних горах высоты и количество нагорных террас обычно не коррелируются. В современных климатических и геокриологических условиях нагорные террасы в горных районах юга криолитозоны и значительная часть в низкогорье высоких широт являются реликтовыми. Они свидетельствуют о снижении высотного уровня активных нивационных процессов в криохроны.

### III.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ПУЧЕНИЯ. ФОРМЫ ПУЧЕНИЯ, ИХ РЕГИОНАЛЬНАЯ И ЗОНАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ

Процессы пучения многообразны. Они включают криогенную (морозную) пульсацию отложений, слагающих СТС и СМС, выщучивание каменного материала, пучение при многолетнем промерзании тонкодисперсных пород, образование бугров пучения. При этом формируются различные криогенные явления, о которых будет сказано ниже.

**Криогенная пульсация отложений СТС и СМС** — это ежегодно происходящий процесс, охватывающий территорию, занятую субэралями ММП, и зону глубокого сезонного промерзания пород. Он складывается из пучения отложений в период их промерзания и осадки при их оттаивании. При промерзании СТС пучение отложений происходит без подтока влаги извне, т. е. по варианту «закрытой» системы. Исключение составляют подножия склонов, где может осуществляться подток вод СТС от начала до полного окончания промерзания слоя. Обычно подток вод осуществляется по площади неравномерно. Вследствие этого локально образуются однолетние миграционные и инъекционные бугры пучения. Такое явление приурочено к переходным и полупереходным типам СТС, т. е. тяготеет к южной окраине криолитозоны.

При сезонном промерзании отложений пучение может происходить как без притока влаги извне, так и с притоком, т. е. по варианту открытой системы. Во втором случае наибольшее пучение может быть в случае близкого залегания зеркала грунтовых вод в днищах долин рек, на плоских заболоченных междуречьях равнин. Криогенное пучение проявляется главным образом в тонкодисперсных пылеватых отложениях, широко распространенных в криолитозоне и зоне глубокого сезонного промерзания как следствие проявления криогенеза, приводящего к образованию покровных суглинков (см. III.2). Для них характерны высокая водоудерживающая способность и сильное сегрегационное льдовыделение при промерзании и последующем охлаждении. Наиболее общие зональные и секториальные закономерности криогенной пульсации рассматриваются именно для этих отложений. Они основываются на закономерностях формирования глубин СТС и СМС, влажности этих слоев и особенностей их сезонного промерзания (см. II.6 и IV.2). Возрастанию криогенного пучения способствуют высокая влажность отложений, большая мощность СТС (СМС) и невысокий темп осенне-зимнего промерзания, что в большей степени свойственно для морских и умеренно континентальных типов.

Более высокую влажность в одних и тех же районах имеют отложения СТС по сравнению с СМС, и однако криогенное пучение СМС значительнее по сравнению с СТС (при равных

$\xi_T$  и  $\xi_M$ ) за счет подтягивания влаги снизу, из талой зоны, особенно при близком залегании уровня грунтовых вод. Поэтому выделяется полоса шириной в 200—400 км вблизи южной окраины мерзлой зоны, где при  $t_{cp}$ , близких к  $0^\circ\text{C}$ , криогенная пульсация отложений СМС достигает наибольших величин, измеряемых первыми сантиметрами. При этом на радиационно-тепловых галиках пучение в целом больше, чем в СТС на мерзлых массивах. Такая «полоса» сильной криогенной пульсации отложений СМС характерна для юга Западной и Восточной Сибири при умеренно континентальных до резко континентальных типов.

Влажность отложений СТС в целом возрастает к северу, а в северной Евразии и с востока на запад, т. е. от районов с континентальным к районам с морским типом климата. В этих же направлениях увеличиваются удельные (на единицу мощности СТС) величины пучения и осадки при оттаивании, но также уменьшаются и глубины СТС пород. Поэтому наибольшая суммарная криогенная пульсация в СТС характерна для условий, соответствующих длительно устойчивым типам сезонного оттаивания и секториальных, где преобладают типы от умеренно до повышено-континентальных. При таком сочетании условий  $\xi_T$  достаточно велика, но преобладают мелкие по влажности типы с водонасыщением, близким к полному, промерзающие сравнительно медленно и двусторонне (IV.2). Это обеспечивает максимальное пучение при сегрегационном льдообразовании в верхней и нижней частях СТС, за счет обезвоживания средней.

**Криогенное выпучивание каменного материала** из дисперсных отложений — процесс, регионально связанный с территориями, где близко к поверхности залегают скальные породы, на которых развит мелкоземистый криогенный элювий и продукты его ближайшего переотложения, а также отложения, содержащие валуны, глыбы и щебень (морены, горный пролювий, обвально-осыпные накопления). Поэтому криогенное выпучивание наиболее активно проявляется в горных районах, на плоскогорьях и плато.

Криогенное выпучивание происходит как в СТС, так и в СМС. Однако при сезонном промерзании этот процесс протекает менее активно. В СТС активность процесса уменьшается при малых величинах  $\xi_T$  (0,4—0,3 м и менее) в устойчивых и арктических типах ( $t_{cp}$  ниже  $-8\dots-10^\circ\text{C}$ ).

Существенно, что, проявляясь ежегодно в течение геологически длительного времени, этот процесс уже привел к формированию каменных покровов (курумов), «сортированных полигонов» и других явлений (III.5, III.7), залегающих на слое мелкозема, практически лишенного крупнообломочного материала. Дальнейшее их развитие происходит довольно медленно. Продолжающееся в них выпучивание камней соизмеримо с выветриванием и образованием криогенного мелкозема, мед-



ленным движением курумов и др. Активизация процесса связана с техногенным нарушением природных условий, приводящим к увеличению  $\xi_r$ , изменению влажности СТС или его состава. Например, это часто происходит при вырубке и выгорании лесов или нарушении наземной растительности на каменистых склонах и у их подножий. Активность проявления выпучивания, сопровождающаяся трансформацией образованных форм, менялась при динамике климатических, ландшафтных и геокриологических условий. Потепления и увеличения  $\xi_r$  ведут к активизации выпучивания, захвату этим процессом горизонта большей мощности. Но оттаивание мерзлых толщ и переход сезонного оттаивания в сезонное промерзание приводят к ослаблению и затуханию процесса. Последний вновь интенсифицируется при появлении многолетнемерзлого субстрата. Вместе с тем похолодания и уменьшение  $\xi_r$  также ослабляют проявления выпучивания, особенно в арктических районах.

Значительная часть форм, генетически связанных с выпучиванием камней, имеет полигональный характер. Образование полигональности является следствием длительного многостадийного сложного развития этих образований. Оно включает проявление на этапе их развития в экстремально суровой геокриологической обстановке позднего плейстоцена (I.3) процессов криогенного растрескивания и образования полигонально-жильных структур (III.4). В голоценовый оптимум в широкой зоне возросли  $\xi_r$ , что привело к оттаиванию жильных льдов и образованию полигональной сети понижений на поверхности крупнообломочных покровов. В свою очередь это обусловило активизацию выпучивания камней и их криогенной сортировки, которая приобрела дифференцированный характер. В результате возникли «сортированные полигоны», бугристо-западинный рельеф каменных покровов, полигональные фации курумов (III.7) и другие формы.

**Миграционные многолетние бугры пучения** (рис. III.1) приурочены главным образом к аккумулятивным равнинам, межгорным впадинам и долинам крупных рек. Многолетние миграционные бугры и площади пучения образуются в местах распространения с поверхности тонкодисперсных отложений мощностью не менее 3—4 м, подстилаемых водоносными песками. Развивающиеся формы миграционных бугров пучения распространены преимущественно вблизи южной окраины мерзлой зоны. Они возникают на начальных этапах эпикриогенного промерзания талых дисперсных отложений, вследствие периодических колебаний климата или осушения термокарстовых озер со сквозными таликами под ними, промерзающими по типу открытой системы. Их образованию способствует накопление на поверхности торфа, заболачивание, приводящее к понижению  $t_{ср}$  пород. Вблизи южной окраины криолитозоны это может сопровождаться на талых участках переходом  $t_{ср}$  через  $0^\circ\text{C}$ , новообразованием мерзлоты и сильным локальным сегрегаци-



Рис. III.1. Пинго (булгуньяхи) на дренированных термокарстовых котловинах в дельте р. Маккензи (фото Р. Маккея)

онным льдовыделением. Толчком к такому процессу часто служит похолодание за счет коротко- и среднепериодных колебаний климата. Под растущими миграционными буграми пучения мощность ММП изменяется от 2 до 40 м, и нижняя граница ММП постоянно испытывает колебания под воздействием изменений климата с периодом от нескольких до 300 лет. Это вызывает периодические изменения высоты (пульсацию) миграционных бугров. Таким образом, возраст растущих миграционных бугров не превышает первых сотен лет. При возрастании мощности ММП (до 100—150 м и более) миграционные бугры переходят в реликтовое состояние. Поэтому в северной части южной и в пределах северной геокриологической зоны преобладают реликтовые формы миграционных бугров и площадей пучения, имеющих разнообразный возраст. Последний определяется временем начала эпигенетического промерзания и имеет тенденцию зонально увеличиваться к северу. Исключение составляют миграционные бугры и площади пучения, образующиеся при спуске термокарстовых озер со сквозными таликами, а также морских террас и равнин, отложения которых начали промерзать при регрессии Полярного бассейна. Такие бугры пучения быстро проходят этап восходящего развития и переходят в реликтовое состояние вследствие перемерзания водоносных горизонтов, залегающих близко к поверхности и поставляющих влагу для образования сегрегационного льда. Поверхность реликтовых миграционных бугров и площадей пучения ослож-

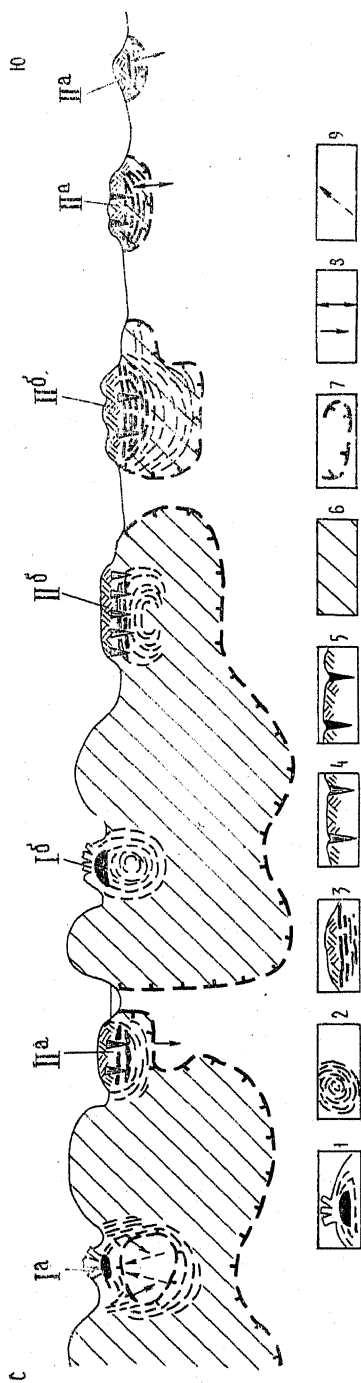


Рис. III.2. Зональное распространение многолетних форм инъекционного (I) и миграционного (II) пучения на равнине. Индексом «а» помечены активные, «б» — неактивные, завершившие свой рост формы:

1 — инъекционные бугры пучения (булгуняхи); 2 — распределение основной системы ледяных шпиров в промерзающих отложениях таликов; 3 — многолетние миграционные бугры и площади пучения (подчеркнуты особенности их криогенного строения); 4 — ледяные жилы в торфяниках; 5 — псевдоморфозы по ледяным жилам и полигональный микро-рельеф на торфяниках; 6 — многолетнемерзлые породы; 7 — граница ММП; 8 — направление смещения границы ММП; 9 — движение напорных вод во внутримерзлотных таликах

нена обычно полигональным рельефом. На севере при  $t_{\text{ср}} = -3 \dots -4^\circ\text{C}$  и ниже полигоны связаны с повторно-жильными льдами. Южнее эти льды вытаяли, образовав системы понижений и бугров (бугристые торфяники) (рис. III.2).

**Многолетние инъекционные бугры пучения** — булгунняхы (пинго) — связаны в своем происхождении с промерзанием несквозных подозерных таликов вследствие быстрого осушения (спуска) термокарстовых озер. Генезис таких бугров определяет их приуроченность к северной геокриологической зоне (преимущественно к северной ее части) и к аккумулятивным равнинам, сложенным с поверхности высокольдистыми синкриогенными и синхронно эпикриогенными отложениями (IV.2 и IV.3). Районами их распространения являются север Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, Северо-Сибирская низменность, приморские низменности Северо-Востока России, Чукотки, севера Аляски и Канады. Особенно большое количество инъекционных бугров пучения (пинго), находящихся на различных стадиях развития, в том числе и растущих известно на низменностях в нижнем течении р. Маккензи (Маскау, 1973). Видимо, их образованию благоприятствует существование в разрезе достаточно мощных водоносных слоев и линз, сложенных песками и гравийно-галечными отложениями. Возраст большинства булгунняхов позднеплейстоценовый.

#### III.4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИОГЕННОГО РАСТРЕСКИВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

Криогенное (морозобойное) растрескивание широко распространено как в пределах области многолетнемерзлых, так и сезоннопромерзающих пород. Этот процесс активно проявляется при современных климатических и геокриологических условиях. Еще более широкое развитие он имел в криохроны, особенно позднеплейстоценовый криохрон, когда им были охвачены огромные пространства, в том числе с современным умеренным и даже теплым климатом (см. I.3). С криогенным растрескиванием генетически связано формирование первичных полигонально-жильных структур: изначальное-грунтовых жил, повторно-жильных льдов, первично-песчаных, песчано-ледяных жил и некоторых менее распространенных форм. Вторичные структуры — это образования, формирующиеся при протаивании тех первичных структур, которые в своем составе содержат подземный лед и являются компонентом верхней части многолетнемерзлых пород. Принципиальная схема соотношения первичных и вторичных полигонально-жильных структур приведена на рис. III.3. Полигонально-жильные структуры имеют по отношению к вмещающим отложениям эпигенетический и сингенетический характер. Они приурочены к приповерхностным слоям эпикриогенных пород и являются конституционной



составляющей субаэральных синкриогенных отложений (IV.2).

Развитие всех видов полигонально-жильных структур сопровождается формированием специфического полигонального микрорельефа, различающегося по форме в зависимости от типов структур и стадий их развития. Этот микрорельеф характерен как для территорий современного распространения мерзлых пород, так и бывшего их существования. Полигонально-жильные структуры в отложениях являются важным и высокоинформативным показателем природной, особенно геокриологической, обстановки времени их формирования. Отсюда их большое значение для палеогеографических реконструкций, особенно для верхнего кайнозоя.

**Криогенным трещинообразованием** и его моделированием занимались Б. Н. Достовалов, А. Лахенбрух, С. Е. Гречищев, С. С. Григорян и др. Модели криогенного растрескивания позволяют объяснить некоторые закономерности этого процесса в природных условиях и прогнозировать его при техногенных нарушениях. Натурные наблюдения за развитием криогенных трещин проводились главным образом в существующих, ранее сформировавшихся полигонально-жильных системах. Наиболее длинный ряд таких наблюдений (с 1964 г. по настоящее время) на большом числе площадок с разными условиями на севере Канады принадлежит Р. Маккею. С 1978 г. им проводятся наблюдения за новообразованием криогенных трещин на дне спущенного термокарстового озера, отложения которого находятся в процессе многолетнего промерзания.

Криогенному растрескиванию подвержены различные по составу и льдистости отложения. Последние по ухудшению свойств, влияющих на проявление этого процесса (коэффициента линейного сокращения—расширения, сопротивления на разрыв и др.), располагаются примерно в следующей последовательности: торф, супеси и суглинки слабодлистые, затем они же сильнольдистые, пылеватые пески, крупнообломочные отложения с заполнителем из мелкозема, разборная скала. Растрескивание вызывается резким понижением температур пород в приповерхностных слоях, обусловленным суточными или более длительными (7—10 дней) колебаниями, которые происходят на фоне осенне-зимнего охлаждения сезонно- и многолетнемерзлых массивов. Наиболее благоприятны для этого резко континентальные условия с малоснежными зимами, которые характерны для Восточной Сибири. Криогенное растрескивание интенсивно происходит в пылеватых супесях и суглинках Центральнойкутской низменности, межгорных впадин Забайкалья и Верхояно-Колымской орогенной области. Таким образом, наиболее общей закономерностью в проявлении криогенного трещинообразования является увеличение его интенсивности, т. е. повторяемости растрескивания, площадей, подверженных этому процессу, и количества трещин на единицу площади при повышении суровости климата и его континенталь-

ности. Вместе с тем в разных геокриологических условиях криогенное растрескивание проявляется неодинаково и приводит к различным геологическим эффектам.

Расстояние между криогенными трещинами (размер полигонов), глубина их проникновения, ширина, соотношение с СТС (СМС) и мерзлой толщей в породах одинакового состава и льдистости существенно определяются значениями  $t_{cp}$  и  $A_0$ , т. е. теми же параметрами, что и сезонное промерзание-оттаивание. Выделяются три зональных варианта растрескивания: «южный», когда трещины находятся в СТС или СМС и не проникают в мерзлую толщу; «переходный», когда трещина образуется в промерзшей части СТС, а по мере зимнего охлаждения массива проникает в верхние слои мерзлой толщи; «северный», при котором трещина возникает после того, когда СТС промерз, а верхние слои мерзлой толщи охладилась. Она проникает сразу в мерзлую толщу.

Криогенное растрескивание по «южному» варианту распространено в широком диапазоне геокриологических условий: от континентальных до особо резко континентальных, от переходных до длительно устойчивых типов сезонного промерзания и оттаивания отложений. При сезонном промерзании криогенному растрескиванию подвергаются главным образом пылеватые супеси и суглинки. Отчетливо проявляется тенденция уменьшения размеров полигональной решетки трещин при возрастании континентальности. Размеры трещинных полигонов в условиях переходных, резко и особо резко континентальных типов СМС составляют от  $0,8 \times 1$  до  $1 \times 1,5$  м.

При указанных выше диапазонах континентальности проникновение криогенных трещин из СТС в мерзлую толщу происходит при различных значениях  $t_{cp}$ , зависящих от состава и льдистости отложений. Чем дисперснее отложения и выше их льдистость, тем при более высоких значениях  $t_{cp}$  происходит проникновение трещин в многолетнемерзлые породы и появляется возможность формирования полигонально-жильных структур, содержащих подземный лед (повторно-жильных льдов, грунтово-ледяных и песчано-ледяных жил). Такой переход в пылеватых льдистых суглинках и супесях происходит при  $-2 \dots -4^\circ\text{C}$ , а в гравийно-галечных слабольдистых отложениях при  $-8 \dots -9^\circ\text{C}$ . В переходном диапазоне  $t_{cp}$  криогенные трещины низких порядков генераций проникают в мерзлую толщу, а высокие — не выходят из пределов СТС. В результате формируются переходные системы полигонально-жильных структур, в которых по полигональной сети с большим расстоянием между трещинами растут ледяные жилы, а с меньшим — изначально-грунтовые жилы. Такие системы в породах разного состава и льдистости образуются в узком диапазоне  $t_{cp}$  и являются палеомерзлотными реперами. Многолетняя динамика температур и глубин СТС отложений приводит к периодическому оттаиванию ледяных жил и их последующему повтор-

ному образованию. При полном протаивании ледяных жил на их месте образуются псевдоморфозы.

При криогенном растрескивании по переходному и особенно по северному варианту проявляется зависимость увеличения глубины проникновения открытых криогенных трещин ниже СТС по мере понижения  $t_{ср}$  (рис. III.4). Размеры трещинных

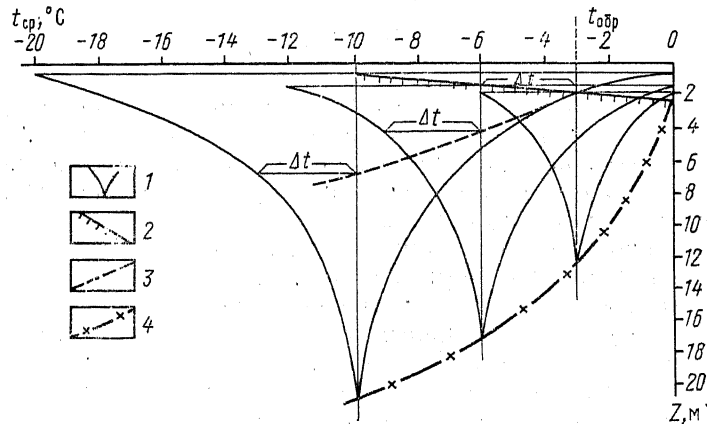


Рис. III.4. Характер изменения глубин проникновения «раскрытых» морозобойных трещин ниже подошвы СТС при понижении  $t_{ср}$  (при прочих равных условиях): 1 — огибающие температурных кривых; 2 — верхняя поверхность мерзлой толщи; 3 — наибольшая глубина проникновения «зияющих» трещин; 4 — подошва слоя годовых колебаний температур;  $\Delta t$  — отклонения температуры от  $t_{ср}$ , при которой трещина считается «зияющей»

полигонов, изменяющиеся в пределах от 6—8 до 20—25 м, обусловлены составом и льдистостью пород. Тенденция уменьшения их размеров при увеличении  $A_0$ , хотя и прослеживается, но в ослабленном виде.

Важной особенностью проявления криогенного растрескивания в естественных условиях является закрепление мест возникновения трещин при периодически повторяющемся процессе. Это является следствием образования ослабленных участков («дефектов») в местах их первоначального появления, а также развития на их основе полигонально-жильных структур. «Жесткость» закрепления увеличивается в результате заполнения трещин материалом с существенно более низким сопротивлением на разрыв, чем у вмещающих отложений. В современном влажном климате криогенные трещины чаще всего заполняются водой, переходящей в лед. При положительных и высоких отрицательных  $t_{ср}$  в породах образуются изначальнo-грунтовые жилы, а при более низких отрицательных — повторно-жильные льды (Романовский, 1977). Ледяные жилы являются



наиболее ослабленными местами мерзлых массивов, так как сопротивление льда на разрыв существенно ниже, чем у минеральной части. Повторно-жильные льды — структуры двухъярусные. В верхней грунтовой части структуры так же, как и в изначально-грунтовых жилах, элементарные ледяные жилки оттаивают и заполняются вмещающими отложениями, оплывающими со стенок трещины. Осенью, замерзая, порода цементируется льдом, в результате чего уменьшается «дефектность» мерзлого массива. Сокращение мощности СТС к северу при понижении  $t_{ср}$  приводит к уменьшению грунтового яруса и более близкому залеганию к поверхности «головы» ледяной жилы. Результатом этого является зональное увеличение закрепления мест повторяющегося криогенного растрескивания.

Ненарушенные ранее криогенным растрескиванием, т. е. лишённые такого рода дефектов, массивы в современных условиях встречаются редко, в основном в днищах спущенных термокарстовых озёр, характерных для аккумулятивных равнин севера (III.9). Осушение озёр происходит главным образом вследствие развития эрозионной сети. При этом температура поверхности пород на их днище скачком понижается до значений, близких к зональным. Талые отложения начинают промерзать и подвергаться криогенному растрескиванию. Р. Маккей указывает на появление уже в первую зиму после спуска озера единичных широких (до 4—6 см) криогенных трещин. В последующие годы появляются новые трещины и происходит постепенное формирование замкнутой полигональной сети, сокращение глубины СТС, рост повторно-жильных льдов.

Важной особенностью является форма полигональной сети на днищах спущенных озёр (аласах, хасыреях) и на поймах рек. Одна генерация трещин повторяет контуры береговой линии (и подозерного или подруслового талика), а вторая перпендикулярна к ним. В результате образуются сегменты пойм (и террас), полигональная сеть на которых отражает процесс ландшафтообразования или фуркации русла. Полигональные сети на междуречьях и высоких террасах, сложенных достаточно древними отложениями, имеют беспорядочный рисунок. Он отражает как неоднородность субстрата, так и сложность и многократность формирования криогенного трещинного микро-рельефа, появлявшегося в криохроны и деградировавшегося в термохроны.

**Первичные полигонально-жильные структуры**, образующиеся на основе криогенного растрескивания, многообразны (см. рис. III.3). Основные типы таких структур отличаются, во-первых, по веществу, периодически заполняющему криогенные трещины, во-вторых, по положению трещин (и структур) в системе СТС — мерзлая толща (Романовский, 1977; Общее мерзловедение, 1978). Положение трещин, зависящее от  $t_{ср}$  пород, определяет трансформацию или накопление заполнявшего их материала, деформации вмещающих их отложений и другие

особенности полигонально-жильных систем, включающих как сами структуры, так и вмещающие их отложения. Известны два основных способа заполнения криогенных трещин, происходящих в разной природной обстановке. Первый — это заполнение их водой, замерзающей в трещинах и образующей элементарные ледяные жилки. Такое заполнение происходит в условиях, когда на поверхности появляется вода, талая снеговая или поверхностная речная. Последняя попадает в трещины в редких случаях. Таким образом, указанный способ заполнения возникает при наличии снежного покрова, тающего весной. Когда трещины не выходят из СТС, образуются изначально-грунтовые жилы, если трещины проникают в мерзлую толщу — повторно-жильные льды. Первые являются высокотемпературным, вторые — низкотемпературным типом полигонально-жильных структур, вертикальные размеры которых зонально возрастают при понижении  $t_{\text{ср}}$ . Второй способ — заполнение трещин воздушно-сухим песком в условиях низкой влажности, отсутствия снега и наличия сильных ветров, переносящих песок, т. е. в холодной аридной обстановке. Необходимо также наличие песчаных массивов или пород, при выветривании которых образуется песок и развиваются процессы дефляции. Формируются при этом дефляционные поверхности с ветрогранниками и первично-песчаные жилы, среди которых выделяются высоко- и низкотемпературные типы.

Когда заполнение водой и песком из года в год чередуется, образуются структуры, переходные между рядами изначально-грунтовых жил — повторно-жильных льдов и первично-песчаных жил. Они характерны для семиаридных и аридных условий. Низкотемпературный тип последних носит название песчано-ледяных жил. Он локально встречается в дельте Лены. Высокотемпературные типы характерны для массивов развеваемых песков — тукуланов в Центральной Якутии.

Существуют структуры, при образовании которых криогенные трещины не заполняются материалом извне. Трещины фиксируются породой, осыпающейся с их стенок, зоной иссушения и другими признаками, плохо выраженными морфогенетически. Это происходит в обстановке отсутствия талых вод, в засушливых южных районах, где снег преимущественно испаряется (в Северном Казахстане, локально во впадинах Южного Забайкалья).

Важной особенностью в развитии современных полигонально-жильных структур севера Евразии и Северной Америки является преобладание различных форм изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов, т. е. структур, формирующихся преимущественно в криогумидных условиях или холодных семиаридных, где зимой присутствует снежный покров, тающий весной. Структуры с песчано-ледяным заполнением криогенных трещин встречаются локально, в специфических природных ландшафтах. Первично-песчаные жилы (низкотемпературный

вариант) формируются в настоящее время только в «оазисах» Антарктиды обычно в сочетании с песчано-ледяными и ледяными жилами. На Земле Виктории их строение и особенности роста изучались Т. Певе, Т. Бергом, Р. Блеком. Огромное распространение первично-песчаные, а также песчано-ледяные жилы имели в криохроны главным образом в регионах, где формировались ледниковые щиты или было полупокровное оледенение в горах (в Европе, Северной Америке, в ряде районов Восточной Сибири). Они приурочены преимущественно к полосе, прилегающей к краю ледниковых щитов, где были суровые геокриологические условия, господствовали стоковые ветры, приводившие к дефляции, переносу песчаного и гравийного материала и засыпанию его в криогенные трещины. По мере отступания края ледника «полоса» формирования таких жил смещалась за ним. Преобладают эпигенетические первично-песчаные жилы в отложениях разного состава и генезиса, не находящие выражения в современном рельефе. Исключение составляет только территория Скандинавии, где первично-песчаные и песчано-ледяные жилы формировались в самом конце позднего плейстоцена—раннем голоцене на последних стадиях разрушения позднеюрмского ледникового щита. Они перекрыты маломощным почвенным покровом и легко фиксируются на распаханых полях по различиям в вегетации посевов.

В распространении современных развивающихся полигонально-жильных структур существует геокриологическая зональность, которая прослеживается при наличии «литологического контроля», т. е. зависимости развития структур от состава и свойств вмещающих отложений. Это проявляется в различии диапазонов  $t_{ср}$ , при которых осуществляется в породах разного состава и влажности переходы от изначально-грунтовых жил к полигональным системам, содержащим полигонально-жильные льды и грунтовые жилы (по трещинам высоких порядков генераций), а от них к системам только с повторно-жильными льдами. Напомним, что в породах различного состава зональное изменение  $t_{ср}$  происходит неодинаково (см. II.4). В результате в одном и том же районе в различных отложениях могут существовать и развиваться различные виды полигонально-жильных структур (рис. III.5).

Такого рода зависимости установлены также для полигонально-жильного микрорельефа. Так, безваликовые полигоны характерны для систем с изначально-грунтовыми жилами или маломощными жилами льда, развивающимися при высоких  $t_{ср}$  (рис. III.6, В.I—В.IV). Полигонально-валиковые формы микрорельефа образуются только при достаточно низких  $t_{ср}$ . Возникновение валиков при продолжающемся росте жил льда приводит в конечном итоге к циклическому развитию микрорельефа. При этом под влиянием явления саморегуляции, благодаря которому сохраняется устойчивость полигонально-жильной системы (рис. III.6, 3.I—3.III), в условиях нарастания массы под-

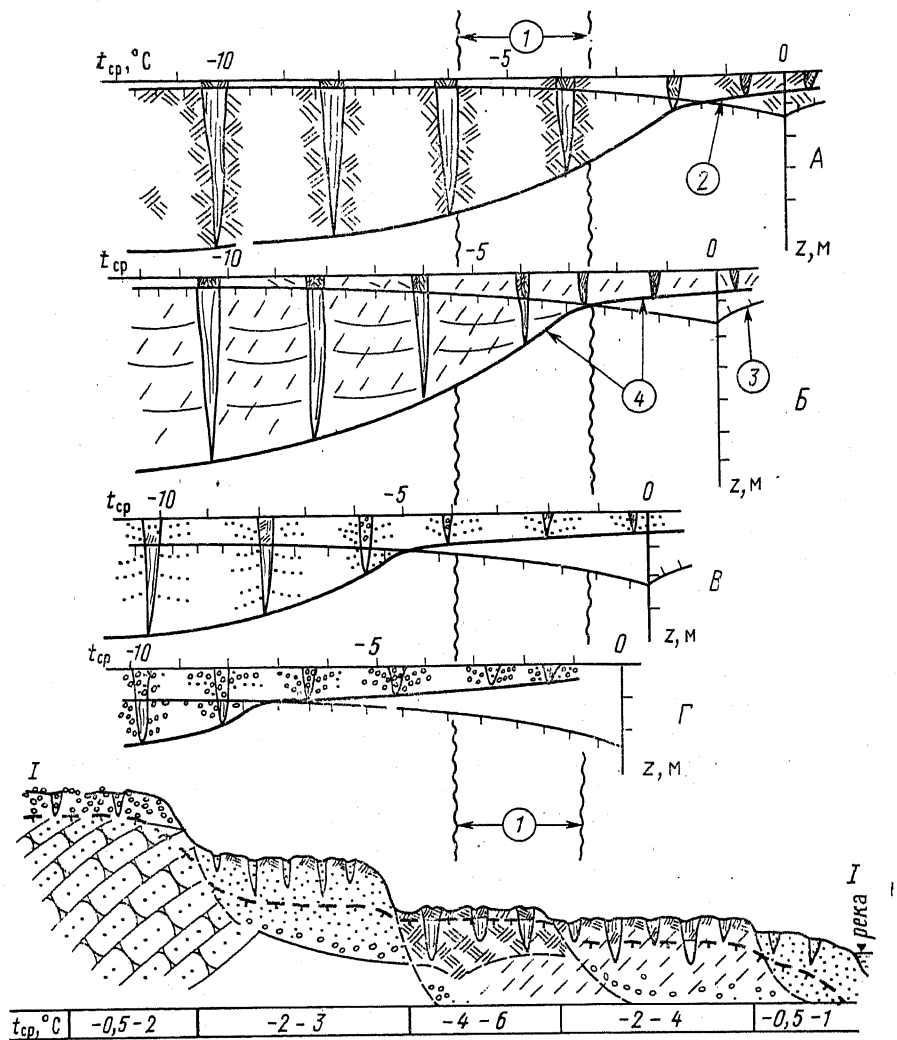


Рис. III.5. Схема зональных изменений глубин криогенного растрескивания и вертикальных размеров полигонально-жильных структур (изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов) в торфяниках (А), пылеватых супесях и суглинках (Б), песках (В) и гравийно-галечниковых отложениях (Г). Схематический профиль I—I построен для условий зоны, ограниченной волнистыми линиями (1); подошва слоя сезонного оттаивания (2); подошва слоя криогенного растрескивания и развития жильных структур (4)

земного льда, происходит периодическая смена формы полигонов: плоских безваликовых на валиковые, последних на полигоны с понижениями над жилами, снова на безваликовые, валиковые и т. д. Наличие в полигональном микрорельефе ука-



занных форм на одной генетической поверхности является свидетельством не только процесса саморегуляции, но и определенного, достаточно низкого диапазона температур мерзлых пород (Романовский, 1977). Такие формы характерны только для аккумулятивных поверхностей северной части мерзлой зоны с  $t_{ср}$  ниже  $-5 \dots -7^\circ\text{C}$ . Зависимость характера полигональных структур и микрорельефа от состава пород и  $t_{ср}$  приведена на схемах (рис. III.7, III.8).

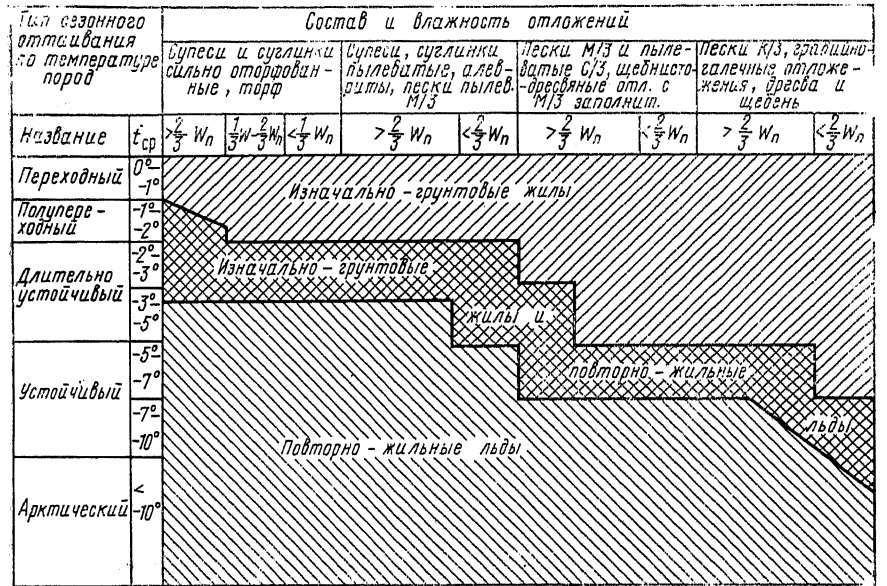


Рис. III.7. Схема соотношения изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов, с типами сезонного оттаивания отложений (по В. А. Кудрявцеву):

$W$  — естественная влажность отложений;  $W_n$  — полная влагоемкость отложений за вычетом незамерзшей влаги

**Вторичные полигонально-жильные структуры и остаточный полигонально-жильный микрорельеф.** В позднеплейстоценовый криохрон произошло формирование ледового комплекса, содержащего мощные сингенетические повторно-жильные льды (IV.2), а также огромное по масштабам криогенное трещинообразование в породах самого разнообразного состава и генезиса и накопление эпигенетических повторно-жильных льдов. В особенной мере это относится к элювию, склоновым образованиям, древнему аллювию и др. Южная граница повторно-жильного льдообразования сдвигалась к югу на 1000 км и более. В пределах современной криолитозоны жильные льды образовывались в крупноглыбовом элювии скальных пород и ку-

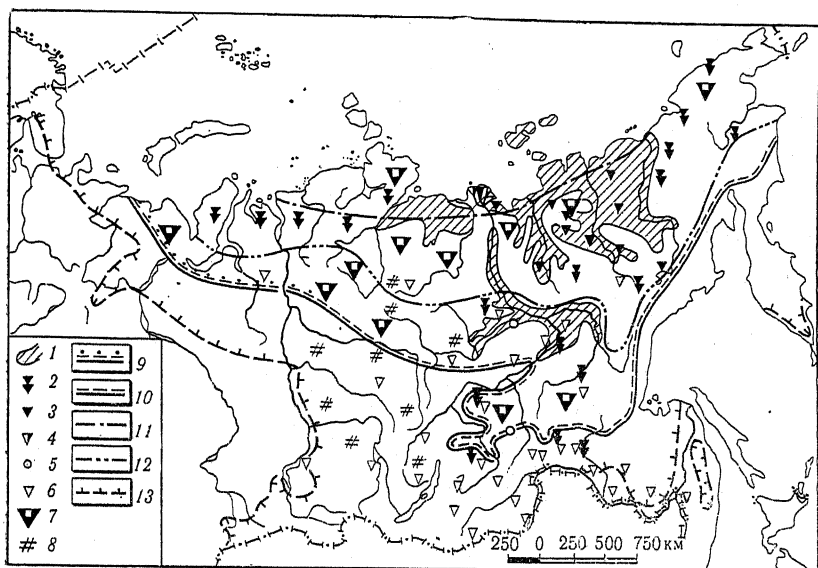


Рис. III.8. Схематическая карта распространения растущих повторно-жильных льдов и изначально-грунтовых жил:

1 — область широкого распространения «ледового комплекса»; 2 — то же в речных долинах; 3 — растущие повторно-жильные льды; 4 — растущие песчано-ледяные жилы (низкотемпературные); 5 — растущие жилы с песчаным и ледяным заполнением трещин (высокотемпературные); 6 — растущие изначально-грунтовые жилы; 7 — сортированные полигоны; 8 — полигоны малого диаметра (1,5—3,0 м); границы растущих жил льда: 9 — в торфяниках; 10 — в супесях и суглинках; 11 — в грубозернистых песках, гравии и гальке; южная граница; 12 — валиковых полигонов, 13 — многолетнемерзлых пород

румах, проникали в разборную скалу. На севере Средней и Восточной Сибири эти льды сохранились. Однако на огромных территориях вне границ современной криолитозоны и в южной части северной геокриологической зоны повторно-жильные льды протаяли, образовав псевдоморфозы (см. рис. III.3), возникли многообразные формы остаточного полигонального микрорельефа (см. рис. III.6), бугристо-западинного в Западной, Средней и Восточной Сибири, бугристых марей на севере Забайкалья и Дальнего Востока и остаточного полигонального микрорельефа Восточно-Европейской равнины. Выпуклые части этих микроформ соответствуют полигональным блокам, а понижения-западины образовались на месте вытянувшихся ледяных жил. Полигональный микрорельеф, не всегда заметный на покрытых растительностью территориях, как бы «проявляется» на распаханых полях. Распашка приводит к его планации: к срезанию обогащенной гумусом почвы с бугров и концентрации ее в западинах. С воздуха такие поля выглядят пятнистыми. Светлые пятна соответствуют обнаженной подпочве на вершинах бугров, а

темные — полигональная сеть полос — западинам. Неодинаковы вегетация и урожайность сельскохозяйственных культур на таких полях. Более густая и яркая растительность соответствует заполненным понижениям, разреженная, угнетенная — вершинам бугров. Следует сказать, что в первые годы после распашки полей с бугристо-западинным микрорельефом, когда почва еще не подвергалась техногенному перемещению, урожай обычно больше. Снятие почвы и обнажение подпочвы с бугров ведут к снижению урожайности, если при этом не принимаются специальные меры.

Хуже выражена реликтовая полигональность микрорельефа в случае, когда криогенное растрескивание в позднем плейстоцене приводило к формированию изначально-грунтовых жил. Именно такие формы прослеживаются на юге Украины вплоть до побережья Черного моря.

Намечается зональность современного и реликтового полигонального микрорельефа и полигонально-жильных структур в тонкодисперсных отложениях Евразии. С севера на юг происходит постепенная смена морфологии в ряду: чередование в единых системах валиковых и безваликовых крупных (6—8 м и более) полигонов с повторно-жильными льдами; крупные безваликовые полигоны с ледяными жилами; то же с ледяными и грунтовыми жилами; мелкие (от 1 до 3 м в поперечнике) современные полигоны с грунтовыми жилами, сочетающиеся с выпуклыми реликтовыми крупными полигонами с псевдоморфозами по жильным льдам (в Восточной Сибири); реликтовые выпуклые полигоны с псевдоморфозами (Восточная Европа); плоские реликтовые полигоны с ископаемыми изначально-грунтовыми жилами. Отчетливые границы между зонами указанных типов микрорельефа отсутствуют из-за приуроченности их к разным типам отложений.

На курумах и крупноглыбовых покровах, развитых на Среднесибирском плоскогорье, на вершинах и пологих склонах междуречий Алданского щита, Станового нагорья, Забайкалья и гор севера Восточной Сибири широко распространены полигональные формы типа глыбовых («каменных») сетей, сортированных полигонов и др. Их происхождение многостадийное. На ранних стадиях глыбовые покровы, образовавшиеся в результате выпучивания камней, суффозии мелкозема и других процессов, не имели полигонального облика. В позднелесточеновый криохрон глубина сезонного оттаивания таких покровов существенно сократилась (до 0,5—1 м, при современной до 1,5—2 м). Нижняя часть заполнилась гольцовым льдом. Резкая континентальность климата, суровость и малоснежность зим способствовали криогенному трещинообразованию насыщенного льдом глыбового субстрата и росту в нем ледяных жил. На этой стадии возник полигональный облик таких покровов. Последующее увеличение  $\xi_t$  в голоценовый климатический оптимум привело к протаиванию повторно-жильных льдов. В ре-



зультате по ним образовалась полигональная система понижений, интенсифицировалось выпучивание каменного материала, которое приобрело дифференциальный характер. По межполигональным понижениям произошла концентрация подповерхностного стока, приводившая к суффозии, а локально и накоплению в них мелкозема. Суффозия способствовала образованию промытых грубообломочных жил, которые, в частности, характерны для полигональных разновидностей курумов (III.7).

### III.5. ПЯТНА-МЕДАЛЬОНЫ И КРИОТУРБАЦИИ

Пятна-медальоны и криотурбации представляют собой формы криогенеза, развивающиеся в сезонноталом слое под влиянием комплекса экзогенных процессов: мелкополигонального криогенного и (или) диагенетического растрескивания, криогенного пучения и образования криотекстур, плотностей конвекции в неконсолидированных переувлажненных грунтах, дифференцированного выпучивания каменного материала, инъекции и (или) выброса на поверхность разжиженного материала под влиянием статического криогенного давления и др.

Пятна-медальоны представляют собой круглые пятна лишнего растительности грунта, окаймляемые бордюром из дернины или щебенисто-дресвяного материала. Обычно они занимают центральную часть мелкополигональных форм с диаметром от 1—1,2 м до 30—40 см. В разрезе отложений СТС пятнам-медальонам соответствуют нарушения слоистости, называемые *криотурбациями*, или *инволюциями*. Форма криотурбаций разнообразна, но имеется ряд общих черт: наличие линз и слоев, неравномерно обогащенных органическим материалом или ожелезненных и поэтому различающихся по цвету; ориентировка таких слоев, создающая в разрезе ячеистые формы, размеры которых близки по вертикали и горизонтали и обычно не превышают 1—1,2 м.

Пятна-медальоны наиболее распространены в тундровой зоне, где даже выделяются так называемые «пятнистые тундры», иногда образующие на равнинах широтно вытянутую подзону. В более южной подзоне «ерниковых тундр» и зоне тайги «медальонные тундры» занимают ограниченные площади, обычно приуроченные к повышенным участкам междуречий и высоких террас с маломощным снежным покровом, сильно увлажненные и с наиболее суровыми геокриологическими условиями. В арктических тундрах пятна-медальоны очень широко распространены. Обычно размеры отдельных пятен составляют первые десятки сантиметров в диаметре, но количество их на единице площади очень велико, и они занимают почти всю поверхность. В горах «пятнистые горные тундры» встречаются на плоских вершинах, седловинах, площадках нагорных террас в гольцовом и нивационно-гляциальных поясах. На пологих склонах

они часто располагаются ступеньками, как бы наплывая друг на друга. При увеличении крутизны склона они трансформируются в полосы структурной солифлюкции (см. III.4).

По составу и свойствам отложений, в которых образуются пятна-медальоны, их можно разделить на две основные группы: 1) глинистые, в которых происходят при промерзании процессы миграции влаги, образование сегрегационного льда и пучение; 2) грубодисперсные и пески, в которых миграции пленочной влаги не происходит, а при их промерзании в водонасыщенном состоянии в непромерзшую зону происходят отжатие избыточной воды, инъекционное льдообразование и пучение. Обе группы отложений могут содержать щебень, древесину и глыбы, что создает условия для проявления дополнительного процесса — выпучивания (вымораживания) каменного материала на поверхность.

Р. Маккей (MacKay, 1979) на основании многолетних полевых экспериментальных исследований изучил процессы, происходящие в пятнах-медальонах глинистого состава, и предложил равновесную модель их развития. Он утверждает, что активное развитие пятен-медальонов происходит при следующих условиях: поверхность мерзлой толщи под пятном имеет вогнутую (чашеобразную) форму, т. е. под растительным бордюром, окаймляющим пятно, глубина оттаивания меньше, чем в его центре; промерзание СТС происходит с двух сторон (см. IV.2): со стороны верхней поверхности и окаймляющих трещин-понижений между пятнами и снизу, со стороны мерзлой толщи. Последнее происходит только при  $t_{ср}$  пород ниже  $-2 \dots -3^\circ\text{C}$ . Это предопределяет зональную приуроченность активных пятен-медальонов к длительно устойчивым, устойчивым и арктическим типам сезонного оттаивания пород.

В результате двустороннего промерзания с верхней и нижней поверхностей «ядер» глинистых пятен-медальонов образуются зоны с повышенной льдистостью, в которых при сезонном оттаивании порода переходит в разжиженное состояние, дает осадки и способна течь. Напротив, центральная часть «ядра» при промерзании обезвоживается и гидростатическое давление влаги в ней имеет отрицательное значение, она малолдыста. При протаивании, происходящем сверху, грунт в этой части ядра впитывает влагу, набухает и медленно поднимается вверх.

Сезонное протаивание отложений пятен-медальонов происходит неравномерно. При этом в них возникает медленное конвекционное движение дисперсной сильновлажной породы периферической части «ядра», направленное у поверхности от центра к периферии вниз и далее у подошвы СТС к центру, где сменяется на восходящее, к поверхности пятна (рис. III.9). В результате порода основания СТС постепенно перемещается к поверхности, препятствуя зарастанию пятен-медальонов.

В песках и грубодисперсных грунтах, лишенных тонкодисперсного заполнителя, образование пятен-медальонов иное.

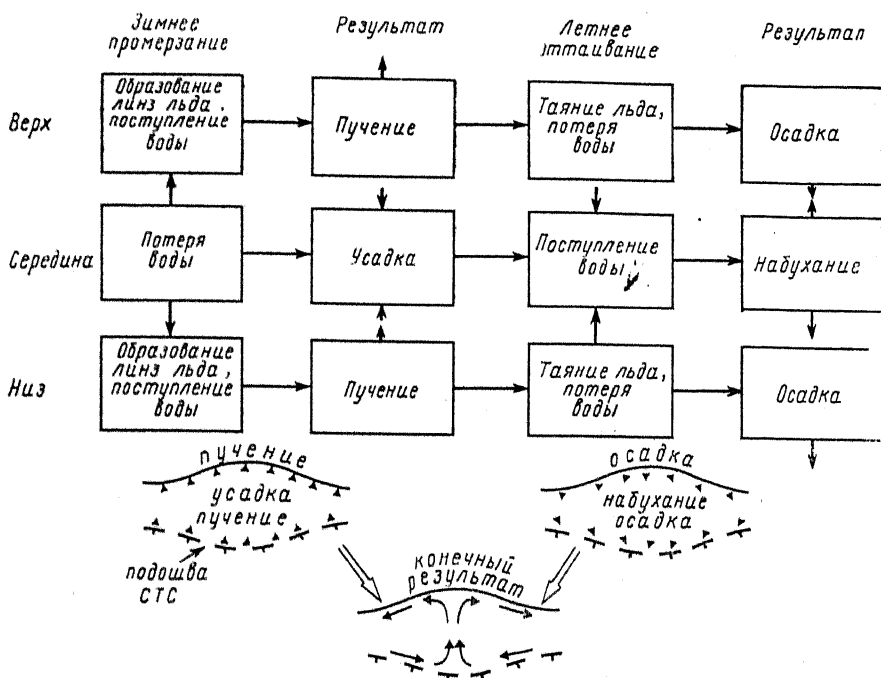


Рис. III.9. Равновесная модель формирования глинистых пятен-медальонов (Maskau, 1979)

При этом изложенные выше условия (чашеобразный характер подошвы СТС и двустороннее его промерзание) являются обязательными. Необходима также высокая обводненность отложений СТС. Двустороннее промерзание СТС приводит к отжатию избыточной влаги в центральную непромерзшую часть «ядра» пятна-медальона. Здесь развивается мощное криогенное гидростатическое давление воды, которое ведет к изгибу и растрескиванию кровли и, как следствие, к прорыву разжиженной грунтовой массы на поверхность пятна (Общее мерзлотоведение, 1978).

Наличие в отложениях СТС крупнообломочной составляющей приводит к криогенному выпучиванию обломков на поверхность, т. е. дифференциации отложений по их составу и свойствам. Фронт сезонного промерзания пятен-медальонов со стороны поверхности обычно изогнут вверх за счет промерзания с боков. В результате обломки выпучиваются вверх и в стороны. Действие стебелькового льда приводит к их дополнительному смещению к периферии и концентрации или в межполигональных понижениях, или в виде выпуклых бордюров. В разрезах таких «сортированных» пятен-медальонов отчетливо выделяется более грубый состав их периферийной (и верхней) и более тонкий, сортированный — их центральной (и нижней) части.

Выше были кратко охарактеризованы процессы, возникающие при наличии мелкополигональной сети трещин, исходно предопределяющих наличие регулярной сети выпуклых мелкополигональных форм, в центральной части которых и развиваются пятна-медальоны. Образуются они при однородном строении СТС и достаточно низких  $t_{\text{ср}}$ . Вместе с тем известны формы, морфологически сходные с сортированными пятнами-медальонами, однако образующиеся в иных условиях: при высоких  $t_{\text{ср}}$ , больших (обычно более 1 м) глубинах сезонного оттаивания пород, а иногда и в сезонномерзлом слое. При этом СТС (СМС) имеют исходно в разрезе двухслойное строение. В одних случаях с поверхности залегает слой глинистых пород, подстилаемых крупнообломочными, в других — наоборот.

Сортированные пятна-медальоны, которые описаны ниже, образуют как группы, так и единичные формы. Они широко распространены в приледниковой зоне, например на Шпицбергене, а также в районах недавнего материкового оледенения для которых характерно двухслойное строение верхних 1—2 м разреза. Встречены как современные, так и реликтовые формы. Исследования, проведенные Б. Ван Влие-Лано (1988) по изучению условий возникновения и этапов развития этих форм, включая морфологию, строение в разрезе и ведущие процессы, обобщены на схеме (рис. III.10). Она рассматривает образование различных форм «каменных колец» и сортированных пятен-медальонов в условиях одностороннего промерзания сверху двухслойного разреза, когда ниже промерзшего слоя развивается криогенное гидростатическое давление, обусловленное отжатием влаги вниз. Слагающие поверхностный слой породы оцениваются по степени пучинистости. Когда тонкодисперсные отложения подстилаются грубообломочными, *градиент пучинистости* называется положительным, при обратном залегании — отрицательным. Неоднородности в составе или залегании слоев, наличие трещин или других нарушений являются обязательным для возникновения условий, благоприятных для образования пятен-медальонов на поверхности и криотурбаций в разрезе. Их наличие обуславливает неравномерность сезонного промерзания сверху и появление ослабленных зон, по которым может происходить прорыв вверх разжиженной породы, находящейся под криостатическим давлением. Неоднородности могут иметь регулярный и нерегулярный характер. Регулярный характер имеют мелкополигональные формы, возникающие при образовании трещин усыхания или криогенных; нерегулярный — создают вариации в мощности верхнего слоя, наличие микро-неоднородностей рельефа поверхности и др. Условием, благоприятствующим развитию описываемых образований, является высокая обводненность разреза. Дренажное отложение ослабляет или приостанавливает процесс развития пятен-медальонов и криотурбаций. В случае исходного залегания с поверхности глинистых отложений, подстилаемых грубообломочными

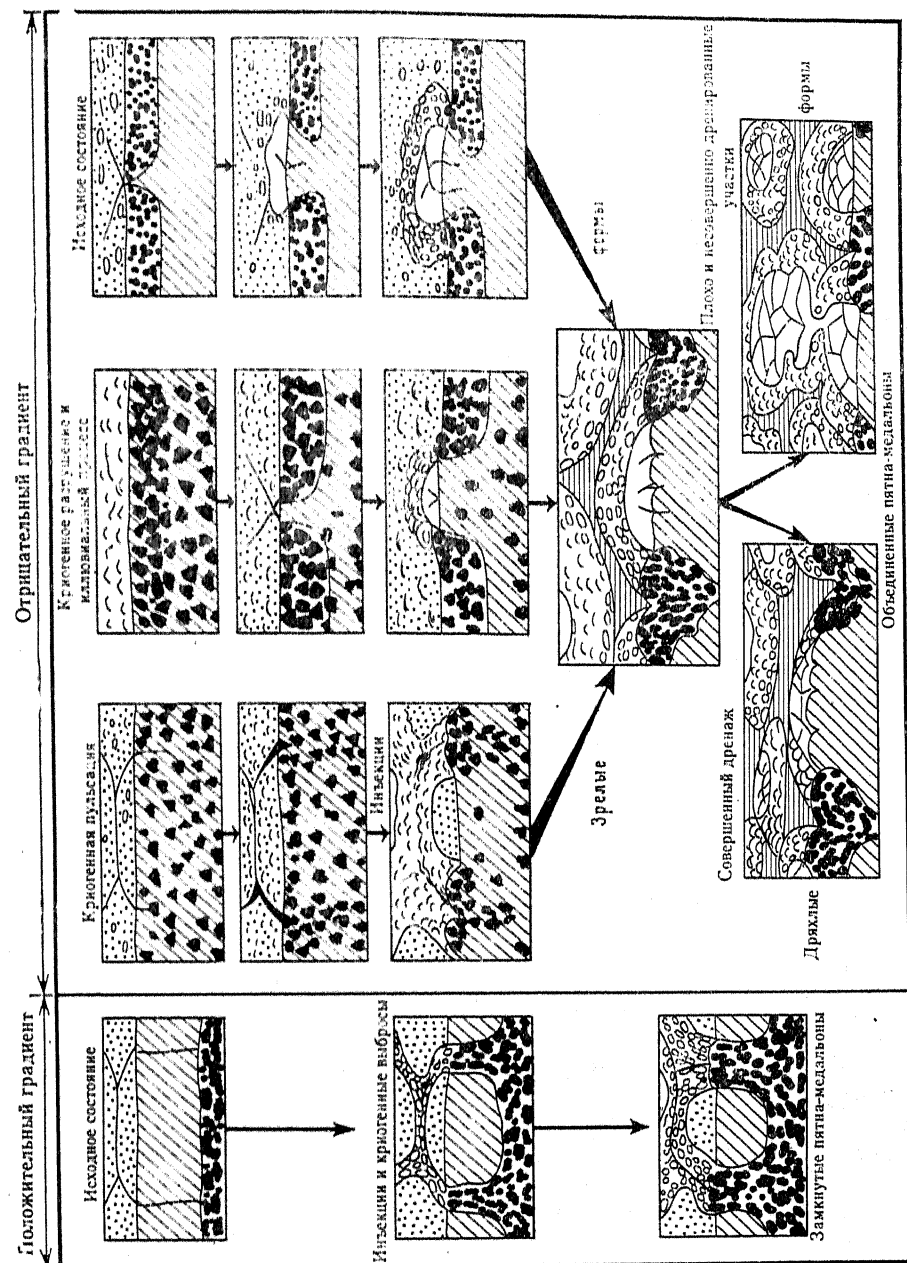


Рис. III.10. Эволюционная схема формирования сортированных пятен-медальонов (Van Vliet—Lapov, 1988)

(см. рис. III.10, левая часть), образуются формы с замкнутыми ядрами из глинистого материала, окруженными грубообломочным. При наличии или образовании с поверхности слоя грубообломочной породы (см. рис. III.10, правая часть) глинистые отложения слагают не только ядра пятен-медальонов, но и являются как бы выступами вверх единого глинистого горизонта. Грубообломочный материал, оконтуривающий пятна, представляет собой систему разнообразных по форме образований, оканчивающихся на некоторой глубине.

Существенно, что формирование с поверхности слоя грубообломочной породы может происходить вследствие выпучивания камней из отложений смешанного состава, например из глинистых морен. В этом случае глинистая порода остается в нижней части СТС, выходя на поверхность только в центральной части пятен-медальонов.

Помимо криотурбаций, образующихся в процессе формирования пятен-медальонов, нарушение слоистости происходит и при иных условиях. Например, протаивание высокольдистых отложений верхней части мерзлой толщи вызывает появление нестабильного слоя. При сезонном промерзании и развитии криогидростатического давления в него может проникать порода перекрывающих слоев, образуя тела (инволюции) различной формы: «языки», «капли», округлые глыбы и др. Такое же явление может быть и в условиях озерных водоемов с отсутствием мерзлых пород под ними, когда над менее плотными осадками откладывается слой более плотных осадков. В этом случае происходит плотностная конвекция, которая существенно интенсифицируется, если ее развитие стимулируется сезонным промерзанием в зимнее время. Признаком наличия криогенного водоупора в разрезах песчаных отложений при развитии криотурбаций (инволюций) является их общая плоская нижняя граница.

### III.6. СОЛИФЛЮКЦИЯ И СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Солифлюкция — пластично-вязкое и вязкое течение увлажненных тонкодисперсных отложений на склонах. Она проявляется и в СТС, и в СМС, но при наличии многолетне-мерзлого криогенного водоупора условия для ее формирования более благоприятны. Для развития солифлюкции необходимы: 1) повышенная пылеватость отложений; 2) их влажность, варьирующая от предела пластичности до предела текучести или превышающая его; 3) наличие уклонов поверхности, обеспечивающих возможность течения увлажненных отложений (обычно от 2—3 до 10—15°); 4) отсутствие древесной и крупной кустарниковой растительности, закрепляющей корнями породы СТС. Поэтому солифлюкция широко распространена и активно развивается в районах горных и равнинных тундр, хо-

лодных горных и арктических пустынь и только локально в таежной зоне.

Регионально солифлюкция имеет условия для развития как в горных районах, так и на расчлененных равнинах и плато. Пылеватый состав отложений в СТС, характерный для огромных по площади территорий, способствует проявлению этого процесса. Высокая влажность отложений легче достигается в условиях избыточно влажного климата, характерного для районов океанического влияния с превышением летних осадков над испарением. Поэтому солифлюкция не характерна для Центральноякутской низменности с ее засушливым климатом, но типична для Полярного Урала и Чукотки, где климат холодный и влажный. Во внутриконтинентальных горных регионах солифлюкция проявляется избирательно, присутствуя на склонах гор, перехватывающих влагу, и отсутствуя на склонах сухих, слабоувлажненных.

Различают *медленную* и *быструю*, *аморфную* и *структурную* формы солифлюкции, развивающиеся в разных областях и создающие различные морфогенетические образования. Медленная солифлюкция бывает аморфной и структурной.

Медленная аморфная солифлюкция развивается наиболее часто при наличии многолетнемерзлого водоупора, способствующего переувлажнению пород СТС. Однако известно солифлюкционное течение и пород СМС при наличии глинистого субстрата или сезонного криогенного водоупора. Пластично-вязкая деформация в породах СТС начинается, если касательное напряжение  $\tau > \tau_{дл} + \sigma_{дл}$ , где  $\tau_{дл}$  — длительное сопротивление пород сдвигу,  $\sigma_{дл}$  — длительное сопротивление дернового покрова на разрыв. В свою очередь  $\tau = \gamma \xi' \sin \alpha$ , где  $\gamma$  — объемная масса породы,  $\xi'$  — мощность оттаявшего слоя на начало развития солифлюкционного течения,  $\alpha$  — угол склона (Жигарев, 1967). Аморфная солифлюкция наиболее характерна для тундровых ландшафтов с сомкнутым мохово-травянистым покровом. Здесь образуются яркие морфологические формы: солифлюкционные террасы, валы, потоки и другие формы, фронтальные уступы которых закрепляются смятым в лежащие складки дерновым покровом (рис. III.11). Эти формы характерны для нижних, а иногда и просто выположенных частей склонов, где происходит аккумуляция синкриогенных солифлюкционных отложений и образуются солифлюкционные покровы. Ненарушенный дерновый покров препятствует солифлюкции. Поэтому процесс образования солифлюкционных натечных форм имеет пульсирующий характер. Течение активизируется в момент разрывов дернины в тыловой части солифлюкционных форм. Постепенно оно приостанавливается, и начинается период восстановления сплошности растительного покрова и постепенного нарастания напряжений, который продолжается до нового разрыва дернины и солифлюкционной подвижки отложений СТС.

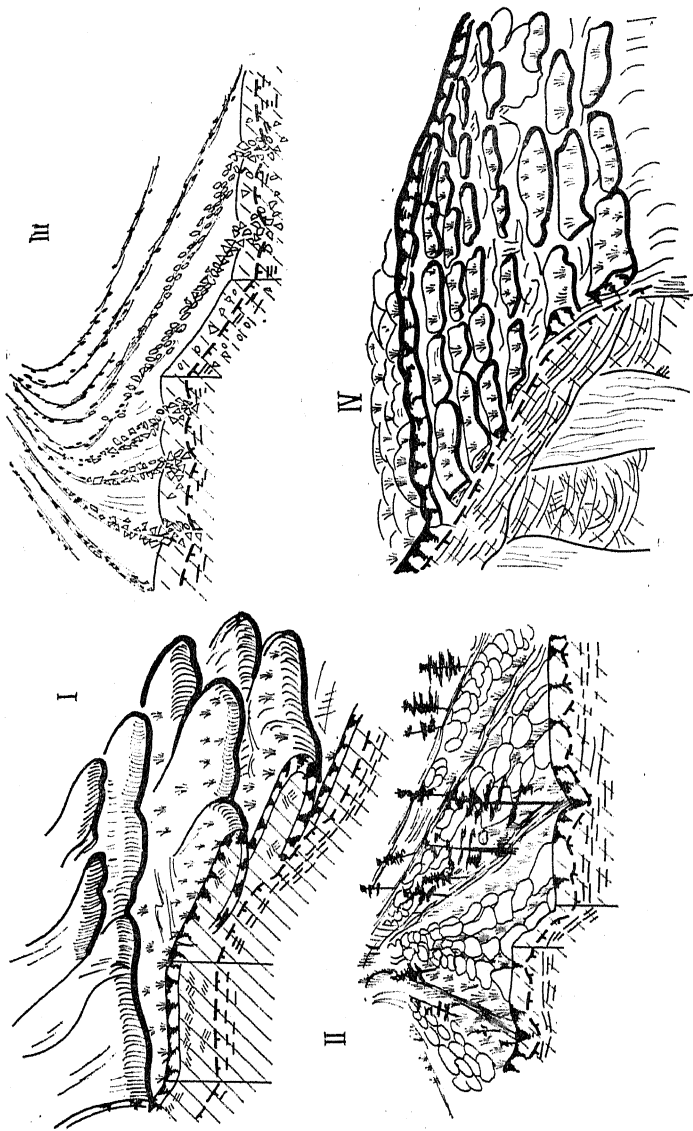


Рис. III.11. Типы солифлюкционных форм:

I — медленная аморфная солифлюкция; II — делли с сосредоточенным по понижениям по верхностному стоку и медленным течением пород по полосам и пятнам-медальонам; III — структурная солифлюкция с морозной сортировкой каменного материала; IV — быстрая солифлюкция (оползни-оплывы на термоденудационном склоне)



Для развития солифлюкционного течения необходимо, чтобы мощность СТС достигала некоторой критической величины  $\xi'$ , изменяющейся в зависимости от состава, влажности, угла склона от 30 до 70 см. Поэтому, во-первых, течение грунта начинается и происходит в середине—конце лета; во-вторых, при малой мощности СТС аморфная солифлюкция отсутствует. Поэтому зонально она характерна для тундровой зоны и горных тундр, но отсутствует в арктической и холодной горной пустыне.

Структурная солифлюкция, выделенная как самостоятельный тип Г. Ф. Грависом (1969), типична для территорий с несомкнутым травянисто-моховым покровом и значительными (50—80 см и более) глубинами СТС мелкодисперсных и сильно увлажненных отложений (рис. III.11). Этот тип солифлюкции связан с полосчатыми типами «структурных грунтов», как содержащих грубообломочный материал, так и лишенных его.

Для склонов, где развита структурная солифлюкция, характерно неравномерное оттаивание: меньше на покрытых растительностью полосах и более глубокое — на оголенных. Это предопределяет неравномерное их промерзание осенью и разновременность смыкания промерзающего СТС с поверхностью мерзлоты. В механизме формирования структурной солифлюкции наряду с летним течением (по Г. Ф. Гравису) в осенний период участвуют: выдавливание на поверхность грунтовой массы при неравномерном промерзании СТС, ее оплывание на поверхности и перемещение вниз по склону сильноувлажненного грунта, зажатого под промерзшим сезонно слоем. Пятна-медальоны, развитые на таких склонах, часто сливаются и образуют солифлюкционные полосы шириной 0,5—1,5 м, длиной до 20 м и более. Они окаймлены бордюром из дернины или грубообломочного материала. На склонах со структурной солифлюкцией существуют структурно-солифлюкционные покровы.

Оголенность части поверхности, ее полосчатый микрорельеф способствуют проявлению делювиального смыва, струйчатого, бороздчатого, а иногда и термоэрозионного. Перенос минеральных частиц в последнем случае происходит на склонах по эрозионным ложбинам, углубленным в результате вытаивания льда. Развитию этого процесса способствуют криогенное растрескивание и пучение, создающие неровности, концентрирующие поверхностный сток. Эрозия расширяет и углубляет эти понижения, приводя к вытаиванию подземного льда в верхних слоях мерзлоты. Первичные понижения углубляются и расширяются, превращаясь в хорошо выраженные ложбины стока — *делли*. Последние встречаются в тундре, в пределах пояса горных редколесий и характерны для севера зоны тайги. Геологическое значение структурной солифлюкции заключается в перемещении дисперсного материала на очень пологих склонах (1—3°), где аморфная солифлюкция не может развиваться.

В таежной зоне структурная солифлюкция проявляется только локально и не имеет самостоятельного значения в переносе осадков и их накоплении.

Зависимость медленной солифлюкции от состава отложений на склонах, их глубин сезонного оттаивания и увлажненности обуславливает наличие *экспозиционной асимметрии* в проявлении этого процесса и в его геологических результатах на юге и севере мерзлой зоны. Это особенно заметно проявляется в Восточной Сибири, где область распространения ММП протяженна по широте и климатические различия северных и южных районов весьма контрастны. В южной части (например, в Забайкалье и Прибайкалье) солифлюкция приурочена к склонам, обращенным на север, увлажненным, часто выположенным в основании, где и накапливаются соответствующие отложения. Напротив, склоны южной экспозиции сухие, обычно более крутые, часто с выходами скальных пород, не подверженные воздействию этого процесса. Обратная картина наблюдается на севере региона (кражи Кулар и Полоусный, хр. Селеняхский и др.), где солифлюкция приурочена к склонам южной экспозиции. Для них характерны оптимальные глубины СТС при общем пылевато-глинистом составе пород этого слоя и их высокой увлажненности. На склонах, экспонированных на север, мощности СТС невелики (30—40 см), что недостаточно для проявления солифлюкции. В результате в основании южных склонов накапливаются солифлюкционные или солифлюкционно-делювиальные покровы. В долинах рек они образуют так называемые «террасоувалы» — выпуклые и ровные наклонные поверхности, сложенные переслаивающимися в разрезе или смешанными по генезису делювиальными солифлюкционными и аллювиальными отложениями. Эти отложения часто содержат сингенетические повторно-жильные льды. Такой генезис имеют распространенные здесь позднплейстоценовые отложения «ледового комплекса» (Гравис, 1969).

Быстрая солифлюкция встречается преимущественно в северной геокриологической зоне, где СТС подстигается высокольдистыми отложениями или залежами подземных льдов. Этот процесс приурочен к побережью Северного Ледовитого океана на отрезках, где море подмывает аккумулятивные поверхности арктических равнин, берегам термокарстовых озер и водохранилищ гидротехнических сооружений, реже долинам рек.

Морфологически быстрая солифлюкция проявляется в виде грязевых потоков, оплывин, на поверхности которых перемещаются блоки и куски дернины, а также оползней-сплывов. В основании подмываемых склонов образуются формы солифлюкционной аккумуляции, обычно временные, быстро разрушаемые, но иногда и сохраняющиеся в отложениях термокарстовых озер (IV.5). На склонах крутизной до 8—10° в тундровой зоне Западной Сибири, в Арктической Канаде и ряде дру-

гих регионов в 80-х годах отмечены массовые смещения пород СТС, охватывающие весьма обширные пространства. По фронту их ширина составляет от первых десятков до 100—150 м, протяженность вниз по склону — несколько десятков метров. Установлено наличие и более древних смещений подобного рода, закрепленных растительностью, но имеющих отчетливые верхние стенки отрыва, поверхности движения и аккумулятивные валы у подножий склонов. Причины таких массовых смещений усматриваются в увеличении глубин сезонного оттаивания до поверхности высокольдистого горизонта и увеличении влажности СТС в результате дождей. Несомненна периодичность активизации быстрой солифлюкции. Возможно, что она связана не только с климатическими причинами (жарким летом, длительными или обильными дождями), но и с периодическим накоплением ниже СТС высокольдистого горизонта, когда даже при небольшом увеличении мощности СТС по сравнению с предшествующими годами в его основании создается идеальная плоскость скольжения, выше которой отложения находятся в состоянии, близком к текучему.

### III.7. КУРУМЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, СТРОЕНИЯ И ПОДВИЖНОСТИ

Курумы относятся к криогенным склоновым образованиям (явлениям), формирующимся геологически длительное время в условиях сурового континентального климата и наличия ММП под воздействием комплекса процессов: выветривания и криогенного выпучивания крупнообломочного материала, десерпции (криогенной, термогенной и влажностной), суффозии и локального накопления мелкозема и др. Морфология и размеры курумов разнообразны (рис. III.12). Они занимают обширные склоны, образуют «потоки» и «сети», слагают уступы нагорных террас. По морфологии выделяются фации курумов, например фации «курумных склонов», «курумных потоков», «сетчатых курумов», «полигональных курумов» и др. (Тюрин, Романовский, Полтев, 1982). Протяженность курумов составляет от первых десятков до нескольких сотен метров, ширина в зависимости от формы — от нескольких до многих сотен метров. В курумах на небольших по протяженности склонах удается выделять (сверху вниз по склону) области мобилизации, транзита и аккумуляции крупного материала, каждая из которых имеет специфическое строение в разрезе. На протяженных склонах гор, где сверху вниз различные фации сменяют друг друга, такое разделение провести трудно. Здесь глыбовый материал курумов, расположенных выше по склону, часто в процессе движения идет на «питание» курумов, находящихся ниже. На выположенных участках существуют места временной аккумуляции курумного материала. Крутизна скло-



Рис. III.12. Склон, покрытый курумами, в хр. Удокан (фото Д. О. Сергеева)

нов, на которых распространены курумы, варьирует от 3 до 40—50°, т. е. до угла естественного откоса.

В строении курумов с поверхности всегда присутствует слой крупноглыбового материала мощностью от 50 см до нескольких метров, лишенный мелкодисперсного заполнителя. По характеру строения курумов в разрезе выделяются субфации: «деструктивная», где мощность слоя глыбового материала меньше  $\xi_T$  и залегает на разборной скале, подверженной выветриванию; «гольцового льда», где мощность курума больше  $\xi_T$  и глыбовый горизонт, входящий в СТС, залегает на гольцовом льду или крупнообломочном материале, пересыщенном таким льдом; «кольматационная» с мощностью чехла курума больше  $\xi_T$ , нижняя часть грубообломочного покрова, входящая в СТС, закольматирована водонасыщенным мелкоземом.

По особенностям субстрата и по исходным процессам, приводящим к формированию курумов, они разделяются на три большие группы. Первая объединяет «курумы выветривания», глыбовый чехол которых возник вследствие выветривания скальных пород. Образование мелкозема, его суффозия, выпучивание камней являются важными, но вторичными процессами. Вторая группа включает «курумы выпучивания», образовавшиеся в результате выпучивания глыбового материала из дисперсных от-

ложений различного генезиса: ледниковых, обвально-осыпных, пролювиальных и др. Обе группы относятся к курумам, имеющим внутренние источники их питания глыбовым материалом. Третья группа — «курумы внешнего питания» — объединяет формы, возникшие в результате поступления материала извне, за счет таких источников переноса, как современные обвалы, лавины и др. Все группы распространены в одних и тех же районах, где имеется соответствующий субстрат для их образования.

Общей региональной закономерностью является приуроченность курумов к горам, плоскогорьям и плато, сложенным скальными породами, слабо поддающимися выветриванию и образующими при разрушении обломки размером от крупного щебня до крупных глыб. Областями наиболее широкого распространения курумов в России являются Северный и Полярный Урал, Среднесибирское плоскогорье, где они связаны с трапзовыми интрузиями, Забайкалье и Становое нагорье и др. В Верхояно-Чукотской горной области они приурочены только к районам выходов древних кристаллических пород и гранитных интрузий. При выветривании осадочных пород верхнего палеозоя и мезозоя, продуцирующих при разрушении щебень, дресву и мелкозем, курумы практически не образуются.

В горах распространение курумов подчинено высотной поясности. Наиболее развиты курумы в гольцовом поясе гор, где они занимают до 40—60% склонов (Курумы гольцового пояса гор, 1989). Здесь преобладают «курумы выветривания», образующие парагенетические ассоциации с другими склоновыми образованиями, для которых характерно преобладание мелкозема в их составе. В фациальных особенностях курумов отчетливо проявляется влияние строения геологического субстрата. Морфология многих фаций курумов зависит от проекции на поверхность склонов тектонических нарушений и пластов разного состава и свойств. Например, в хр. Удокан, сложенном протерозойскими метаморфизованными песчаниками, курумы тяготеют к выходам пластов, в большей степени подверженных выветриванию, и к линиям тектонических нарушений. На блоках более прочных пород на склонах залегают отложения с мелкоземом.

В гольцовом поясе гор широко распространены нивационные формы, современные (нивационные ниши и уступы) и древние (уступы нагорных террас). К ним также приурочены курумы. Курумы отсутствуют на склонах, подвергшихся в позднем плейстоцене ледниковой экзарации, на крутых тектонических склонах, молодых врезках, на склонах, подмываемых реками. Здесь преобладают процессы и формы обваливания, осыпания и лавинные. В регионах, служивших центрами ледниковых щитов в позднем плейстоцене и подвергшихся сильной ледниковой экзарации, курумы отсутствуют, несмотря на благоприятные геологические и геоморфологические условия для их

образования. Так, курумы практически не развиты в Скандинавии, на Кольском полуострове и Канадском щите. Видимо, 10—12 тыс. лет оказались недостаточными для их формирования даже в суровых климатических условиях.

Наибольшее распространение курумы нашли на сглаженных склонах гор гольцового пояса, длительное время не подвергавшихся воздействию ледников, глубинной эрозии и новейшим тектоническим дифференцированным поднятиям. Здесь они концентрируют практически весь сток, превращая его в подповерхностный по мерзлomu субстрату. Это приводит к активной суффозии мелкозема и образованию потоковых форм курумов.

Вследствие процессов гольцового льдообразования в грубообломочном чехле при таянии снега весной курумы являются мощным регулятором стока. Подобный процесс происходит и в других грубообломочных накоплениях: в горном делювии (перлювии), осыпях и пролювии. В результате в горных областях криолитозоны временная фиксация талых снеговых вод в виде гольцового льда в грубообломочных склоновых образованиях приводит к снижению высоты весеннего паводка в горных реках и, как следствие, к уменьшению мощности пойменного аллювия. Летнее таяние гольцового льда в СТС дает подповерхностный сток даже в периоды длительного отсутствия дождей.

Для курумов характерен специфический по влажностному режиму, так называемый «гольцовый» тип сезонного промерзания и оттаивания пород (см. II.6). Как правило, вследствие конвекции холодного воздуха зимой характерные  $t_{cp}$  на курумах ниже, чем на других участках склонов, покрытых тонкодисперсными отложениями (см. II.4).

В горно-таежном поясе на склонах долин, врезанных в плоскогорья и плато, курумы имеют существенно меньшее распространение, занимая по площади первые проценты. Здесь в равной мере встречаются курумы «выпучивания» и «выветривания». Преобладают относительно небольшие по размерам формы. Как правило, на курумах  $t_{cp}$  также ниже на 2—4°, чем на других видах ландшафтов. В зоне (и высотном поясе) прерывистого и островного распространения ММП к курумам приурочены «острова» и низкотемпературные мерзлые массивы.

В строении и подвижности курумов намечается проявление широтной зональности. В суровых геокриологических условиях (с  $t_{cp}$  ниже —6...—8°C) гор Бырранга, в горных группах на севере Якутии мощность обломочного чехла курумов, входящего в СТС, не превышает 1 м. Это соизмеримо с размером глыб. Таким образом, курумный чехол имеет как бы «пленочный» характер. Практически повсеместно он подстилается насыщенной гольцовым льдом породой с торчащими из нее замороженными глыбами. На выположенных участках прослеживается полигональность. Это позволяет предположить наличие в курумах повторно-жильных льдов, вскрытых здесь же в элювии и раз-

борной скале. При таком строении, малых  $\xi_r$  и краткости теплового периода курумы, видимо, обладают невысокой подвижностью даже на крутых склонах.

В более мягких условиях при  $t_{ср}$  от  $-6$  до  $0^\circ$  и глубинах СТС 2—2,5 м строение курумов в разрезе разнообразно, однако общей их особенностью является наличие «сортировки» обломочного материала. При этом наиболее крупные остроугольные глыбы залегают с поверхности, а к подошве СТС размер обломков уменьшается, возрастает их округленность. Это связано частично с криогенной сортировкой обломочного материала, но в большей степени с его активным выветриванием и выносом образующегося мелкозема (см. III.2). Широко распространены полигональные и скрытополигональные фации и субфации курумов на денудационных плато, в строении которых участвуют жилы, сложенные промытым, крупнообломочным материалом (рис. III.13). Их образование мы связываем с ростом

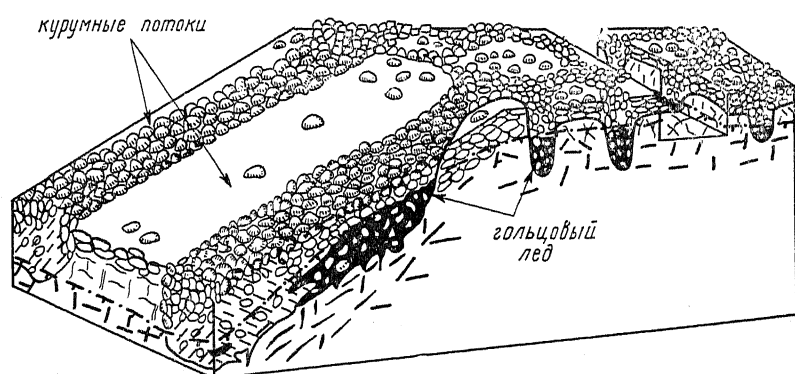


Рис. III.13. Курумные потоки на склоне денудационного плато, покрытого «каменным чехлом» с сортированными полигонами и жилами, заполненными грубообломочным материалом

в курумах повторно-жильных льдов в позднеплейстоценовом криохроне, их последующим вытаиванием и развитием сопутствующих процессов осадки, дифференциального выпучивания, суффозии мелкозема и др. (см. III.4). В указанных условиях курумный чехол подвержен медленному сползанию со скоростями до 1—2 см в год, а также локальным быстрым подвижкам, приуроченным к субфациям с гольцовым льдом и мелкоземом в основании СТС. Эти подвижки вызываются обильным выпадением дождей, аномально глубоким оттаиванием, а также, видимо, сейсмическими явлениями.

Вне мерзлой зоны курумы имеют реликтовый характер. В них ослаблены подповерхностный сток, суффозия мелкозема, десерпция и др. Курумный покров практически неподвижен. Постепенно он заполняется мелкоземом и покрывается растительностью. Реликтовые курумы свидетельствуют о былом су-

ществовании мерзлоты и сурового резко континентального климата в течение длительного времени. Курумы, образующие на выположенных участках склонов скопления крупнообломочного материала мощностью в несколько метров, в котором накапливается многолетний гольцовый лед, способны к пластично-вязкому течению. В результате формируются курумо-глетчеры — формы, переходные к каменным глетчерам.

### III.8. КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Каменные глетчеры — это крупные скопления «сцементированного льдом грубообломочного материала в горах, по форме напоминающие горные ледники, или лавовые потоки. Их важнейшей чертой является способность к самостоятельному движению» (Горбунов, Титков, 1989). Эти типично горные образования стали относить к криогенным, а не гляциальным явлениям только в последнее десятилетие. Они широко распространены в орогенных областях Европы, Азии, Северной Америки, а также в высокогорье Центральной и Южной Америки, Африки и в прибрежной части Антарктиды. Современные подвижные формы каменных глетчеров находятся полностью или начинаются в высотном поясе гор, занятом ММП (рис. III.14). В условиях высокогорной (альпийской) мерзлоты они могут



Рис. III.14. Активный каменный глетчер на Восточном Памире длиной более 2 км с высотой фронтального уступа 30—40 м (фото Э. В. Северского)



опускаться в пояс преимущественно талых пород, образуя в нем многолетнемерзлые подвижные «языки». Тем самым нижняя высотная граница распространения каменных глетчеров является в этих горах нижней границей пояса островных мерзлых толщ. Реликтовые формы каменных глетчеров, находящиеся в настоящее время в поясе талых пород, указывают на депрессию нижней границы мерзлоты в геологическом прошлом.

В России в зонах сплошного и прерывистого распространения мерзлых толщ активные каменные глетчеры встречаются в Корякском нагорье, в хр. Черского и горной группе Буордах Верхояно-Чукотской орогенной области (в интервале высот 1200—1800 м), в хр. Джугджур (в интервале 1000—1300 м), в Северном Забайкалье (в интервале 1300—2000 м). В регионах с высокогорной мерзлотой они широко распространены на Алтае и в Саянах (обычно выше 2000 м), описаны в хр. Хамар-Дабан и на Памире, а особенно широко развиты в Западном Тянь-Шане на высотах более 2400 м. Размеры каменных глетчеров различны. Их длина изменяется от первых сотен метров до 10 км и более. Ширина варьирует от 50—80 м до 2—4 км, мощность — от нескольких до 100—120 м, а в Перуанских Андах — до 300 м. А. П. Горбунов (1988) выделяет два основных морфогенетических типа каменных глетчеров: долинный и при-склоновый.

Долинные каменные глетчеры расположены в ледниковых долинах. Активные формы обычно начинаются от ледниковых морен самого последнего оледенения. В их строении участвует захороненный ледниковый лед, а также моренный материал, часто высокольдистый. Обвальные, осыпные и лавинные отложения, поступающие на поверхность каменного глетчера со склонов, являются только дополнительными источниками грубообломочного материала, участвующего в его строении. Сокращение ледников дает толчок к формированию на материале оставляемых ими морен долинных каменных глетчеров. Увеличение размеров ледников приводит к уничтожению каменных глетчеров. Поэтому в орогенных областях, где позднеплейстоценовое оледенение было максимальным, более древние каменные глетчеры не сохранились. Сокращение размеров мерзлой зоны в голоценовый оптимум привело к широкой деградации и переходу в реликтовое состояние каменных глетчеров, образовавшихся после отступления позднеголоценовых горных ледников. Таким образом, распространение активных каменных глетчеров ограничено преимущественно районами современного оледенения. Их образование часто связано с переходом в подвижное состояние мерзлых, содержащих ледниковый лед морен, оставленных ледниками, активизировавшимися в позднем голоцене: после климатического оптимума и в «малый ледниковый период». А. П. Горбунов считает, что среди активных преобладают молодые каменные глетчеры возраста менее 2000 лет.

Присклоновые каменные глетчеры приурочены к нижней части склонов долин. Они сложены обломочным материалом, который поступает за счет лавинной деятельности, обвалов и осыпей, а иногда и курумов. Подземный лед в таких каменных глетчерах образуется, видимо, двумя основными путями: за счет сносимого лавинами снега и в результате инфильтрации и замерзания талых вод в охлажденном зимой теле глетчера, сложенном крупноглыбовым и щебнистым материалом и имеющем высокую открытую пустотность. Объемная льдистость пород каменного глетчера составляет 35—60%. Их криогенная текстура меняется от поровой до базальной; характерно отсутствие прямых контактов между обломками, их взвешенность во льду. Этот тип каменных глетчеров распространен шире, чем первый, поскольку условия для его образования встречаются и вне районов оледенения. Однако в последних весьма благоприятными местами образования каменных глетчеров являются ледниковые кары, в которых скапливаются снег, сносимый лавинами, и грубообломочный материал, насыщенный льдом.

Каменные глетчеры обычно в горах занимают пояс, находящийся выше границы леса. Высокая объемная льдистость пород, слагающих активные каменные глетчеры, наличие в них мономинеральных ледяных тел обуславливают возможность их течения в многолетнемерзлом состоянии на наклонных поверхностях с уклонами от 10 до 20°. Существование, что под многими каменными глетчерами на нижнем пределе пояса «альпийской мерзлоты» находятся талые породы, обычно сильно обводненные. Многие исследователи доказывают возможность смещения (соскальзывания) по ним мерзлых пород каменных глетчеров, о чем косвенно свидетельствует факт меньших скоростей движения каменных глетчеров по многолетнемерзлому субстрату по сравнению с талым.

Предельные скорости движения каменных глетчеров изменяются от первых сантиметров до 100 м в год, средние скорости — от нескольких десятков сантиметров до первых метров в год. Скорости движения выше при больших уклонах поверхности ложа. На поверхности и в телах самих каменных глетчеров также характерно неравномерное распределение скоростей. Скорости движения являются максимальными в верхних слоях их осевой части и существенно снижаются к бортам, а также к подошве каменных глетчеров. Снижение скоростей движения многолетнемерзлой высокольдистой породы к их подошве, видимо, больше при наличии многолетнемерзлого основания, когда невозможна реализация механизма соскальзывания. В этом проявляется геокриологическая поясность рассматриваемых образований: приуроченность высокоподвижных форм к нижнему поясу островных мерзлых толщ в регионах развития «альпийской мерзлоты» (см. II.3) и относительно малоподвижных — к поясу сплошной и прерывистой мерзлоты при

северном и умеренном типах геокриологической поясности. Для последних характерно распространение и таких переходных форм, как курумо-глетчеры.

Таким образом, особенности механизмов и распределения скоростей движения создают ряд характерных морфогенетических особенностей подвижных каменных глетчеров, позволяющих выделить их среди других гляциальных и криогенных склоновых явлений. К их числу относятся: наличие на поверхности системы дугообразных систем валов, разделенных понижениями, с относительными превышениями до 2—3 м, обращенных выпуклыми сторонами вниз по склону («гофрированной» поверхности) (рис. III.15); уменьшение ширины и мощно-

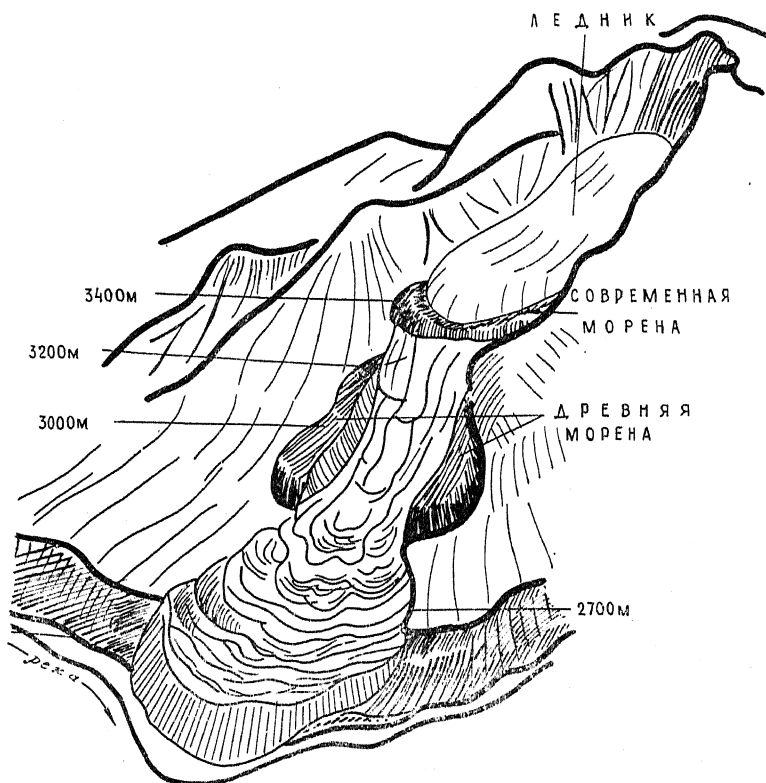


Рис. III.15. Схема активного каменного глетчера Каракорум, комплекса морен и ледника в хр. Кюптей-Ала-Тоо (по А. П. Горбунову, С. Н. Титкову, 1989)

сти на более крутых и увеличение этих параметров на более пологих участках склонов или днищ долин; крутой уступ их фронтальной части, равный углу естественного откоса грубообломочных отложений ( $35-45^\circ$ ). Фронтальный уступ подвиж-

ных каменных глетчеров обычно более светлого цвета, чем их верхняя поверхность, где камни покрыты лишайниками или коркой выветривания. Обломочный материал постоянно осыпается вниз, образуя перед уступом осыпной шлейф. Движущийся вниз глетчер погребает этот шлейф, а также образует перед собой вал выдавливания из материала ложа. В формах, приостановившихся в своем движении вниз, шлейф постепенно погребает уступ, а в неподвижных формах фронтальный уступ выполаживается, приобретая цвет, подобный поверхности каменного глетчера. На неподвижных формах происходит сглаживание гофрированного микрорельефа. Во многих регионах каменные глетчеры являются мощными агентами транспортировки обломочного материала. Так, по данным Барша, 994 активных каменных глетчера в Швейцарских Альпах переносят  $(1,2-1,6) \times 10^6$  м<sup>3</sup> в год обломочного материала и льда (при объемном содержании последнего 50—60%). Это составляет 15—20% всего обломочного материала, перемещаемого склоновыми процессами.

Многолетнемерзлые породы, слагающие каменные глетчеры, по существу являются специфическим типом синкриогенных отложений горных районов криолитозоны, сходным по условиям поступления минеральной составляющей и формированию их криогенного строения с изначально мерзлыми моренами. После прекращения движения они могут сохраняться в многолетнемерзлом состоянии или оттаивать, утрачивая ледяную составляющую, уменьшая объем и изменяя строение.

Реликтовые (протаявшие) каменные глетчеры известны достаточно широко. Они встречаются обычно ниже пояса развития современных подвижных каменных глетчеров в талой зоне или в регионах, где мерзлые толщи и ледники существовали только в геологическом прошлом. По морфологии и слагающему их материалу реликтовые каменные глетчеры сходны с моренами. Это усложняет их идентификацию. Оттаивание и потеря ими ледяных компонентов приводят к исчезновению характерного микрорельефа из дугообразных валов и понижений. Их фронтальный уступ имеет крутизну 20—30°. Депрессии между валами сnivelированы за счет накопления мелкозема. В долинных глетчерах на месте массивов погребенного льда образуются депрессии, в нижней части часто замкнутые, но не заполненные водой из-за высокой фильтрационной способности отложений, слагающих их дно и борта.

Морфологическое сходство древних морен и реликтовых каменных глетчеров способствует тому, что число выявленных форм последних существенно меньше их истинного количества. Подчеркнем, что природные условия формирования морен и каменных глетчеров неадекватны. Первые свидетельствуют об отступании ледников при потеплении и (или) уменьшении количества осадков; вторые — о континентализации и увеличении суровости климата на этапе их образований и активизации, и

последующем потеплении и подвижки границ геокриологических высотных поясов вверх на этапе деградации.

В ряде горных регионов умеренных широт число каменных глетчеров исчисляется многими сотнями и тысячами. Для количественной оценки их распространения применяется показатель удельной плотности, представляющий собой отношение суммарной площади активных каменных глетчеров к площади бассейна, где они распространены. Например, для Заилийского Алатау она в среднем составляет  $14\,500 \text{ м}^2/\text{км}^2$ , изменяясь в долинах от  $3\,380$  до  $41\,600 \text{ м}^2/\text{км}^2$  (Горбунов, Титков, 1989).

Техногенные каменные глетчеры склонового типа могут образовываться в районах горнодобывающего производства с многоснежными зимами и суровым климатом, в случае круглогодичного складирования отвалов на склонах гор. Например, в Хибинах при открытой разработке апатитов на вершинах гор отвалы пустой породы размещались на их склонах. Зимой глыбы и щебень смешивались со снегом, уплотнялись и превращались в обломочно-ледяную массу, оттаивающую летом только с поверхности. Постепенно на склонах гор скопились мощные обломочно-ледяные толщи, которые при достижении критических размеров перешли в движение, образовав техногенные каменные глетчеры, угрожавшие транспортным коммуникациям и зданиям.

### **III.9. ТЕРМОКАРСТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И МОРФОЛОГИЯ**

Термокарст образует многочисленные термокарстовые формы рельефа, таберированные и таберальные отложения (IV.5). Развитие термокарста включает протаивание высокольдистых отложений и мономинеральных подземных льдов, сопровождающееся осадками поверхности и возникновением отрицательных форм мезо- и микрорельефа. Главенствующим является озерный термокарст, при развитии которого просадочные формы заполняются водой, образуя термокарстовые озера. Термокарстовые просадки, сопровождающиеся стоком воды, приводят к возникновению термоденудационного микрорельефа: термоцирков, термокаров, байджарахов, бугристо-западных форм (см. III.4) и др. Они часто сопутствуют озерному термокарсту, но по масштабам и геологическим последствиям термоденудационные формы имеют меньшее значение. Основной региональной закономерностью распространения термокарстовых образований является приуроченность к территориям, где распространены в настоящее время или существовали в предшествующие криохроны высокольдистые отложения и скопления подземного льда. Это аккумулятивные равнины севера Евразии и Северной Америки и межгорные тектонические впадины и долины рек орогенных областей.

По преобладающему генезису вытаявающих подземных льдов, который существенно определяет характерные черты термокарстовых образований, можно выделить следующие основные региональные группы. Первая группа объединяет территории, где распространены преимущественно синхронно-эпикриогенные отложения (IV.3), содержащие внутригрунтовые, в том числе пластовые, сегрегационные и инъекционные льды. По генезису это преимущественно морские и ледниково-морские однократно промерзшие отложения, а также изначально мерзлые морены, содержащие захороненный ледниковый лед (IV.2). Распространение и морфология термокарстовых озер, их глубины, особенность таберальных отложений определяются криогенным строением этих отложений, наличием и размерами пластовых льдов различного происхождения. Повторно-жильные льды, как правило, имеют небольшие размеры. Они влияют на особенности термоабразии и морфоскульптуру берегов, развития эрозионной сети, дренирующей озера. Для термокарстовых озер характерно разнообразие формы, размеров и глубины. Последние изменяются от первых до 30—40 м. К областям рассматриваемой группы относятся север Восточно-Европейской и Западно-Сибирской низменностей, а также низменность, прилегающая к дельте р. Маккензи в Канаде.

Вторая группа включает территории с преимущественным распространением синкриогенных отложений с мощными сингенетическими повторно-жильными льдами — «ледового комплекса» (IV.2). Криогенное строение этого комплекса обуславливает морфоскульптуру берегов термокарстовых озер, бортов аласных котловин и долин рек, наличие байджарачного микро-рельефа. Глубины термокарстовых озер изменяются от 2—3 до 15—20 м. В эту группу входят низменности Центральной и Северной Якутии, Аляски, межгорные впадины Верхояно-Чукотской горной области.

Территории, где распространены перечисленные выше виды высокольдистых эпи- и синкриогенных отложений и мономинеральных подземных льдов, относятся к третьей группе. Это Ханганго-Пясинская часть Северо-Сибирской низменности, Анадырско-Пенджинская депрессия на Чукотке и др.

Геоморфологическим фактором, способствующим образованию термокарста и озерных термокарстовых форм, является равнинный характер территории, затрудняющий сток поверхностных вод. В долинах горных рек со значительными уклонами днища последнее обуславливает локальное распространение термокарстовых озер. В условиях избыточного увлажнения, характерных для арктических низменностей, термокарстовые озера повсеместно имеют поверхностный сток по небольшим ручьям и «полосам стока». Миграция озер вызывает их осушение, что связано с развитием эрозионной сети рек и смещением к югу береговой линии моря. В районах с неустойчивым увлажнением (Центральная Якутия) часть термокарстовых озер бес-

сточна. В засушливые циклы лет бессточные озера полностью или частично высыхают, в пльвиальные — наполняются водой.

В процессе развития термокарстовые озера углубляются, акватория их расширяется под действием термоабразии льдистых отложений и мономинеральных залежей льда (III.10). В районах с преобладающим направлением летних ветров под действием термоабразии образуются ориентированные озера, вытянутые главной осью по направлению господствующих ветров. Такие озера характерны для некоторых низменностей Чукотки и Аляски.

Осушение термокарстовых озер приводит к образованию остаточных термокарстовых или эрозионно-термокарстовых котловин, называемых в Западной Сибири хасыреями, а в Якутии — аласами. Для этих котловин характерны разнообразные размеры, достигающие десятков километров. Поверхность их обычно террасирована. Это является результатом миграции термокарстовых озер, а также многократного неполного осушения при развитии эрозионной сети. Для них характерен полигональный микрорельеф, как вызванный криогенным растрескиванием и ростом повторно-жильных льдов на севере, так и остаточный, обусловленный вытаиванием жильных льдов, тяготеющий к более южным районам. В днищах термокарстовых котловин формируется полифациальный комплекс специфических таберальных, озерных и озерно-болотных (собственно аласных) отложений (IV.5). Термокарстовые озера и котловины являются местными очагами накопления минеральных осадков, сносимых с окружающих их возвышенностей солифлюкционно-делювиальными процессами.

Причины массового развития термокарстовых озер в районах распространения высокольдистых отложений являются дискуссионным вопросом. С. В. Томирдиаро и Н. А. Шило считают, что образование термокарстовых озер — это следствие самоуничтожения высокольдистых комплексов с растущими повторно-жильными льдами. При накоплении повторно-жильного льда ледяные жилы как бы вылезают на поверхность, а слой минерального осадка над ними становится таким тонким, что малейшее увеличение глубины СТС ведет к прогрессивному протаиванию и образованию термокарстовых озер. В. Л. Суходровский (1979) полагает, что зарождение массового термокарста связано с первичными старичными и другими озерами, существовавшими на аккумулятивных равнинах в позднеплейстоценовом криохроне. Увеличение влажности климата в голоцене привело к переполнению озер, термоабразии их берегов, расширению и миграции.

Большинство исследователей (В. А. Кудрявцев, С. П. Качурин, Т. Н. Каплина, Ю. А. Шур, Н. Н. Романовский и др.) связывают массовое возникновение термокарстовых озер с изменением внешних термодинамических условий существования мерзлых толщ. Анализ палеогеографических изменений на ру-

беже плейстоцена и голоцена показывает, что основной причиной массового термокарста послужило потепление климата, сопровождавшееся увеличением увлажненности, что привело к повышению  $t_{cp}$  и увеличению глубин СТС. В результате протаиванием захватывались высокольдистые породы и мономинеральные залежи льда, накопившиеся в позднеплейстоценовый криохрон и залегавшие под маломощным СТС. В местах образования наиболее глубоких просядок поверхности возникли термокарстовые озера, под которыми началось многолетнее протаивание льдистых пород. Условием перехода сезонного оттаивания в многолетнее является возрастание глубин термокарстовых озер до величин, при которых среднегодовая температура донных отложений  $t_d$  переходит через  $0^\circ\text{C}$ . Критические глубины озер  $H_{кр}$ , при которых  $t_d=0^\circ\text{C}$ , зонально увеличиваются к северу.

В регионах с различным климатом зональные изменения  $H_{кр}$  озер происходят неодинаково. В регионах с морским и умеренно континентальным климатом (север Восточной Европы и Западной Сибири)  $H_{кр}$  в целом больше при сходных  $t_{cp}$  мерзлых массивов пород, окружающих термокарстовые озера, чем в регионах с резко континентальным климатом (Центральная Якутия, Восточная Сибирь). Так, в Западной Сибири при  $t_b=-5 \dots -7^\circ\text{C}$  и  $t_{cp}=-1 \dots -3^\circ\text{C}$   $H_{кр}$  составляет примерно 0,8—1 м, при  $t_b=-10 \dots -11^\circ\text{C}$  и  $t_{cp}=-6 \dots -8^\circ\text{C}$  изменяется от 2 до 2,5 м. В Центральной Якутии и долине р. Лены при  $t_b=-9 \dots -11^\circ\text{C}$  и  $t_{cp}=-2 \dots -4^\circ\text{C}$   $H_{кр}$  не превышает 0,3—0,5 м, а при  $t_b=-12 \dots -14^\circ\text{C}$  и  $t_{cp}=-5 \dots -8^\circ\text{C}$  составляет 1,2—1,5 м. В этом проявляется секториальность в отепляющем воздействии водоемов на температурный режим пород, а также в развитии термокарста. Причины этого явления, вероятно, в различном радиационном режиме этих территорий, а также в особенностях промерзания озер, снегонакопления в озерных понижениях и таянии озерного льда. Промерзающие до дна озера с указанными выше глубинами имеют обычно небольшие размеры — от нескольких десятков до первых сотен метров в поперечнике и высоту берегов до 2—3 м. Замерзание озер в Западной Сибири происходит при действии сильных ветров. Это, с одной стороны, интенсифицирует процесс промерзания, с другой — приводит к накоплению к весне в озерных чашах на льду мощного и плотного снега, особенно мощного у берегов. Снег не пропускает лучистую энергию к поверхности озерного льда до своего полного оттаивания, завершающегося уже при положительных температурах воздуха. В Центральной Якутии замерзание озер проходит при штилевой погоде, у снега небольшая мощность (20—40 см) и невысокая плотность, ложится он равномерно. Во второй половине зимы—начале весны снег испаряется при отрицательных среднесуточных температурах воздуха, а поверхность озерного льда обнажается, снижается его альbedo. Это делает возможным проникновение в



озерный лед значительной доли лучистой энергии. Последняя трансформируется в тепловую в толще льда и на контакте лед—дно озера. Происходит повышение температуры до  $0^{\circ}\text{C}$  и таяние в слое озерного льда и на поверхности раздела лед—грунт. Последнее приводит к образованию прослоя воды, а промороженный зимой озерный лед отрывается от дна и всплывает. Это ускоряет его таяние, которое происходит с поверхности и снизу. После освобождения озер от ледяного покрова их прогрев более активно происходит в условиях Центральной Якутии с жарким малооблачным летом, чем в условиях умеренно теплого, с большим числом облачных дней лета севера Западной Сибири. В этих регионах существуют отличия как в температурах воздуха, так и в их радиационном режиме: при одинаковых величинах суммарной радиации в Якутии больше доля прямой коротковолновой радиации, в Западной Сибири — рассеянной длинноволновой. При одинаковой отражающей способности воды в озерах проникновение в толщу больше у коротковолнового излучения, чем у инфракрасного. Это способствует большему прогреву массы озерной воды в условиях резко континентального климата по сравнению с морским. Результатом является, во-первых, сильное тепляющее воздействие озер небольшой глубины (0,2—1,0 м) с постоянным зеркалом воды, под которыми образуются талики. Эти озера не только сами замерзают до дна, но под ними и донные отложения промерзают зимой на несколько десятков сантиметров. Во-вторых, это аномально высокие  $t_{\text{д}}$  озер глубиной 3—10 м, непромерзающих до дна. При  $t_{\text{в}} = -10 \dots -11^{\circ}\text{C}$   $t_{\text{д}}$  достигают  $+5 \dots +8^{\circ}\text{C}$ .

Зональность термокарстовых форм прослеживается на больших равнинных территориях, протягивающихся с юга на север. Она обусловлена рядом факторов и условий, влияющих на термокарст как геологическое явление. Первое — это трансформация зональности в распределении льдистости отложений (IV.2, IV.3), которая существовала в конце позднелайстоценового криохрона. Для нее характерны: сильное смещение к югу границ, в которых формировались зональные типы синкриогенных отложений (IV.2) и южной границы распространения повторно-жильных льдов; уменьшение мощности льдистых синкриогенных отложений с севера на юг, а также размеров и площадей распространения эпигенетических повторно-жильных льдов. Распределение и льдистость отложений, сформировавшихся к концу плейстоцена и подвергшихся в голоцене протаиванию, предопределили зональность размеров и морфологии современных термокарстовых явлений. Второе — это формирование нового типа температурной геокриологической зональности в климатический оптимум голоцена, когда границы мерзлотно-температурных зон сместились на север на многие сотни километров даже по сравнению с современными.

В результате сформировались следующие зоны термокарстовых явлений.

Северная зона, где протаиванию подверглись наиболее льдистые породы, перекрытые тонким слоем минеральных отложений. Между термокарстовыми озерами и котловинами повсеместно сохранились массивы высокольдистых отложений. С поверхности они «бронированы» слоем современных покровных склоновых и элювиальных отложений (см. III.2), превышающих по мощности СТС в 2—3 раза. Под озерами существуют как сквозные, так и несквозные талики. Осушение и миграция озер ведут к их промерзанию и формированию мерзлых толщ, имеющих меньшую мощность, чем на останцах исходной поверхности, и образованию многолетних бугров пучения (см. III.3). В термокарстовых котловинах накапливаются синкриогенные отложения небольшой мощности (первые метры). Развитие термокарстовых озер происходит только за счет бокового смещения и абразии берегов, сложенных льдистыми осадками и подземным льдом. Здесь образуются термокары и термоцирки.

Южная зона реликтовых термокарстовых форм — неглубоких озер и сухих плоских западин, бугристо-западинного и других видов остаточного полигонального микрорельефа (см. III.4). Мерзлые толщи отсутствуют или небольшой мощности. Они представлены позднеголоценовыми эпикриогенными породами с повышенной льдистостью в верхней части разреза (до 3—10 м). Все льдистые породы и мономинеральные скопления подземного льда плейстоценового возраста почти полностью протаяли в голоценовый оптимум. Поэтому криогенный рельеф имеет инверсионный характер, т. е. наиболее льдистым и мощным массивам пород, существующим в позднем плейстоцене, соответствуют понижения в рельефе, малольдистым — положительные формы. Северная граница этой зоны примерно совпадает с границей северной и южной геокриологических зон.

Промежуточная зона, разделяющая северную и южную зоны, отличается сочетанием реликтовых и современных термокарстовых форм. Она примерно совпадает с южной подзоной северной геокриологической зоны, где произошло неполное по мощности и неповсеместное по площади протаивание мерзлых толщ с поверхности в голоценовый оптимум. В позднеголоценовое похолодание частично оттаявшие с поверхности и находящиеся в субэаральных условиях толщи пород повторно промерзли. В этой зоне талики под термокарстовыми озерами преимущественно сквозные возникли в начале среднего голоцена. Высокольдистые породы сохранились в виде отдельных массивов в благоприятных условиях: в бортах долин, экспонированных на север, под торфяниками и т. д. Термоабразия в берегах озер происходит преимущественно по эпикриогенным отложениям. Миграция озер ограничена. При их осушении идет новообразование мерзлых пород и формируются миграционные бугры пучения.

Современное состояние термокарста как геологического естественноисторического процесса и явления оценивается как неактивное. В северной зоне, где сохранились высокольдистые породы и залежи подземного льда, современные геокриологические условия достаточно суровы, глубины СТС существенно меньше, чем в климатический оптимум, при которых образовался «бронирующий» слой покровных отложений. В южной зоне высокольдистые породы имеют небольшую мощность, залежи льда протаяли, т. е. отсутствует субстрат для прогрессивного развития термокарста. Новообразование термокарстовых озер в естественных условиях происходит только в местах возникновения водоемов нетермокарстового происхождения, например пойменных озер. Под ними происходит протаивание льдистых пород, причем этот процесс часто затухает за счет накопления на их дне осадков мощностью более  $\xi_T$ . Только при превышении  $H_{кр}$  термокарстовый процесс переходит в прогрессивную стадию и развивается до полного оттаивания льдистого субстрата.

Техногенные термокарстовые просадки развиваются практически в пределах всей мерзлой зоны. Обычно они сочетаются с термоэрозией и термоденудацией, оплыванием и быстрой солифлюкцией оттаивающих отложений. Термокарстовые просадки и сопровождающие их процессы могут быть сравнимы только с начальными стадиями термокарста как естественноисторического процесса. В большинстве случаев просадки вызываются нарушением растительного покрова, удалением отложений СТС, а также подтоплением и созданием искусственных водоемов. В последнем случае может начаться прогрессирующий термокарст, приводящий к оттаиванию льдистых отложений и образованию талика. В настоящее время разработаны достаточно надежные методы их прогноза (Фельдман, 1986). Заметим, что ни одна из известных попыток вызвать прогрессирующий термокарст снятием СТС и оголением высокольдистых пород «ледового комплекса» не привела к положительному результату: бронирующий слой таберированных осадков мощностью больше  $\xi_T$  накапливается быстрее, чем достигается  $H_{кр}$ . Термокарстовые просадки, вызванные деятельностью человека, имеют между тем крайне негативные последствия: начинается заболачивание, образуются бедленды, создающие благоприятные условия для развития термоэрозии.

### III.10. ТЕРМОАБРАЗИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Термоабразия — это процесс разрушения берегов и подводного берегового склона, сложенных многолетнемерзлыми дисперсными породами, под совместным механическим и тепловым воздействием водных масс водоемов. Закономерности развития этого процесса, его размещение и роль в формировании

нии криолитозоны арктического шельфа (VIII) наиболее полно изложены в монографии Ф. Э. Арэ (1980). Термоабразия является ведущим процессом в формировании берегов морей Арктического бассейна, а также играет значительную роль в развитии термокарстовых озер (см. III.9) и искусственных водохранилищ в области распространения ММП. Примерно на 40% длины материковой береговой линии арктических морей России распространены берега термоабразионного типа. Активно развивается термоабразия берегов, сложенных дисперсными высокольдистыми породами на водохранилище Хантайской ГЭС. Общие закономерности развития термоабразии в целом одинаковы для различных водоемов (морей, озер, водохранилищ). Особенности проявления процесса связаны только с различиями гидрологического режима, зависящими от их географического положения, размеров, глубины, термического и ледового режимов, солености.

Термоабразия берегов происходит преимущественно в результате размыва подводного берегового склона под воздействием волнения и течений. У основания берегового уступа формируется термоабразионная ниша размыва, углубление которой приводит к обрушению глыб мерзлой породы. Обвалившиеся глыбы размываются водой, предохраняя в это время берег от дальнейшего подмыва. После их размыва начинается формирование новой ниши, и цикл повторяется. При невысокой активности размыва ниша не образуется, и обрушение берегов не происходит. На небольших термокарстовых озерах со слабыми волновыми процессами и незначительным размывом отложений термоабразия развивается в основном за счет теплового влияния водных масс.

Ф. Э. Арэ подчеркивает три особенности размыва подводного берегового склона, сложенного мерзлыми отложениями, отличающие его от размыва немерзлых пород: 1) скорость размыва зависит от температуры и солености воды; 2) объем наносов, поступающих на подводный склон, меньше размываемого объема льдистых отложений; 3) оттаивание мерзлых пород и подземного льда сопровождается тепловой осадкой. Это приводит к углублению водоема и увеличению энергии волнения.

Надводная часть берегов подвергается *термоденудации* — процессу, который включает оттаивание мерзлых отложений и залежей подземного льда под действием солнечной радиации и тепла воздуха, а также снос оттаявших масс по склону. Механизмы этого процесса наиболее полно изучены Л. А. Жигаревым (1975). Термоденудация приводит к выколаживанию береговых уступов, подверженных термоабразии. После прекращения последней термоденудация затухает.

Региональные особенности развития термоабразии существенно определяются составом отложений и их льдистостью. В подводной части термоабразионных склонов в большинстве случаев оттаивание опережает размыв. Это предопределяет воз-

действие волнового процесса на слой оттаявших слабоконсолидированных пород. Поэтому мерзлое состояние дисперсных отложений практически не препятствует размыву берегов. Наиболее легко размываются пылеватые супеси и суглинки, характерные для различных генетических типов четвертичных отложений мерзлой зоны и обладающие часто высокой льдистостью. Эти отложения в зоне волнового воздействия образуют взвеси, перемещаются на большие расстояния и переотлагаются на дне озер, водохранилищ и морского шельфа, образуя соответствующие отложения и рельеф дна.

Льдистость пород очень сильно влияет на термоабразию, особенно если она превышает пустотность в талом состоянии, т. е. когда порода распучена. Поэтому при анализе термоабразии по льдистости выделяются отложения: 1) не дающие осадки при оттаивании и 2) дающие осадку при оттаивании. Существенно, что увеличение льдистости ведет (при прочих равных условиях) к увеличению скорости термоабразии, предельной величине отступления берега и времени, необходимого для выработки профиля равновесия подводного берегового склона. При очень высокой льдистости пород или размыве залежей подземных льдов происходит так называемое «неограниченное отступление» берегов, продолжающееся до появления в береговом уступе менее льдистых пород. По Ф. Э. Арэ, неограниченное отступление берегов возможно, если критическая льдистость пород больше критического уровня воды ( $G_b < G_k$ ). Критическая льдистость  $G_b$  — это такое содержание льда в породе, при котором его полное протаивание вызывает осадку поверхности суши до уровня воды в водоеме. Критическим называется уровень воды  $G_k$ , совпадающий с уровнем поверхности пород, слагающих берег после их полного протаивания и осадки. При  $G_b > G_k$  вырабатывается профиль равновесия подводного берегового склона. Важную роль в развитии термоабразии имеет и криогенное строение отложений, особенно наличие в них повторно-жильных льдов. Последнее ограничивает глубину ниш размыва размерами полигональных блоков, поскольку сопротивление на разрыв у жильного льда существенно ниже, чем у мерзлой породы. В результате отрыв подмытых блоков в термоабразионных берегах происходит по ледяным жилам. Чем меньше размеры полигонов, тем чаще обрушаются блоки и быстрее происходит их размыв. Таким образом, общее зональное увеличение льдистости тонкодисперсных отложений, наличие залежей подземных льдов (IV.2, IV.3) создают в целом более благоприятные условия для развития термоабразии в арктических районах. В пределах одного района более подвержены этому процессу высокольдистые отложения, подошва которых залегает ниже уровня водоема.

Скорость термоабразии сильно зависит от интенсивности и продолжительности волнового воздействия. Чем сильнее волнение, тем быстрее происходит размыв оттаявшей породы и тем

меньше по мощности талый слой покрывает мерзлую породу, предохраняя ее от теплового и химического воздействия воды в водоеме. Наиболее быстрое протаивание происходит, если поверхность ММП оголена, т. е. даже тонкий оттаявший слой размывается и уносится волнами. Поэтому максимально быстро идет термоабразия при высоком уровне воды в водоеме и сильном волнении. На арктическом побережье это происходит в период штормов при нагонных ветрах, здесь размыв донных отложений происходит примерно до изобаты 20 м. При больших глубинах мерзлые донные отложения испытывают только тепловое и химическое воздействие соленых вод.

Волнение большой интенсивности характерно только для крупных водоемов. Оно увеличивается к северу вследствие возрастания частоты и скорости ветров в летне—осеннее время, когда на водоемах отсутствует ледовый покров. Минимальные скорости ветра характерны для таежной зоны, максимальные — для арктической тундры. Это увеличивает интенсивность термоабразии к северу. Вместе с тем термоабразия имеет место только в период отсутствия ледового покрова на водоемах. С юга на север безледный период сокращается. Это является условием, в определенной мере компенсирующим известное увеличение интенсивности этого процесса и уменьшающим его суммарный геологический эффект. Противоположная закономерность установлена Ф. Э. Арэ для небольших по размеру термокарстовых озер, на которых не развивается сильного волнения. Здесь термоабразия, в целом сильно замедленная, является результатом теплового разрушения льдистых пород. Поскольку к северу температура озерных вод понижается и период их воздействия сокращается, в этом же направлении зонально ослабевает суммарный эффект термоабразии берегов малых озер.

Развитие надводной части склонов зависит от особенностей термоденудации. Термоденудация активно проявляется в берегах, сложенных высокольдистыми отложениями, особенно «ледовым комплексом» (IV.2) и пластовыми залежами подземного льда (IV.3). Ее интенсивность зонально возрастает к югу с увеличением суммарной радиации, температур воздуха и продолжительности безморозного периода. Характерной особенностью термоденудации берегов на арктическом побережье является отсутствие влияния экспозиции склонов на скорость процесса. Обусловлено это коротким, холодным, облачным и дождливым летним сезоном, когда абсолютно преобладает рассеянная радиация. Скорость термоденудации в таких условиях по наблюдениям на побережье моря Лаптевых составляет за 110 суток активного таяния на наклонных обнажениях «ледового комплекса» 3—3,5 м, а на отвесных — 4—5 м. Она существенно уменьшается на подветренных склонах, где скапливаются мощные снежники, предохраняющие их от оттаивания.

К югу, в глубь континента, на скорость термоденудации начинает влиять экспозиция склонов. Это связано с увеличени-

ем доли прямой радиации и большим радиационным балансом экспонированных на юг склонов. Большая скорость термоденудации при невысокой интенсивности термоабразионного подмыва берегов приводит к тому, что на склонах южной экспозиции скорость процессов выше, в силу чего они быстрее достигают равновесного профиля. В результате они имеют более выположенный характер, чем северные.

Скорость отступления термоабразионных берегов существенно изменяется в пространстве и во времени. Максимальные скорости отступления берегов, сложенных отложениями «ледового комплекса», зафиксированы Я. Я. Гаккелем при разрушении о-ва Семеновского в море Лаптевых, когда в течение двух лет она достигла 55 м/год. Для берегов, сложенных «ледовым комплексом» и аласными отложениями (IV.5), наибольшие величины локальных средних за год скоростей по многолетним наблюдениям составляют примерно 10 м/год, а преобладают скорости 2—6 м/год. Для берегов, имеющих протяженность в десятки километров, средние взвешенные по длине скорости термоабразии обычно не превышают 2 м/год (Арэ, 1980). Скорости термоабразии морских берегов, сложенных высокольдистыми тонкодисперсными отложениями, в сопоставимых условиях в 3—4 раза превосходят скорость абразии берегов, сложенных близкими по составу немерзлыми отложениями. Вместе с тем средние годовые скорости близки между собой. Это связано с тем, что арктические моря большую часть года покрыты льдом. Повышение ледовитости моря снижает, а понижение — увеличивает скорости термоабразии. Поэтому в холодные циклы лет отступление термоабразионных берегов Арктического бассейна уменьшается (или вовсе прекращается), в теплые — возрастает.

Наблюдения за современными скоростями морской термоабразии позволяют использовать их для палеогеографических реконструкций. В период позднеплейстоценовой регрессии моря (см. I.3), когда его уровень понижался до 100 м по сравнению с современным, береговая линия смещалась к северу до нескольких сотен километров и обнажался арктический шельф, абразия берегов моря и немногочисленных озер практически полностью прекращалась. Этому способствовало также сильное похолодание, вызвавшее сильное оледенение Арктического бассейна. На Арктических равнинах Восточной Сибири накапливался «ледовый комплекс», мощность которого на осушенной части шельфа уменьшалась к северу. Примерно 12 тыс. лет назад в связи с распадом материкового оледенения начались потепление и трансгрессия моря (VIII). Прибрежная часть морей летом стала освобождаться от льда, способствуя проявлению термоабразии. Уровень моря стал быстро повышаться и достиг в Восточно-Сибирском секторе Арктики современной отметки примерно к концу голоценового оптимума (4,4—5 тыс. лет тому назад). В этот период скорость подъема уровня моря и

затопления морского дна существенно превышала возможные скорости термоабразии, которые в период оптимума могли быть в 1,5—2 раза больше современных. Таким образом, при затоплении арктического шельфа термоабразия имела второстепенное значение. Только верхние слои льдистых отложений были переработаны этим процессом, остальные протаивали под морем в субаквальном положении. После голоценового оптимума скорость термоабразии морских берегов, сложенных «ледовым комплексом» и отложениями аласов, стала близка к современной. За 5 тыс. лет берег моря мог отступить на 10—20, а местами на 50 км. В пределах этой полосы указанные отложения были переработаны термоабразией.

### III.11. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ И НАЛЕДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Наледи представляют собой мерзлотно-гидрогеологические явления, и их образование связано с гидрологической, гидрогеологической и мерзлотной обстановками территории и климатическими условиями. Наледи являются сезонными образованиями, возникающими в холодное время года и разрушающимися в теплое. Наличие не оттаивающего полностью (многолетнего) наледного льда на наиболее крупных наледях в суровых мерзлотных и климатических условиях и при благоприятной геоморфологической ситуации по существу не меняет дела. Объем многолетнего льда невелик, особенно по сравнению с ежегодно образующимся и оттаивающим количеством льда, которое превышает его на один-два порядка. Многолетний наледный лед редко погребается, на одном месте существует всего несколько лет, его геологическая и рельефообразующая роль невелика. Напротив, сезонные наледообразовательные процессы являются очень активным фактором природной среды криолитозоны. Так, наледи концентрируют в себе часть подземного стока зимой, а талые наледные воды пополняют летне-весенний поверхностный сток. Наледообразование активно воздействует на рельеф и отложения, формируя специфические «наледные поляны», «наледные долины» и «наледный аллювий». Велико влияние наледей на инженерные сооружения, особенно дороги.

Наледи образуются из поверхностных вод, а также за счет различных категорий подземных вод. Многие наледи имеют смешанные источники питания. Размеры наледей разнообразны: их площади варьируют от нескольких квадратных метров до десятков квадратных километров; мощность наледного льда — от первых десятков сантиметров до 4—8, редко до 20 м, а его объемы — от нескольких кубических метров до десятков миллионов кубических метров. Генезис наледообразующих вод и размеры наледей не имеют жесткой связи. Однако большинство малых наледей образуются за счет вод СТС,



речных и грунтовых вод таликов в долинах рек и ручьев. Крупные и гигантские наледы связаны всегда с разгрузкой вод глубокого подмерзлотного стока, иногда через промежуточные коллекторы — подруловые талики в днищах долин рек, где к ним примешиваются грунтовые аллювиальные воды.

Для образования наледей необходим ряд природных условий, которые определяют региональные, зональные и секторальные особенности их распространения.

1. Наличие поверхностных и (или) подземных вод, выходящих на поверхность земли или льда в зимнее время и растекающихся по ним. Наледообразование характерно для южной геокриологической зоны, где существует круглогодичный сток в малых и средних реках, и гидрогеологических структур северной геокриологической зоны с активным водообменом. К таковым относятся гидрогеологические структуры горно-складчатых областей, особенно испытывающих активные контрастные новейшие движения, обновляющие и образующие вновь разрывные нарушения. Эти разломы служат путями движения подземных вод. Известны наледы и на периферии артезианских бассейнов платформенного типа, представляющих собой глубоко расчлененные плато, например западная часть Тунгусского артезианского бассейна на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья.

2. Суровые климатические условия, особенно в зимнее время: низкие температуры воздуха, маломощный снежный покров, в некоторых районах сильные ветры и перераспределение снега. Холодные, малоснежные зимы благоприятствуют замерзанию вод, выходящих на поверхность земли, речного или озерного льда. В многоснежных районах с относительно мягкими зимами воды ручьев, небольших рек, источников под мощным покровом снега, не замерзая, стекают в течение всего холодного периода. Например, наледы практически отсутствуют на Камчатке и Кольском п-ове, для которых характерен холодный морской климат с мощным снежным покровом. Поэтому весьма благоприятные условия для наледообразования и наибольшее число наледей характерны для внутриконтинентальных горных областей Евразии: Байкальской, Даурской, Верхояно-Колымской и др.

3. Геокриологические условия, соответствующие регионам с резко континентальным климатом, для которых характерно глубокое сезонное промерзание пород водоносных таликов. Сезонномерзлый слой является препятствием для стока грунтовых вод, вызывает их сезонный криогенный напор и прорывы на поверхность.

Наличие мерзлых толщ не является обязательным условием для формирования наледей. Наледи распространены и южнее мерзлой зоны при наличии глубокого сезонного промерзания (например, в Южном Забайкалье, на юге Сибирской платформы). Вместе с тем наличие мерзлых толщ, возрастание их

сплошности и различия в мощностях оказывают огромное влияние на особенности наледеобразования. Для зон глубокого сезонного промерзания, островного и прерывистого распространения ММП, где обширные площади занимают талики с грунтовыми водами, характерны многочисленные малые, реже средние наледы. По мере увеличения сплошности и мощности мерзлых толщ, сокращения размеров таликов, преобладания среди них гидрогенных и гидрогеогенных типов происходит концентрация путей стока и разгрузки подземных вод; мест разгрузки становится меньше, а дебит источников возрастает. Это явление названо Н. И. Толстихиным, Н. В. Вельминой, А. И. Ефимовым «криогенным коптажом» подземных вод. В результате ниже многодебитных источников формируются большие по размерам наледы: очень крупные и гигантские. Таким образом, зонально увеличивается размер наледей, но сокращается их количество.

Второй зональной закономерностью являются неодинаковое местоположение наледей в рельефе и разная связь с новейшей разрывной тектоникой. В южной геокриологической зоне наледы располагаются на склонах, у подножия гор, в днищах логов и долин рек. При этом отсутствует непосредственная связь разрывной тектоники с положением наледей. Последние являются преимущественно наледями грунтовых вод. Наледи вод глубокого стока находятся существенно ниже по уклону рельефа от местоположения водоносных таликов, приуроченных к разломам. Выходы вод по последним фиксируются зимой незамерзающими полыньями в руслах рек. В северной геокриологической зоне подавляющее число наледей приурочено к днищам долин, причем к местам пересечения ими тектонических разломов. Многие наледы подземных вод буквально «нанизаны» на новейшие разрывные нарушения, а крупнодебитные источники дают начало долинам водотоков.

Третьей зональной закономерностью является различное взаимоотношение водоносных таликов и наледей. По этому признаку выделяются три типа наледей: северный, умеренный и южный (рис. III.16).

Наледи северного типа образуются в условиях мощных низкотемпературных мерзлых толщ, обычно непосредственно около мест разгрузки подземных вод. В зимнее время вся вода фиксируется в наледях. Ниже последних отсутствуют водоносные талики, по которым подземные воды могут стекать зимой. Все талики, по которым вода зимой распределяется по площади наледеобразования, слепо оканчиваются в ее пределах. Таким образом, причина выхода подземных вод на поверхность — сужение, а затем и исчезновение талика — постоянного пути стока. Ниже места разгрузки СТС в суровых климатических условиях осенью быстро промерзает. Сроки начала наледеобразования, завершения промерзания СТС, начала разрушения наледи мало варьируют из года в год. Это обусловли-

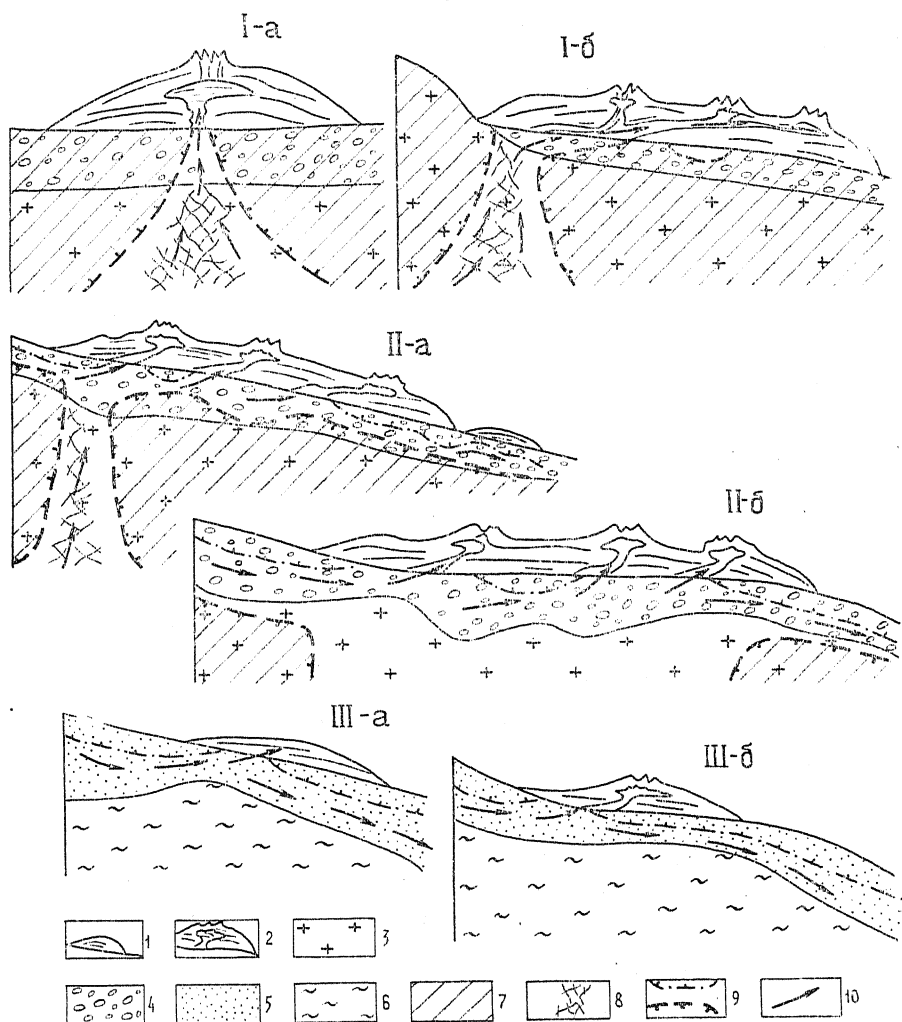


Рис. III.16. Схема формирования наледи северного (I, а; I, б), умеренного (II, а; II, б) и южного (III, а; III б) типов:

1 — наледь; 2 — наледный бугор; 3 — скальные породы; 4 — гравийно-галечниковые отложения; 5 — пески; 6 — супеси и суглинки; 7 — ММП; 8 — трещиноватость по разрывным нарушениям; 9 — границы ММП (а), сезонного промерзания отложений (б); 10 — направление движения подземных вод

важную особенность наледей северного типа: их местоположение и объем ежегодно образующегося наледного льда остаются во времени практически неизменными. Форма наледей, их площадь, средняя мощность и распределение мощностей льда по площади изменяются из года в год. В гидрогеологических структурах, где распространены преимущественно

наледи северного типа, в зимний «воднокритический период», когда отсутствует питание подземных вод водами атмосферного происхождения, возможна оценка естественных ресурсов подземных вод по объемам наледного льда (Толстихин, 1974; Соколов, 1975).

Наледи умеренного типа формируются в гидрогеологических структурах преимущественно северной геокриологической зоны. Они представляют собой наледи вод глубокого подмерзлотного стока и смешанного питания (за счет вод глубокого стока и грунтовых вод подрусловых таликов). Местоположение этих наледей стабильно. Под наледями существуют водоносные грунтово-фильтрационные талики, по которым часть воды зимой уходит с площади наледообразования. Однако живое сечение этих таликов меньше, чем расход разгружающихся подземных вод. Зимой оно еще больше уменьшается за счет глубокого сезонного промерзания отложений. Количество уходящей воды изменяется из года в год в зависимости от многих причин: суровости и снежности осенне-зимнего периода, изменения глубин сезонного промерзания пород водоносных таликов, что меняет их живое сечение и соотношение количества воды, стекающей и разгружающейся под влиянием криогенного напора. В результате объемы ежегодно образующегося наледного льда, его мощности, площади наледей подвержены многолетним изменениям. Сроки начала и конца образования, местоположение наледей, особенно расположенных цепочками в долинах рек, также меняются. В малоснежные суровые зимы наледи умеренного типа начинают образовываться рано, непосредственно над выходами подземных вод, в них концентрируются максимальные объемы льда. Напротив, в теплые многоснежные зимы начало наледообразования запаздывает, а его место смещается ниже выходов вод; в результате уменьшаются объемы и мощности льда, а часто и площади наледей.

Наледи южного типа источниками питания имеют преимущественно грунтовые воды, верховодку, а также воду поверхностных водотоков, которые сами в зимнее время питаются за счет разгрузки подземных вод. Они приурочены к обширным водоносным таликовым зонам, размеры которых существенно больше самих наледей. Причиной выхода на поверхность земли грунтовых вод является появление криогенного напора в результате сезонного промерзания отложений. Величины напора обусловлены как глубиной сезонного промерзания, так и положением зеркала грунтовых вод в осенне-зимний период. Последнее в свою очередь существенно зависит от погодных условий осени. Наиболее благоприятные условия для образования наледей — это дождливая осень, когда обеспечивается высокое положение уровней грунтовых вод, и последующая холодная малоснежная зима с глубоким сезонным промерзанием отложений.

В результате для наледей южного типа характерно ежегод-

ное изменение их местоположения, размеров и объемов льда. Многие наледы образуются не ежегодно, кроме того, на интенсификацию наледообразования в южной геокриологической зоне и зоне глубокого сезонного промерзания существенно влияют техногенные нарушения, особенно строительство железных и шоссейных дорог. Образование техногенных наледей негативно воздействует на инженерные сооружения. Борьба с ними является актуальной и дорогостоящей задачей.

Геологическая и геоморфологическая деятельность наледей существенно зависит от их размеров, мощности наледного льда, длительности существования на одном месте. Наледи большой мощности (более 2—3 м) тают в течение значительной части лета. В результате растительность на площади наледообразования или отсутствует совсем, или представлена угнетенными кустарниками. Древесная растительность в таких условиях гибнет. Зонально с севера на юг, по мере уменьшения мощностей наледного льда, период их таяния сокращается и воздействие на растительность ослабевает.

Процесс ежегодного весенне-летнего разрушения наледей сопровождается перемывом пород их ложа, размывом почвенно-растительного покрова и выносом мелкозема талыми наледными водами, а также боковой эрозией элементов рельефа, ограничивающих место наледообразования (террас, склонов долин и др.). В результате образуются округлой формы плоские поверхности, с многочисленными руслами (летом преимущественно сухими), называемые *наледными полянами*. В долинах рек, особенно горных, наледные поляны создают систему расширений, а сливаясь между собой — наледные долины. На наледных полянах залегают обычно гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем и валунами — так называемый *наледный аллювий*. Эти отложения обычно серого цвета, хорошо промытые и лишенные пылевато-глинистых фракций, резко контрастируют с другими типами дисперсных отложений в долинах рек и межгорных депрессиях, для которых характерен пылеватый состав (рис. III.17).

Хорошо прослеживается зональный характер влияния наледей на ландшафты. На севере в суровых геокриологических условиях современные наледные поляны имеют яркий облик. Они лишены растительности и сложены хорошо промытым наледным аллювием. С севера на юг облик наледных полей меняется: уменьшаются их размеры, поверхность бывает покрыта кустарниками, появляются небольшие деревья. Наледи южного типа небольшие, быстро исчезающие весной — в начале лета, на растительность воздействуют слабо, а на рельеф и подстилающие отложения не оказывают заметного влияния.

В горных регионах северной геокриологической зоны широко распространены древние наледные поляны, обладающие характерным микрорельефом, но уже покрытые мохово-торфянистой, а иногда и кустарниковой растительностью; поверхность

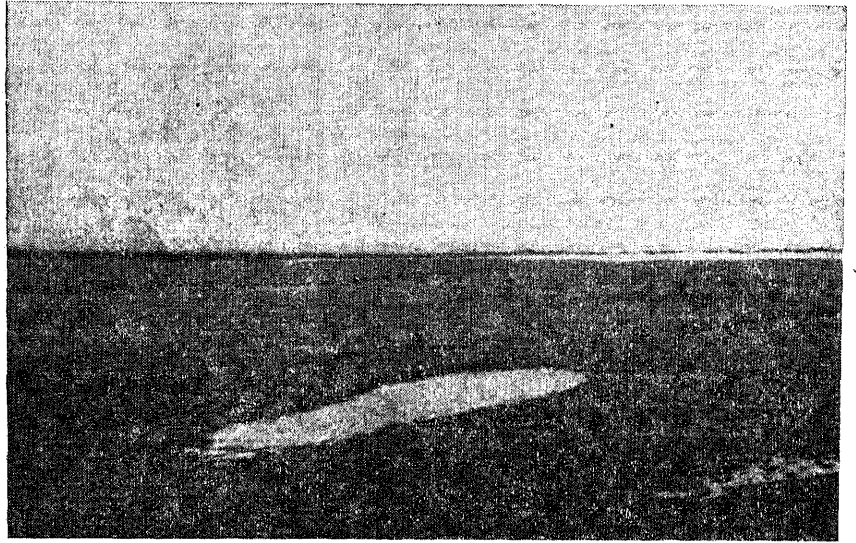


Рис. III.17. Наледный аллювий и наледный микрорельеф ниже гигантской наледи. Каналы стока подчеркнуты остатками наледного льда

их часто осложнена полигональным микрорельефом, связанным с криогенным растрескиванием и развитием эпигенетических повторно-жильных льдов в наледном аллювии. Размеры современных наледных полей часто бывают существенно больше, чем площади образующихся в их пределах наледей. Древние формы наледного рельефа встречаются и в южной геокриологической зоне, и за ее пределами. Все это свидетельствует о связи наледообразования, во-первых, с длительными изменениями геокриологических условий и климата, во-вторых, с наличием многолетней миграции крупных наледей северного и умеренного типов, которая существенно расширяет площади и увеличивает эффект воздействия наледей на рельеф и отложения мерзлой зоны.

Многолетняя миграция наледей имеет несколько причин, которые связаны как с внутренними свойствами самих наледных систем (т. е. поверхностных и подземных вод, таликов, наледей), так и внешними воздействиями, а именно с новейшей тектоникой и сейсмическими явлениями, горными и покровными оледенениями и их динамикой.

Крупные и гигантские наледи в тектонических впадинах Верхояно-Чукотской горной области испытывают автоколебательные изменения площадей и формы. Наледи оказывают различное термодинамическое воздействие на талики, мерзлые породы и подземные воды. В суровых геокриологических и климатических условиях разгрузка подземных вод происходит по напорно-фильтрационным таликам как непосредственно на по-

верхность, так и через промежуточные коллекторы: аллювиальные, флювиогляциальные и пролювиальные отложения. В них существуют грунтово-фильтрационные талики, распределяющие воду по площади наледообразования. Наледный лед накапливается как над источниками и таликами, так и на многолетнемерзлом субстрате. Зимой наледный лед предохраняет выходы вод от непосредственного охлаждения воздухом. Это позволяет водам стекать достаточно далеко грунтовыми стоком по таликам, по каналам под толщей наледного льда или по тоннелям внутри него (рис. III.18). Пути движения таких вод и места их про-

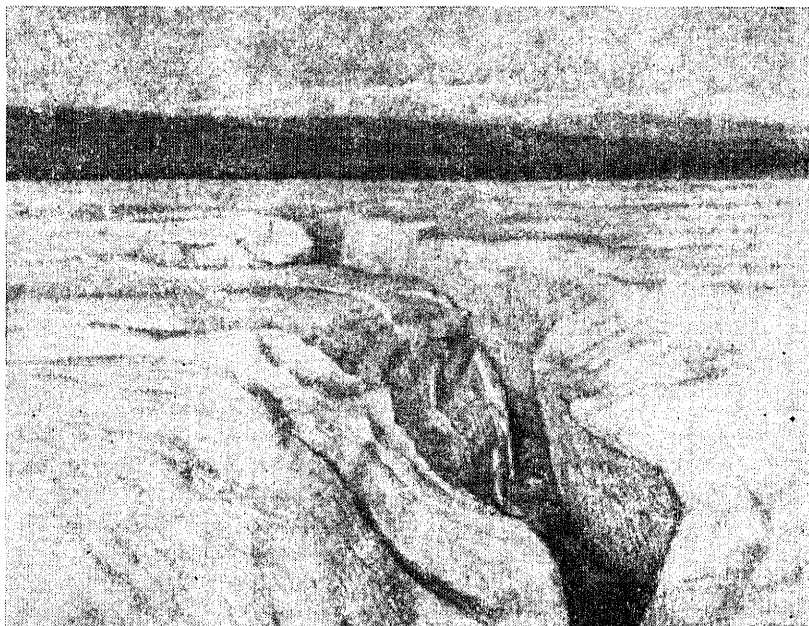


Рис. III.18. Тоннель в основании гигантской наледи в Селенияхской тектонической впадине. Видна слоистость наледного льда

рыва на поверхность фиксируются на наледях цепочками наледных бугров. Весной и летом наледный лед по этим путям протаивает в первую очередь, образуя каналы, ограниченные стенками из наледного льда. Последний имеет наибольшую мощность вдоль таких каналов и поэтому может летом оттаивать не полностью. Наледь становится многолетней. Осенью именно эти каналы над водотоками и таликами забиваются в первую очередь наледным льдом. Поверхностные водотоки и потоки грунтовых вод по таликам предохраняются этим льдом от воздействия морозов. В результате талики увеличиваются, наледь становится длиннее, но мощность наледного льда вдоль

каналов уменьшается настолько, что он может полностью стать летом. Такая тенденция продолжается несколько лет. В результате исчезает канал в наледи, перекрывающийся осенью новым наледным льдом и отеплявший талик. Наступает следующий этап существования наледи (как однолетней), на котором происходят промерзание «распределяющего» талика и сокращение его длины. В силу этого протяженность наледи по долине уменьшается, она становится более компактной, мощность льда возрастает и наледь вновь превращается в многолетнюю. В дальнейшем цикл повторяется. Короткопериодные климатические колебания могут влиять на описанные циклы миграции наледей, растягивая или сокращая, но не изменяя их по существу.

Существует миграция наледей вдоль разрывных нарушений, особенно ограничивающих межгорные тектонические впадины или разбивающие их складчатое основание и промороженный осадочный чехол. Миграция обусловлена смещениями напорно-фильтрационных таликов в результате изменения трещиноватости, а следовательно, и проницаемости пород при новейших подвижках. Части массивов пород с увеличивающейся трещиноватостью протанавливаются; напротив, там, где трещиноватость и проницаемость уменьшаются, породы разломов промерзают. Смещение талика приводит к многолетней миграции наледей. В результате образуются невысокие террасовые уровни, часто многочисленные, обработанные в геологическом прошлом наледями.

В сейсмоактивных районах А. Г. Топчиевым установлено воздействие происходивших в последнее десятилетие землетрясений на наледообразование. В периоды повышения сейсмической активности одни наледи (или группы наледей) заметно увеличивали свои размеры, другие — становились меньше. Конфигурация наледей существенно менялась по сравнению с периодами лет, когда значительных землетрясений не было. В Верхояно-Чукотской горной области, в районах с высокой сейсмичностью, установлены новообразование и исчезновение гидрогеогенных напорно-фильтрационных таликов, обычно приуроченных к пересечению новейших и омоложенных разломов (Афанасенко и др., 1974). Так, прорыв высокоминерализованных подземных вод по новообразованному талику в районе хр. Кулар сопровождался развитием наледи, уничтожившей лес на склоне, который начал превращаться в наледную поляну. По остаткам деревьев удалось установить, что талик и наледь образовались около 100 лет тому назад.

В пределах наледного узла в Селенняхской тектонической впадине, изученного П. Ф. Швецовым и В. П. Седовым (1941) и повторно обследованного Н. Н. Романовским, В. Е. Афанасенко и М. М. Корейшей (1973), было зафиксировано исчезновение одного источника на склоне горы, питавшего верхнюю Кырскую наледь, и новообразование другого. Здесь на месте



небольшого озера образовалась куполообразная наледь с выходом в ее центре источника подземных вод.

Во всех случаях прорывы подземных вод по разломам через 200—300-метровые мерзлые толщи объясняются сочетанием новейших движений и гидравлических ударов при сейсмических толчках. Влияние новейших движений и сейсмических явлений на наледообразование устанавливается в суровых геокриологических условиях, где существуют мощные мерзлые толщи и водоносные гидрогеогенные и гидрогенные талики. Здесь развиты наледи северного и умеренного типов.

Наледообразование тесно связано и с оледенениями. Под ледниками, часть которых имеет температуру придонных слоев льда, близкую к точке плавления, и залегают на талом ложе, происходит процесс донного таяния льда (V.8). Талые воды в одних случаях по подледным каналам выходят из-под ледника, в других — под большим давлением инфильтруются в трещиноватые породы скального ложа, пески, галечники и другие проницаемые отложения. Эти воды стекают к периферии ледника и разгружаются здесь по напорно-фильтрационным таликам, приуроченным к разломам, переуглубленным участкам ледниковых долин, ограниченных ледниковыми ригелями или просто встречая на своем пути мерзлые толщи. Поэтому ниже ледников, особенно в горных регионах с активной новейшей тектоникой, суровым климатом и низкотемпературными мерзлыми толщами, широко распространены наледи.

Исследованиями в Верхояно-Чукотском регионе установлено, что наледообразование как показатель активности подземных вод и формирование наледных форм рельефа интенсифицировались в периоды наибольшего развития ледников, связанных с криохронами плейстоцена. При деградации ледников ослабевало и наледообразование. При этом наледи в местах современного оледенения (Буордахский массив, хр. Сунтар-Хаята и др.) образуются в верхних частях ледниковых долин вблизи небольших ледников, а также в нижних, вблизи выходов из гор и в межгорных впадинах. В средней (горной) части долин развиты крупные древние наледные поляны — свидетельства активного наледообразования в прошлом, при больших размерах оледенения. Следы крупных наледей в виде древних наледных полян известны и перед конечноморенными грядами покровных оледенений Европы.

### ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СИНКРИОГЕННЫХ И ЭПИКРИОГЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

#### IV.1. СИНКРИОГЕННЫЕ И ЭПИКРИОГЕННЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РОЛЬ В СТРОЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ

Синкриогенные отложения образуются в процессе одновременного накопления осадков и перехода в многолетнемерзлое состояние. Эпикриогенными называются породы, промерзшие после их накопления.

Синкриогенные отложения распространены с поверхности и приурочены только к аккумулятивным формам рельефа. Их мощность не превышает 100 м. По генезису это преимущественно континентальные отложения: склоновые, озерно-аллювиальные, пролювиальные, эоловые, ледниковые, возраст которых от раннего плейстоцена до голоцена. Геологический и криогенный возраст синкриогенных отложений совпадают. Сформировались и существуют они в условиях криолитозоны, обладают повышенной льдистостью и специфическим криогенным строением, существенно зависящим от времени их формирования (IV.2). Они в первую очередь подвержены термокасту и многолетнему оттаиванию в периоды потепления климата, в результате чего трансформируются в таберальные и таберированные отложения.

Группа эпикриогенных пород объединяет самые разнообразные по составу, генезису и возрасту породы, имеющие доминирующее значение в строении криолитозоны. Они слагают как весь разрез мерзлых толщ, например в пределах горных массивов орогенных областей, так и могут подстилать синкриогенные отложения. Мощность эпикриогенных пород изменяется от первых метров до 1—2 км. Они разнообразны по составу, криогенному строению и льдистости. Криогенный возраст этих пород, т. е. время перехода в многолетнемерзлое состояние, существующее непрерывно до современности, изменяется от раннего плейстоцена до позднего голоцена. Геологический возраст эпикриогенных пород всегда больше их криогенного возраста. Несовпадение возрастов изменяется в пределах от первых сотен до миллиардов лет. Неодинаковы условия их промерзания. Породы эпикриогенной группы подразделяются на две подгруппы: дисперсных отложений и скальных пород.

Дисперсные эпикриогенные отложения подразделяются на два типа, отличающиеся по условиям своего промерзания и криогенному строению.

Первый тип — асинхронно эпикриогенный — объединяет дисперсные отложения кайнозойского возраста, разнообразного состава (от глин до валунно-галечниковых накоплений) и генезиса. Они неоднократно промерзали и протаивали, главным образом под влиянием периодических изменений температур в субаэральных условиях. Криогенное строение разнообразное, но высокая льдистость характерна только для приповерхностных горизонтов (IV.3). Распространен этот тип отложений в криолитозоне повсеместно. Преобладающее значение в ее строении он имеет на аккумулятивных равнинах, межгорных впадинах и депрессиях горного рельефа.

Второй тип — синхронно эпикриогенный — включает дисперсные бассейновые отложения: морские, ледово- и ледниково-морские, крупных озер и лагун, преимущественно средне- и позднелейстоценового возраста. Они промерзали однократно в результате регрессии Полярного бассейна или осушения озер и их перехода в субаэральные условия. Большая исходная влажность этих отложений, в целом уменьшающаяся с глубиной, промерзание под влиянием быстрого, почти скачкообразного понижения температур на поверхности обуславливают в целом их высокую льдистость, сложное криогенное строение и наличие в толще пластовых льдов (IV.3). Распространены такие отложения в пределах северной геокриологической зоны на низменных аккумулятивных равнинах и в межгорных впадинах, открытых в сторону Северного Ледовитого океана. Они подстилаются разными по составу и генезису породами и локально бывают перекрыты различными типами синкриогенных отложений. Из-за высокой льдистости рассматриваемые эпикриогенные отложения подвержены термокарсту и служат основой формирования таберальных и таберированных отложений.

Промежуточными по характеру промерзания и криогенного строения между эпи- и синкриогенными отложениями являются парасинкриогенные (по Е. М. Катасонову) или диакриогенные (по В. Н. Усову). Это бассейновые отложения, прошедшие ранние стадии эпигенеза и существенно утратившие многие свойства осадков (высокую пористость и влажность), разбитые системой трещин, влияющих на местоположение и форму ледяных шлиров. Промерзают они при обмелении бассейна под ориентирующим влиянием образующихся мерзлых массивов пород на вышедших из-под воды участках. Приурочены они к северной геокриологической зоне, значение их в разрезах мерзлых толщ подчиненное.

Эпикриогенные скальные и полускальные породы объединяют изверженные, метаморфические, осадочные породы докайнозойского возраста. Доминирующее значение они приобретают в строении мерзлых толщ орогенных областей,

древних платформ и щитов. Их криогенное строение унаследованное, существенно меняется в зависимости от гидрогеологических и геоморфологических условий. Обычно эти породы многократно промерзали и протаивали, что находит отражение в дифференциации их криогенного строения в массивах (IV.4).

#### IV.2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЗОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СИНКРИОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Синкриогенные отложения являются наиболее характерной группой осадочных пород криолитозоны. В них в наибольшей степени проявляются особенности криолитогеоза как зонального типа литогенеза, протекающего при отрицательных температурах среды осадконакопления и сопровождающегося льдообразованием и льдонакоплением в породах. К синкриогенным относятся различные генетические типы континентальных отложений. По условиям накопления, первичных диагенетических преобразований в промерзании они разделены на три группы: субаэральные, субаквальные и субгляциальные.

Группа субаэральные синкриогенные отложения наиболее широко распространена. Она включает отложения, переходящие в многолетнемерзлое состояние в условиях контакта поверхности осадконакопления с воздушной средой. При этом способ поступления минерального и органического веществ на поверхность осадконакопления различный: водный, гравитационный и ветровой. Водный способ включает привнос вещества дождевыми, тальными снеговыми и ледниковыми водами, временными потоками, постоянными водотоками и т. д. В эту группу входят все отложения склонового ряда, пролювий, пойменный аллювий, некоторые фации руслового аллювия, флювиогляциальные и эоловые отложения.

Под воздействием многократных циклов промерзания—протаивания порода приобретает повышенную пылеватость (см. III.2), структурированность, в ней образуется ряд специфических аутигенных минералов. Возникают и другие особенности, обусловленные пучением, конвективным перемещением осадка и т. д. Предельное число циклов промерзания—протаивания  $m_{\text{пп}}$ , которым подвергается осадок в СТС прежде чем превратиться в синкриогенную мерзлую породу, оценивается для тонкодисперсных разновидностей от нескольких сотен (В. Н. Конышев) до нескольких тысяч (Э. Д. Ершов). Число циклов зависит от скорости осадконакопления на поверхности, мощности СТС и льдистости образующихся синкриогенных отложений и увеличивается при уменьшении темпа осадконакопления, повышения мощности СТС и возрастании льдистости.

Особенности криогенного строения синкриогенных субаэральные отложений обусловлены совокупностью происходящих в них криогенных процессов и осадконакопления. Важнейшими

особенностями формирования таких отложений являются: 1) отсутствие постоянного водного покрова; 2) осадок накапливается на поверхности земли, в многолетнемерзлом состоянии переходят отложения нижней части СТС; 3) переход осуществляется не ежегодно, а ритмами; 4) в строении синкриогенных отложений принимают участие органо-минеральная составляющая и подземный лед (сегрегационный, конжеляционный, инъекционный), количество которого может существенно превышать естественную пористость породы в талом состоянии; 5) дифференциация влажности (льдиности) и образование криотекстур происходит в СТС в период его осенне-зимнего промерзания. Поэтому криогенное строение ритмов зависит от строения нижней части СТС, существенно связано с температурными условиями и подчиняется геокриологической зональности.

Темпы субаэрального осадконакопления неодинаковы. В целом они ниже на обширных низменностях по сравнению с межгорными тектоническими впадинами, где формируются гравийно-галечные, песчаные и в меньшей степени пылевато-глинистые отложения. На приморских арктических низменностях (Анабаро-Оленекской, Яно-Колымской) преобладают пылевато-глинистые отложения и мелкозернистые пылеватые пески. На внутриконтинентальных равнинах (Центральноякутской, Абыйской, Олдьжойской) общий темп осадконакопления и состав отложений носят промежуточный характер.

Мощности СТС при одинаковом составе отложений уменьшаются с понижением  $t_{ср}$ , снижением континентальности типов СТС и возрастанием его влажности (см. II.6). На территориях с высокой степенью континентальности (и большими  $\xi_T$ )  $m_{пл}$  больше, чем в районах морского климата с малыми  $A_0$  и  $\xi_T$ . Влияние  $t_{ср}$  однозначно оценить невозможно, так как в тонкодисперсных отложениях с понижением  $t_{ср}$  не только уменьшается  $\xi_T$ , но возрастает их влажность (льдиность). Это ведет к уменьшению темпа поступления из СТС органо-минеральной составляющей в образующуюся синкриогенную породу, в результате чего увеличивается  $m_{пл}$ .

Криогенное строение тонкодисперсных (пылевато-глинистых) и грубодисперсных (песков, гравийно-галечных) синкриогенных отложений формируется неодинаково: в первых происходит, а у вторых отсутствует сегрегационное льдообразование в СТС; различно в них и образование полигонально-жильных структур (см. III.4) и других явлений.

Влияние геокриологической зональности на льдиность и криогенное строение субаэральных синкриогенных пылевато-глинистых отложений подмечено давно и изучалось многими исследователями. Е. М. Катасонов в 50-х годах установил, что их криогенные текстуры формируются за счет промерзания пород СТС снизу, со стороны мерзлой толщи, а выдержанные ледяные шпильки и изогнутые «пояски» — слои высокольдистой породы с атакситовой криотекстурой —

повторяют конфигурацию подошвы этого слоя. В. А. Кудрявцев (1961) показал, что полугодовые теплообороты  $Q_{\xi}$ , проходящие через подошву СТС, за счет которых осуществляется промерзание снизу, прямо пропорциональны  $t_{ср} : Q_{\xi} = |t_{ср}| \times \sqrt{\frac{2\lambda TC}{\pi}}$ . При характерных для тонкодисперсных отложений значениях коэффициента теплопроводности ( $\lambda$ ) и теплоемкости ( $C$ ) выражение под корнем превышает 6000 кДж/м<sup>2</sup>. Такое количество тепла, отводимое в мерзлую толщу при промерзании СТС, обеспечивает формирование прослоя чистого льда около 2 см. Напомним, что при  $t_{ср} = 0^{\circ}\text{C}$  промерзание СТС снизу отсутствует и ледяной прослой не образуется. В случае полного расходования  $Q_{\xi}$  на образование ледяного прослоя в основании СТС его мощность будет возрастать при понижении  $t_{ср}$ . Так, при  $t_{ср} = -1^{\circ}$  ледяной прослой не будет превышать 1,5—2 см; а при  $t_{ср} = -10^{\circ}$  может достигнуть 15—20 см. Однако в реальных условиях не все теплообороты идут на фазовые превращения воды и образование таких ледяных шпиров. Этому препятствует ряд обстоятельств. Наиболее существенно, что СТС успевает промерзнуть сверху до полной реализации потенциально возможного промерзания снизу за счет  $Q_{\xi}$ . Промерзание сверху происходит тем быстрее, чем меньше мощность СТС и континентальнее климат. Этому способствует отсутствие снега в начале промерзания, что характерно для внутриконтинентальных районов Сибири. В условиях морских типов СТС и при  $t_{ср}$ , близких к  $0^{\circ}\text{C}$ , отложения в СТС замерзают сверху медленно, а их промерзание снизу реализуется более полно. У подошвы СТС часто образуются не прослой чистого льда, а слои породы с атакситовой криотекстурой и объемной льдистостью 50—90%. В силу этого снизу могут при благоприятных условиях промерзать слои отложений большей мощности, чем если бы образовывался чистый лед.

В разрезах строение синкриогенных отложений отличается криогенной ритмичностью, т. е. чередованием слоев с высокой и пониженной льдистостью, различающихся криотекстурами. А. И. Попов (1967) объяснил это явление тем, что при монотонном осадконакоплении на поверхности земли синкриогенные субазральные отложения переходят в многолетнемерзлое состояние не ежегодно тонкими слоями, а скачком, когда за один год (одноразово) образуется криогенный ритм. Причину перехода в многолетнемерзлое состояние ритмами А. И. Попов видит в динамике глубины сезонного оттаивания, обусловленной колебаниями климата с различными периодами (4—6, 11—13, 40 лет и др.). Полностью соглашаясь с тем, что криогенная ритмичность связана с изменениями  $\xi_r$ , уточним причины и особенности таких изменений.

Ежегодная динамика глубин СТС обусловлена главным образом двумя причинами: изменениями  $A_0$ , особенно за счет погодных условий теплого периода, и многолетней динамикой

увлажненности этого слоя. Изменения  $\xi_T$  за счет колебаний среднегодовых температур воздуха и пород носят второстепенный характер, составляя первые проценты. Существенно, что изменения  $\xi_T$  за счет колебаний увлажненности больше при неполном водонасыщении отложений, т. е. при глубоких и средних по влажности типах СТС. Годовые колебания  $\xi_T$  достигают 20—30% от его мощности, составляя при глубинах около 1,8—2,0 м 40—50 см, а при  $\xi_T=30—40$  см — 10—20 см. Приведенные величины изменений  $\xi_T$  свидетельствуют о возможных мощностях криогенных ритмов, переходящих в многолетнемерзлое состояние при монотонном осадконакоплении.

Очевидно, что строение синкриогенных субаэральных отложений существенно обусловлено криогенным строением ритмов. Криогенный ритм образуется, когда на поверхности за ряд лет ( $n$ ) накопился слой осадка ( $\Delta h_{oc} \cdot n$ ), непосредственно после года, когда  $\xi_T$  достигает максимальной глубины, а в последующий год глубина СТС сокращается. В дальнейшем подошва СТС никогда не достигает прежнего положения.

Мощность ритма —  $h_p = (\xi_{max}^0 - \xi_{max}^n) + n(\Delta h_{oc} + \Delta h_i)$ , где  $\xi_{max}^0$  и  $\xi_{max}^n$  — максимальные глубины сезонного оттаивания, отстоящих друг от друга на  $n$  лет,  $\Delta h_{oc}$  и  $\Delta h_i$  — среднее годовое повышение поверхности соответственно за счет осадконакопления и сегрегационного льдонакопления в нижней части СТС. Переход в многолетнемерзлое состояние происходит при условии  $\xi_{max}^0 < \xi_{max}^n + n(\Delta h_{oc} + \Delta h_i)$ . При  $\xi_{max}^0 > \xi_{max}^n$ ,  $h_p < n(\Delta h_{oc} + \Delta h_i)$  и относительной стабильности  $\xi_T$  в течение ряда лет возможно медленное приращение мерзлой породы. При этом обычно существуют благоприятные условия для образования «поясков» мощностью от 1 до 10—12 см. Таким образом, в разрезе синкриогенных отложений «пояски» чередуются с ритмами, перешедшими в мерзлое состояние в результате скачкообразного уменьшения  $\xi_T$ . Выразительность криогенного строения каждого ритма увеличивается с возрастанием мощности нижней части СТС, перешедшей «одноразово» в многолетнемерзлое состояние. Толщина каждого ритма становится больше с увеличением числа лет, которое проходит между образованием криогенных циклов; с ростом темпа осадконакопления (при  $\xi^0 \ll \xi^n$ ) и при большей динамичности глубин СТС.

Рассмотрим особенности криогенного строения тонкодисперсных отложений в СТС при различных значениях  $t_{cp}$ , поскольку этим определяется криогенное строение ритмов (рис. IV.1). Наличие криогенного водоупора всегда обуславливает повышенную влажность тонкодисперсных отложений в основании СТС. В процессе промерзания СТС происходят дифференциация влаги и образование горизонтов с разной льдистостью и криотекстурой. При двустороннем промерзании влага мигрирует к фронтам промерзания, обуславливая повышенное льдовыделение у подошвы и в верхней части СТС и обезвоживание его средней части. При  $t_{cp}=0^\circ\text{C}$  промерзание СТС осуществля-

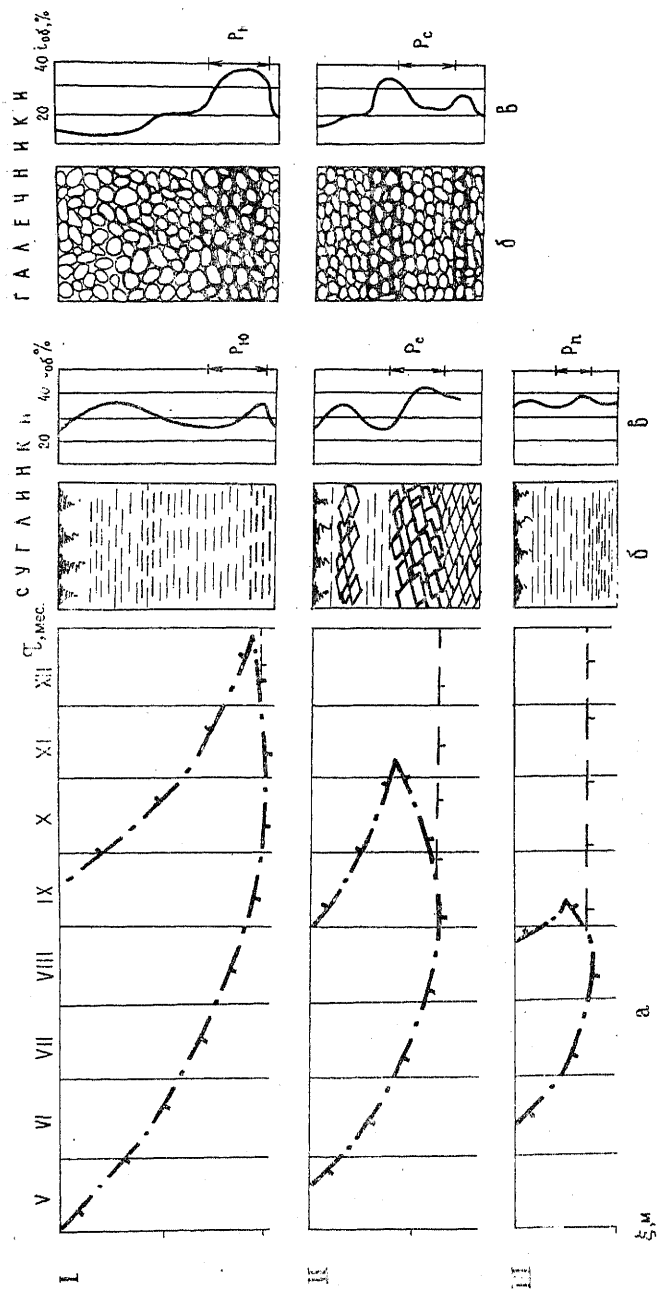


Рис. IV.1. Ход сезонного протаивания — промерзания (а), формирования криогенных текстур (б), распределения объемной льдистости ( $I_{об}$ ) и строения криогенного ритма ( $P_{ю}$ ,  $P_c$ ,  $P_n$ ) (б) в сезонногалоном слое при южном ( $t_{ср} = 0 \dots -3^\circ C$ ) (I), северном ( $t_{ср} = -3 \dots -10^\circ C$ ) (II) и полярном ( $t_{ср}$  ниже  $-10^\circ C$ ) (III) типах накопления синкриогенных тонкодисперсных и грубодисперсных отложений



ется только сверху, и у подошвы СТС не образуется выраженного ледяного прослоя. При высоких отрицательных значениях  $t_{ср}$  до  $-3^{\circ}$  за счет промерзания снизу формируется небольшой мощности (до 5—10 см) слой льдистой породы или ледяные шлиры мощностью до 1 см. Верхняя часть СТС обладает льдистостью, превышающей влажность в талом состоянии, а средняя — невысокой льдистостью и массивной или тонкошлировой криотекстурой.

При  $t_{ср}$  ниже  $-3^{\circ}$  в основании СТС образуется высокольдистый горизонт мощностью более 10 см со слонистой и сетчатой криотекстурой и отдельными толстыми шлирами льда. Мощность и льдистость этого горизонта увеличиваются с понижением температур до  $-8 \dots -10^{\circ}\text{C}$ . Обычно в северных районах при уменьшении мощности СТС возрастает обводненность этого слоя. Следствием является повышение льдистости и в средней части СТС. В таких условиях субаэральные отложения в СТС сближаются по влажностному режиму с субаквальными, приуроченными к мелким (глубиной до 1—1,5 м) промерзающим водоемам, например на полигональных поймах северных рек.

При очень низких  $t_{ср}$  (ниже  $-10 \dots -12^{\circ}\text{C}$ ) для всего СТС характерна тонкошлировая криотекстура без отчетливого выделения среднего обезвоженного горизонта, но с повышенной льдистостью в основании. Такое криогенное строение является, видимо, результатом быстрого осеннего промерзания и последующего резкого понижения температур, исключающего миграцию в мерзлом состоянии.

При формировании криогенного строения в субаэральных синкриогенных отложениях существенное значение имеет миграция влаги в мерзлом состоянии, происходящая как в период сезонного промерзания, так и оттаивания отложений. Это явление было предсказано Б. Н. Достоваловым, экспериментально изучено Э. Д. Ершовым и наблюдалось в полевых условиях О. Ю. Пармузиной, Р. Маккеем и др. Процесс миграции существенно ослаблен при  $t_{ср}$ , близких к  $0^{\circ}\text{C}$ , из-за малых градиентов температуры в нижней части СТС и верхних слоях мерзлой толщи, а также при низких  $t_{ср}$  (ниже  $-10 \dots -12^{\circ}\text{C}$ ), при которых градиенты значительны, но диапазоны температур таковы, что содержание незамерзшей влаги весьма мало. В промежуточном диапазоне  $t_{ср}$  от  $-2 \dots -3$  до  $-8 \dots -10^{\circ}\text{C}$  миграция и льдонакопление в мерзлой породе до глубины 10—30 см ниже СТС значительны. Видимо, этот процесс имеет место при формировании «поясков», образующихся на этапах длительного нахождения подошвы СТС на одном уровне. При формировании ритмов созданные при участии этого процесса криотекстуры существенно уничтожаются при увеличении  $\xi_t$  до максимальных значений, а сохранившаяся часть входит в высокольдистое основание ритма.

Изложенное делает возможным предложить выделение трех типичных вариантов криогенного строения ритмов (рис. IV.2):

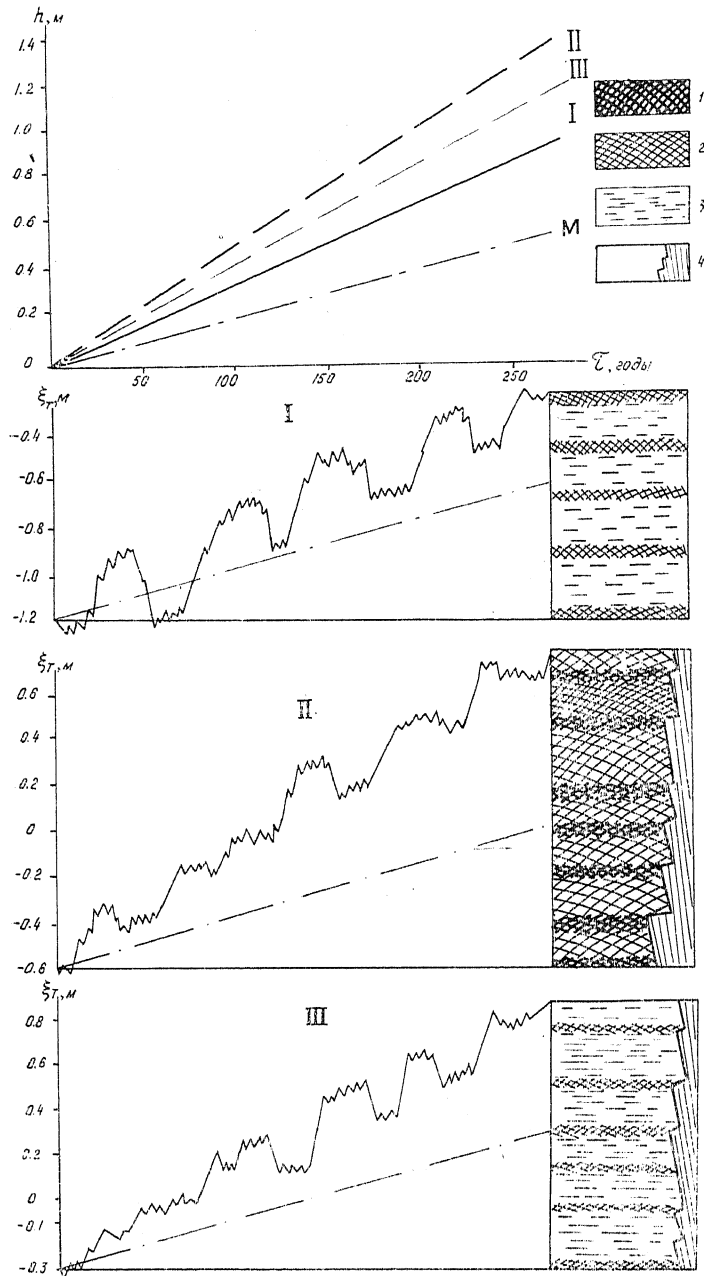


Рис. IV.2. Схема субэдрального синкриогенного накопления и формирования криогенного строения отложений во времени при периодических изменениях глубин сезонного оттаивания ( $\xi_T$ ) в условиях высокотемпературного (южного) (I), низкотемпературного (северного) (II) и очень низкотемпературного (полярного) (III) типов. На верхнем рисунке показано изменение положения поверхности земли в ходе накопления минерального осадка (м), а также при южном, северном и полярном типах с учетом образования сегрегационных (текстурообразующих) и повторно-жильных льдов: 1 — «пояски» со слоисто-базальной криотекстурой; 2 — слоисто-сетчатая криотекстура; 3 — разреженная тонкошлывчатая криотекстура; 4 — повторно-жильный лёд

1) южный вариант, в котором нижняя часть ритма (2—5 см) представлена высокольдистой породой со слоистой или сетчатой криотекстурой, иногда с ледяными шлирами мощностью до 1 см; верхняя — это порода с льдистостью, близкой к полной влагоемкости, тонкошлировыми или массивными криотекстурами; 2) северный вариант представлен полностью высокольдистой породой с атакситовой (часто в основании ритма), слоисто-сетчатой или сетчатой криотекстурой; 3) арктический вариант, в котором отложения, слагающие ритм, имеют тонко- и микрошлировую текстуру и льдистость, превышающую полную влагоемкость. Сгущения шлиров могут образовывать подобие «поясков».

В синкриогенных тонкодисперсных отложениях происходят криогенное растрескивание и формирование полигонально-жильных структур, зависящее от их состава и температурного режима (см. III.4). В результате образование южных вариантов криогенных ритмов обычно сочетается с растрескиванием СТС и изначально-грунтовыми жилами, а «северный» и «арктический» — с проникновением трещин в мерзлую толщу и ростом повторно-жильных льдов.

Развитие полигонально-жильных структур сопровождается образованием полигонального микрорельефа (см. III.4 и рис. III.6). При  $t_{ср}$  от  $-4$  до  $-6^{\circ}\text{C}$  и ниже происходит формирование валикового микрорельефа с пониженными центрами полигонов, периодически сменяющегося безваликовым с плоскими выпуклыми полигонами. Ярко выраженная полигональность поверхности осадконакопления ведет к дифференциации обводненности поверхности и влажности отложений СТС, глубин их сезонного оттаивания, а также особенностей расселения растительности, образования торфа и накопления осадка. В результате «пояски» и ледяные шлиры в обводненных полигональных «ваннах» приобретают изгиб, повторяя конфигурацию подошвы СТС. В самих «ваннах» накапливаются линзы торфа и сильно оторфованного осадка (Попов, 1957). Помимо этого криогенное растрескивание и рост ледяных жил ведут к периодическому возникновению напряжений и деформаций как вмещающей породы, так и жильного льда. Поэтому синкриогенные отложения, формирующиеся в низкотемпературных условиях, несут в своем строении следы криогенного динамометаморфизма в виде сильного изгиба вверх слоев у контакта с ледяными жилами, перекристаллизации и изменения структуры самого жильного льда, а возможно, и вторичной сегрегации в породе вдоль контакта с жилами, имеющей режеляционную природу (Соломатин, 1986). Таким образом, среди субазральных синкриогенных тонкодисперсных отложений можно выделить три зонально-температурных типа криогенного строения: 1) южный (или высокотемпературный) тип с ритмами, построенными по «южному» варианту с преимущественно тонкошлировой криотекстурой, изначально-грунтовыми жилами, с суммарной льдистостью, близкой к пол-

ной влагоемкости; 2) северный (низкотемпературный) тип с ритмами, построенными по «северному» варианту и обладающими средне-, крупношлировой текстурой и «поясками», с повторно-жильными льдами, общей объемной льдистостью, достигающей 70—90% и существенно превышающей полную влагоемкость; 3) арктический (весьма низкотемпературный, или экстрахолодный) тип с ритмами, построенными по «арктическому» варианту и имеющими преимущественно тонкошлировую криотекстуру, с повторно-жильными льдами, общей объемной льдистостью, превышающей полную влагоемкость породы.

Зональной закономерностью является увеличение темпа формирования синкриогенных субаэральных отложений по мере понижения  $t_{ср}$  пород с севера на юг за счет возрастания ледяной составляющей (текстурного и повторно-жильного льда). Зонально возрастает мощность таких отложений на соответствующих геоморфологических поверхностях и уменьшаются криофациальные различия генетических типов отложений. Зональные типы не имеют между собой четко выраженных границ. Это объективно обусловлено различиями в температурном режиме пород в разных ландшафтах и на разных элементах рельефа, где идет осадконакопление, расположенных в пределах одной геокриологической зоны; периодическими изменениями  $t_{ср}$ ; влиянием вариаций в составе отложений и их обводненности в СТС, а следовательно, и в особенностях криотекстур, льдистости и свойств в мерзлом состоянии. Поэтому в разрезах субаэральных синкриогенных отложений часто встречается чередование различных по криогенному строению типов. Чередование термохронов и криохронов приводит к существенному смещению границ геокриологических зон, в пределах которых накапливаются синкриогенные субаэральные отложения с соответствующими зонально-температурными типами криогенного строения. Это обуславливает разное криогенное строение отложений, слагающих различные по возрасту аккумулятивные уровни, вследствие формирования их в неодинаковых климатических и геокриологических условиях.

К низкотемпературным и экстрахолодным, преимущественно субаэральным синкриогенным толщам относится так называемый *ледовый комплекс*, регионально приуроченный к низменным равнинам Средней и Восточной Сибири (приморским, Центральной Якутии) и Северной Америки, а также встречается в межгорных впадинах Северо-Востока России. Он представлен высокольдистыми пылеватыми супесями, суглинками и песками, пронизанными сингенетическими повторно-жильными льдами. Большинство исследователей рассматривают его как полигенетическую толщу, включающую в себя аллювиальные, озерные, склоновые, возможно, золовые осадки, накапливавшиеся в среднем и позднем плейстоцене в условиях экстрахолодного, преимущественно сухого резко континентального, климата при наличии низкотемпературного мерзлого субстрата. Суммар-

ная льдистость комплекса очень велика и зонально увеличивается от 50—70% в Центральной Якутии до 80—95% на северном побережье Яно-Индибирской низменности и Новосибирских островах. Мощность ледового комплекса изменяется от 10—12 до 60 м, а возможно, и более. Местами она существенно сокращается за счет термоденудации. Комплекс сильно переработан термокарстом, а на шельфе арктических морей — термоабразией (см. III.10). Местами даже на арктических островах и низменностях сохранились только его останцы — *едомы*, склоны которых покрыты байджерахами. Фрагменты этого комплекса встречаются в Сибири на южных склонах Станового хребта, в долинах рек Тында, Нюкжа и других, что свидетельствует об огромной площади его распространения в прошлом.

Различия в криогенном строении разновозрастных синкриогенных пород дают дополнительные возможности для палеоклиматических и палеогеокриологических реконструкций. На соответствующих уровнях развиваются по-разному термокарст, термоэрозия и другие процессы, реагирующие на изменение льдистости и криогенного строения многолетнемерзлого субстрата. Так, с северными и полярными типами синкриогенных отложений связаны большие по размерам термокарстовые озера и эрозионно-термокарстовые котловины, глубины которых близки к мощности протаявших отложений и достигают 20—40 м. В них широко представлены таберальные образования (IV.4). При оттаивании южных типов синкриогенных отложений происходят их таберирование и образование небольших понижений, занятых мелкими озерами.

Зональные особенности криогенного строения субаэральных синкриогенных песчаных и грубообломочных отложений изучены хуже, чем тонкодисперсных. К таким отложениям часто относятся пролювий, русловой аллювий, аллювий наледных полей, флювиогляциальные и другие отложения орогенных областей, предгорных равнин, долин крупных рек (Енисей, Лены и др.). Приведем основные особенности формирования криогенного строения пород.

1. Состав, высокие фильтрационные свойства, связь с потоками, наличие потоков грунтовых вод обуславливают  $t_{ср}$  таких пород на 2—5° выше, чем на поймах, склонах и других элементах ландшафтов, сложенных тонкодисперсными осадками. Поэтому при высоких  $t_{ср}$  (до  $-3^{\circ}\text{C}$ ), характерных для последних, пески и грубообломочные отложения обычно находятся в талом состоянии и промерзают эпигенетически. При более низких зональных  $t_{ср}$  (от  $-3$  до  $-5...-7^{\circ}\text{C}$ ) пески и грубообломочные отложения имеют отрицательные температуры, близкие к  $0^{\circ}$ , и промерзают по южному (высокотемпературному) синкриогенному варианту. Поэтому низкотемпературному типу синкриогенных субаэральных тонкодисперсных отложений соответствует высокотемпературный тип грубообломочных накоплений и песков.

2. Седиментация грубодисперсных осадков происходит слоями большей мощности, чем тонкодисперсных. Часто накопление бывает неежегодным. В годы, когда осадки накапливаются, их мощности достигают 20—40 см, а в отложениях селевых потоков — 1 м и более. Поэтому слой осадков такой мощности соизмеримы с ежегодными вариациями  $\xi_t$ , с размерами криогенных ритмов и даже превышают их. В силу этого причинами перехода отложений в многолетнемерзлое состояние может быть не только динамика глубин СТС, но и быстрое повышение высоты поверхности при неизменных и даже увеличивающихся  $\xi_t$ .

3. При промерзании в СТС водонасыщенных грубообломочных и песчаных осадков происходит отжатие избыточной влаги от фронта промерзания и в непромерзшую часть слоя. В горизонтах СТС, промерзающих в первую очередь, они приобретают массивную криотекстуру. Максимальной льдистостью обладают прослой, промерзавшие на завершающей стадии. Для них характерны базальная криотекстура, высокая льдистость, превышающая пористость, т. е. распученность породы. Последняя при оттаивании дает осадку. При одностороннем промерзании обводненных отложений СТС только сверху (в условиях высоких  $t_{cp}$ ) наиболее льдистой становится нижняя часть СТС, при двустороннем — средняя. В результате высокотемпературные («южные») варианты криогенных ритмов могут иметь даже большую объемную льдистость, чем низкотемпературные («северные»). Для первых характерна преимущественно базальная криотекстура, для вторых — массивная с прослоями базальной (см. рис. IV.1).

4. Для синкриогенных грубообломочных отложений свойственна невыдержанность их льдистости и криогенного строения по площади и в разрезах. Эта особенность обусловлена их высокой проницаемостью. Коэффициенты фильтрации пород изменяются от первых метров в сутки для тонко- и мелкозернистых песков до сотен метров в сутки в русловых галечниках и щебнисто-глыбовых обвально-осыпных накоплениях. Такие отложения на пологих склонах, конусах выноса, в руслах временных водотоков неравномерно обводнены водами СТС и существенно дренируются к началу осеннего промерзания. Воды концентрируются в понижениях подошвы СТС, где при высокотемпературном варианте они и дают наибольшую льдистость синкриогенных отложений. На повышенных участках у последних часто невысокая льдистость и массивная криотекстура. В силу изложенного грубообломочные отложения и пески обладают неравномерной льдистостью при синкриогенном промерзании в условиях высоких  $t_{cp}$ . Для них характерно формирование изначально грунтовых жил (III.4).

В условиях низких  $t_{cp}$  рассматриваемые отложения промерзают в СТС двусторонне. Это обеспечивает полное заполнение пор и пустот льдом в основании СТС, а при переходе в много-

летмерзлое состояние — льдистость, близкую к полной влагоемкости. При накоплении на поверхности значительных по мощности слоев в многолетнемерзлое состояние может переходить и средняя высокольдистая часть СТС, образующая линзы с базальной криотекстурой.

В песках при  $t_{ср}$  ниже  $-5...-7^{\circ}$ , а в гравийно-галечных отложениях ниже  $-7...-8^{\circ}$  часто образуются повторно-жильные льды.

Специфическим является формирование криогенного строения дресвяно-щебнистых и щебнисто-глыбовых отложений обвалов, осыпей, отложений лавин, курумов и других, накапливающихся на сильно наклонных поверхностях в горных регионах. Породы в СТС к осени практически полностью дренируются и приходят в мерзлое состояние с открытой пустотностью. Заполнение пустот в основании СТС происходит весной и летом натежно-инфильтрационным — гольцовым льдом. В многолетнемерзлое состояние эти отложения переходят при полном льдонасыщении практически при любых отрицательных  $t_{ср}$ .

Группа субаквальных синкриогенных отложений включает промерзающие осадки разнообразных категорий озер, ряд фаций руслового аллювия, прибрежно-морские, лайдовые и др. Они разделяются на две подгруппы.

К первой подгруппе относятся отложения мелководных водоемов, под которыми отсутствуют талики и существует СТС. В процессе промерзания этого высокообводненного слоя дифференциация влажности (льдистости) невелика, а общая льдистость значительна. Рассматриваемые отложения претерпевают те же криогенные изменения минеральной составляющей, что и при субаэральном синкриогенезе, что позволяет в принципе эти две категории синкриогенных отложений и рассматривать совместно.

Ко второй подгруппе относятся *собственно субаквальные синкриогенные* отложения (Катасонов, 1962) озер и других водоемов, которые образуются на талом субстрате при промерзании накапливающихся озерных осадков сбоку и снизу под ориентирующим влиянием многолетнемерзлого субстрата. Эти осадки находятся на начальных стадиях литификации и обладают очень высокой влажностью в талом и льдистостью в мерзлом состоянии. Отличительной особенностью этих отложений является то, что они не проходят этапа криогенных преобразований в СТС. Осадки таких водоемов находятся на начальной стадии диагенеза: они постепенно уплотняются, разбиваются тонкими трещинами отдельностей и др. Эта стадия прерывается их многолетним промерзанием. Переход отложений в мерзлое состояние происходит в результате обмеления и миграции водоемов или водотоков. Существенно, что их криогенное строение формируется при ориентирующем влиянии фронта многолетнего промерзания. Последний в зависимости от характера талика, размеров и глубины водоема, температурных осо-

бенностей окружающих мерзлых толщ может быть разной формы. Динамика фронта промерзания в тонкодисперсных отложениях фиксируется по преобладающей ориентировке ледяных шлиров различных размеров, которая в целом повторяет конфигурацию фронта многолетнего промерзания. Первичная слоистость осадков слабо влияет на ориентацию и форму шлиров льда. У последних ломаные очертания, отчетливые контакты с минеральными отдельностями и блоками породы. Криотекстуры слоистые и слоисто-сетчатые, с различной толщиной ледяных шлиров и расстоянием между ними.

Объемная льдистость субаквальных синкриогенных тонкодисперсных отложений обычно выше их полной влагоемкости в оттаявшем состоянии. Поэтому льдистая порода оплывает в обнажениях и дает сильную осадку при оттаивании. В разрезах крупных линз озерных осадков от их периферийных, мелководных к центральным глубоководным частям озер, промерзавших после их спуска сверху, криотекстура меняется на сетчатую (решетчатую) с разреживающейся по глубине решеткой и возрастающей толщиной шлиров.

Встречены два зональных варианта синкриогенных озерных отложений. В первом (низкотемпературном) промерзание отложений по мере их накопления происходит сбоку и снизу (рис. IV.3, А). Во втором (высокотемпературном) образуется мерзлый «карниз» у берега озера или водоема, промерзание идет сбоку и сверху (рис. IV.3, Б). Это фиксируется положением толстых ледяных шлиров. Такое разделение условно, так как в обстановке развития низкотемпературных мерзлых толщ встречаются оба варианта. Следует заметить, что такие отложения считаются А. И. Поповым (1967) эпигенетически промерзающими, а Э. Д. Ершовым, И. Д. Даниловым, В. Г. Черевым (1987) — парасинкриогенными (диакриогенными).

Синкриогенные субаквальные отложения часто подстилаются *парасинкриогенными* (парасингенетическими). К ним Е. М. Катасонов (1962) относит отложения, длительное время существующие в обводненных гидрогенных таликах, достаточно сильно уплотненные и разбитые системой диагенетических трещин. Эти трещины, а также слоистость отложений оказывают сильное ориентирующее влияние на характер криогенной текстуры, возникающей при их многолетнем промерзании, которое происходит как сверху, так и с боков при ориентирующем влиянии окружающих мерзлых толщ. Однако влияние последних на криогенное строение отложений ослаблено вследствие значительной предопределенности положения, формы и размеров ледяных шлиров системой трещин, плоскостей напластования и других первичных неоднородностей. Ряд исследователей считают промерзание таких отложений эпигенетическим, а В. Н. Усов, выделивший его впервые при изучении промерзания прибрежно-морских мелководных отложений Карского моря, — диагенетическим.



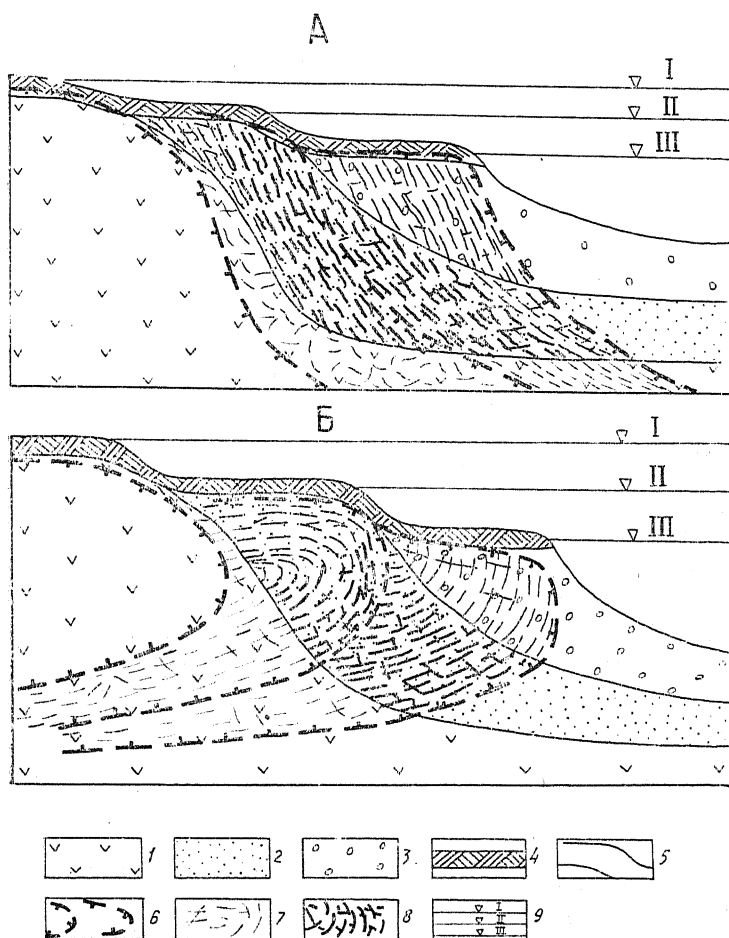


Рис. IV.3. Схема формирования субаквальных синкриогенных отложений (по Е. М. Катасонову, 1962 с дополнениями) в мелководных озерах при низкотемпературном (А) и высокотемпературном (Б) типах промерзания:

1 — дисперсные отложения ложа водоема; 2 — донные осадки первой (более древней) генерации; 3 — донные осадки второй (молодой) генерации; 4 — оторфованные отложения сезонного слоя; 5 — границы слоев; 6 — положение границы многолетнемерзлых пород; 7 — неполно выраженные трещинные криотекстуры парасинкриогенных отложений; 8 — криотекстуры синкриогенных мерзлых отложений (ломаные крупные прослои и линзы льда повторяют конфигурацию фронта промерзания); 9 — положение уровня воды в водоеме на разных стадиях его развития

Из изложенного очевидно, что между выделенными по характеру промерзания группами отложений не существует жестко очерченных границ. Особенно неопределенны эти границы

между субаэральными и субаквальными синкриогенными отложениями мелководных озер, проходящими этап преобразования криогенезом в СТС, а также между субаквальными синкриогенными и парасинкриогенными отложениями гидрогенных таликов. Отсутствует также устоявшаяся терминология.

В третью группу выделены синкриогенные субгляциальные отложения, представляющие собой главным образом «изначально мерзлые морены». Они образуются в основании «холодных» ледников и ледниковых покровов (V.8), ниже которых существуют субгляциальные мерзлые толщи. В настоящее время к холодным относятся все ледники Северо-Востока России, Северной Земли и гор Бырранга. Обширные массивы субгляциальных многолетнемерзлых пород существуют под горными ледниками Памира, Тянь-Шаня, Новой Земли, а также по окраинам ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. В плейстоцене изначально мерзлые морены образовались по периферии большей части ледниковых покровов, существовавших в Евразии и Северной Америке. Однако в результате деградации в голоцене многолетнемерзлых толщ изначально мерзлые морены сохранились преимущественно в пределах северной геокриологической зоны, где отсутствовало сплошное по площади оттаивание мерзлых толщ. Изначально мерзлые морены были выделены впервые Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским (1976) в приенисейской части Западной Сибири. Для них типичны все отличительные признаки основных морен (Лаврушин, 1976), включающие характерные наборы динамических фаций, гляциодинамических текстур пластического течения и блоковых перемещений по плоскостям внутренних сколов. В состав изначально мерзлых морен входят блоки чистого ледникового льда, мореносодержащие льды с большим диапазоном соотношения минеральной и ледяной составляющих, многолетнемерзлый собственно моренный материал, в котором исходные породы глубоко преобразованы в процессе движения ледника. К таким моренам относятся также гляциодинамические фации, в строении которых участвуют многолетнемерзлые породы ледникового ложа и заключенные в них пластовые льды, в существенно разной степени нарушенные и трансформированные воздействием ледника. Были прослежены подстилающие морену морские отложения, в разной степени преобразованные ледником: практически недеформированные: смятые в крупные складки с широким диапазоном углов наклона слоев на крыльях; разорванные на крупные блоки, ограниченные крупными шлирами льда; превращенные в гляцио-тектоническую брекчию, сцементированную льдом. Известны гляциодапирсы и гляциодайки из мерзлых высокольдистых пород и подземного льда.

Формирование состава, криогенного строения, льдистости и текстурных особенностей донной морены в ледниках и ледниковых покровах представляет предмет специального анализа. Здесь отметим только важнейшие особенности этого процесса

по результатам Ю. А. Лаврушина (1976). Включение обломочного материала в тело ледника происходит на контакте с его ложем и идет по площади неравномерно. По мере движения ледника происходят истирание моренного материала о ложе, его дробление в самом теле, постепенная «убыль» ледяной составляющей из мореносодержащего льда и переход в льдистую базальную морену. Причиной «обезледивания» является в первую очередь процесс режеляции, связанный с различиями в свойствах льда и минеральных обломков. Образование морены, ее продолжающееся «обезледивание» и в процессе движения приводит к снижению пластичности материала и изменению характера движения с пластично-вязкого, послойного на хрупкое разрушение со сдвигами по плоскостям внутренних сколов. Это обуславливает различное строение и характерные наборы текстур фаций морены, формирующихся в разных динамических обстановках.

В группу синкриогенных субгляциальных отложений помимо основной могут быть включены также образования конечной и абляционной морен. Конечные морены содержат в своем составе крупные скопления захороненного подземного льда (Соломатин, 1986) и несут следы дислокаций, обусловленных тангенциальными напряжениями при подвижках края ледника. Абляционные морены являются необходимой составляющей ледникового комплекса, препятствующей его протаиванию после отступления ледника. Их состав целиком определяется составом минеральной составляющей мореносодержащего льда. Минимальная мощность зависит от климатических условий и не должна быть меньше мощности СТС (обычно до 2—3 м). Повышенные мощности обусловлены сплыванием моренного материала по поверхности ледника и накопления на его периферии или в депрессиях. Криогенное строение зависит от состава и сходно со склоновыми накоплениями.

Важнейшей особенностью изначально мерзлых морен является наличие в них пластовых льдов, весьма разнообразных по размерам и форме, по их текстурным особенностям, химическому составу льда и взаимоотношению с вмещающими породами (Соломатин, 1986). Мерзлые породы и льды сохраняют признаки, которые делают более полными представления о их формировании. К числу таких признаков относится химический состав льдов, варьирующий от характерного для осадочно-метаморфических (собственно ледниковых) льдов до присущего подземным льдам, образовавшимся при замерзании минерализованных подземных вод. Наличие подземных льдов с повышенной минерализацией не только объяснимо, но и совершенно закономерно, если учитывать, что ледники и особенно ледниковые покровы могут менять и часто изменяют подземный сток (V.5).

Питание подземных вод под ледниковыми покровами осуществляется за счет вод, образующихся при донном таянии льда и инфильтрующихся по субгляциальным напорно-инфиль-

традиционным таликам, которые приурочены к частям ледников с наибольшей мощностью льда и максимальным давлением. Талые ледниковые воды под большими напорами фильтруются по водоносным пластам и трещиноватым зонам гидрогеологической структуры, на территории которой залегают ледник. Вытесняя исходные воды, они приобретают повышенную минерализацию. Во многих случаях донное таяние ледников может быть причиной замещения высокоминерализованных вод пресными и изменения изначальной гидрогеохимической вертикальной зональности гидрогеологических структур. Основной сток направлен к периферии ледников и ледниковых щитов, где, как правило, широко развиты как субгляциальные талики, так и мерзлые толщи. Последние часто обладают значительной прерывистостью, а по мощности и по суровости температурного режима уступают распространенным в приледниковой зоне. При длительном стационарном положении края ледника или его отступании существует полоса с резко меняющейся мощностью и прерывистостью мерзлых толщ. В ней уменьшается или исчезает совсем давление ледника на породы, что способствует раскрытию и новообразованию трещин, создавая благоприятные условия для разгрузки напорных вод. Значительно обводнение этой полосы за счет талых ледниковых вод, в том числе и поступающих по трещинам под ледник в области абляции. Поэтому периферийная зона ледников является благоприятной ареной для совместного существования напорно- и грунтово-фильтрационных субгляциальных таликов, предохраняемых телом ледника от промерзания, а также образования массивов конжеляционного льда в подледных каналах, в ледниковых трещинах и других пустотах. Вместе с тем природная обстановка у края ледника способствует образованию здесь наледей и гидролакколитов. Конжеляционные льды, возникающие за счет разгружающихся подземных вод, могут вовлекаться в движение ледника, менять текстуру и структуру, захороняться, входя в состав основной и конечной морен.

Существуют некоторые региональные особенности изначального мерзлых морен, различные для горных ледников и ледниковых покровов, выходящих на равнины. В составе морен горных ледников преобладает грубообломочный материал местных коренных пород и содержание тонкодисперсного материала сравнительно невелико. В составе морен отсутствуют крупные отторженцы пород ложа. Захороненные подземные льды слабо обогащены грубообломочным материалом; по минерализации они относятся к пресным и ультрапресным, даже если содержат в составе исходно конжеляционный лед.

Для изначального мерзлых морен равнинных территорий, изученных на периферии Западно-Сибирской низменности, характерна тесная связь с тонкодисперсными породами ложа и многообразные формы и глубина переработки последних ледником. Преобладает тонкодисперсный и песчаный состав морен, велико

разнообразие связанных с ними пластовых льдов. В большом диапазоне варьируют минерализация и химический состав этих льдов. Обращает внимание наличие крупных блоков — отторженцев, часто имеющих вид пластин, слабо деформированных внутри. Последнее находит свое объяснение в палеогеографических особенностях севера, неоднократно подвергавшегося трансгрессиям Полярного бассейна, которые приводили к засолению пород. В этапы регрессий и промерзания отложений происходило уменьшение засоленности их верхних горизонтов (особенно песков) в результате отжатия солей и образования линз и прослоев криопэггов. Засоленные глинистые отложения при высоких отрицательных температурах сохраняют пластичность. Это способствовало тому, что приповерхностный многолетнемерзлый слой пород, низкотемпературный и наиболее прочный, залегают на охлажденных, насыщенных криопэгами песках и пластичных глинистых отложениях. Под влиянием касательных напряжений, вызываемых движением ледника, этот слой сдвигался. При этом крупные блоки оказывались в ряде случаев практически ненарушенными, а основные деформации шли по подстилающим немерзлым и пластично-мерзлым отложениям, а также в торцевых частях отторженцев.

Исходная высокая льдистость пород ложа и наличие в них мономинеральных залежей льда являются фактором, способствующим проявлению пластических деформаций под влиянием напряжений, обусловленных ледником. При определенных условиях это вызвало появление совместных сложных и многообразных дислокаций мореносодержащего льда и пород ложа, в том числе и пластовых льдов как внутригрунтовых (сегрегационных и инъекционных), так и захороненных морских, наледных и др. Деформации пород мерзлого ложа ледника не являются повсеместными, а тяготеют, видимо, к местам движения потоков льда. Под холодными малоподвижными массивами дислокации пород ложа были минимальными или отсутствовали.

Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским было установлено, что, во-первых, характер гляциальных дислокаций в моренах вне мерзлой зоны и в ее пределах, прослеженных по долине Енисея, не претерпевает принципиальных изменений. Из сопоставления выпадают лишь участки, сложенные пластами льда. Во-вторых, при протаивании льдистых сильно дислоцированных моренных суглинков и супесей их текстурные особенности сохраняются даже в крутых береговых обнажениях. Отмечено только сильное разуплотнение породы при ее изначальной высокой льдистости. Очевидно, что при медленном протаивании сверху в массивах условия для сохранения изначальных текстурных особенностей гляциодислокаций благоприятнее, чем в обрывах.

Следует обратить внимание, что среди исследователей не существует единства взглядов на природу отложений, выделенных в качестве изначальных мерзлых морен, а сопутствующих

им пластовых льдов — как захороненных ледниковых. А. И. Попов, И. Д. Данилов, Б. И. Втюрин, Ш. Ш. Гасанов, Г. И. Дубиков и другие приписывают этим отложениям морское и гляциально-морское происхождение. Деформации в породах они объясняют криогенными напряжениями при промерзании водонасыщенных слаболитифицированных пород. Большую часть пластовых льдов они считают сегрегационными и инъекционными.

Нет оснований оспаривать широкое распространение в районах, тяготеющих к акватории Северного Ледовитого океана, гляциально-морских и морских отложений, промерзавших преимущественно синхронно эпигенетически, высокольдистых и содержащих пластовые льды сегрегационного и, возможно, инъекционного происхождения, захороненные морские льдины и айсберги. Вместе с тем ряд особенностей криогенного строения пород и рельефа, описанных ниже (IV.3), не находят объяснения в рамках традиционных представлений о механизмах внутригрунтового происхождения всех пластовых льдов. Вероятно, что синхронно эпикриогенные отложения и приуроченные к ним льды (IV.3) подверглись воздействию ледниковых покровов, как это установлено на низменности в низовьях р. Маккензи к северо-востоку от Канадского щита. Здесь представлены отложения и льды очень сходные с известными на севере Западной Сибири. Они обладают чертами как синхронно эпикриогенных морских отложений, так и изначально мерзлых морен, образованных ледником, спускавшимся в позднем плейстоцене на низменность с Канадского щита. Эти особенности описаны и объяснены Х. Френчем, Д. Харри и др.

Криофациальные особенности синкриогенных отложений и геокриологическая зональность. Генетические типы континентальных осадочных отложений (по Е. В. Шанцеру) обладают определенными закономерностями строения, обусловленными как геолого-динамическими, так и климатическими условиями их образования. Они состоят из различных фаций и групп фаций, отличающихся по составу. Сами фации обладают определенным составом и строением, отражающими условия их накопления и диагенеза. Существуют географические варианты генетических типов отложений, отражающие как региональные условия их образования (например, аллювий равнинных и горных рек), так и зональные климатические особенности (например, аллювий равнинных рек аридной и гумидной зон).

В пределах криолитозоны картина формирования четвертичных отложений усложняется. Так, в многолетнемерзлом состоянии накапливающиеся фациальные разновидности переходят по-разному, не одновременно. Неодинаково воздействие на них криогенеза, что выражается в различии криогенных явлений и криогенного строения. Это зависит от их состава, фациальной (ландшафтной) обстановки их накопления и особенностей про-

явления геокриологической зональности или высотной поясности в регионе. Это можно проследить на примере пойм крупных рек Сибири, текущих с юга на север. Например, зональные варианты пойменных отложений Лены существенно неодинаковы по своим криогенным особенностям. В верхнем и большей части среднего течения они находятся в талом состоянии и подвержены только сезонному криогенезу, увеличивающему преимущественно пылеватость их состава. Ниже Якутска глинистые фации низкой поймы к северу постепенно переходят в многолетнемерзлое состояние. Они накапливаются и промерзают сингенетически, в условиях высоких отрицательных среднегодовых температур ( $-2 \dots -3^\circ \text{C}$ ), приобретая при этом невысокую льдистость (южный тип сингенеза). Большинство песчаных фациальных разновидностей остается в талом состоянии. К северу по мере понижения  $t_{\text{ср}}$  льдистость отложений низкой поймы повышается, в глинистых оторфованных разновидностях, слагающих пониженные участки, образуются повторно-жильные льды, а в промерзших песчаных накоплениях прирусловых валов и отложениях прирусловых отмелей — изначально грунтовые жилы (см. III.3). При более низких  $t_{\text{ср}}$  пород ( $-5 \dots -6^\circ \text{C}$ ) в песках субфации прирусловых валов также начинают развиваться повторно-жильные льды. В низовьях Лены поверхности широких пойм приобретают ярко выраженный полигональный облик, а в строении отложений повторно-жильные и сегрегационные текстурообразующие льды занимают значительную часть объема (до 50% и более — северный тип сингенеза). Более быстрое за счет подземного льда накопление тонкодисперсных фаций в понижениях по сравнению с песчаными отложениями прирусловых валов приводит к сглаживанию пойменного микрорельефа. Таким образом, в области многолетней мерзлоты выделяются криогенные субфации и криогенные варианты фаций континентальных четвертичных отложений.

Изложенное иллюстрируется серией схематических разрезов (рис. IV.4) поймы реки, на которых показано изменение распространения многолетнемерзлых пород, их  $t_{\text{ср}}$ , криогенного строения отложений различных фаций в связи с геокриологической температурной зональностью. Первый профиль (А) отражает условия, когда многолетнемерзлые породы на пойме отсутствуют, второй (Б), когда они приурочены к оторфованным и глинистым разновидностям, промерзающим сингенетически по южному типу. Третий профиль (В) иллюстрирует переходные условия, при которых в глинистых отложениях субфации заболоченных пойменных понижений формируются повторно-жильные льды и высокая льдистость (северный тип сингенеза), а на песчаных валах — изначально грунтовые жилы. Последний профиль (Г) отражает самую суровую мерзлотно-фациальную обстановку, когда повсеместно в отложениях всех пойменных фаций развиваются повторно-жильные льды (северный тип сингенеза).

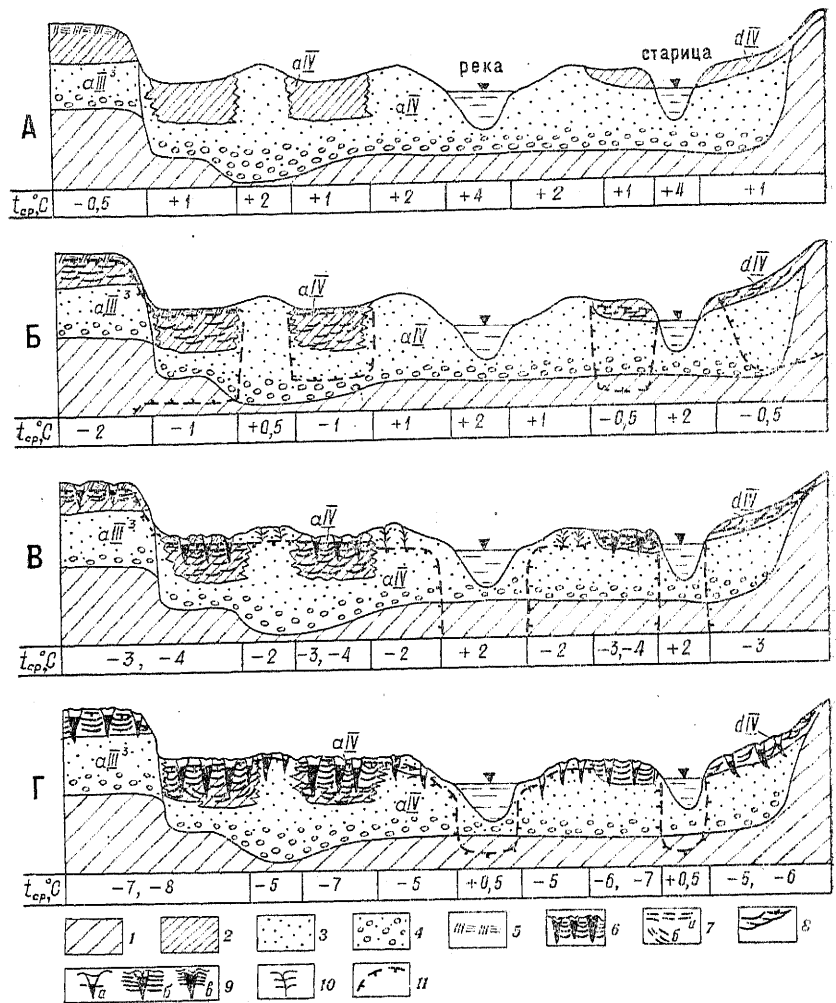


Рис. IV.4. Схема зональных изменений геокриологических условий и криогенного строения отложений на пойме реки:  
 1 — породы коренного ложа; 2 — пылеватые супеси и суглинки; 3 — пески; 4 — галечники; 5 — торф; 6 — пылеватые супеси и суглинки с сингенетическими повторно-жильными льдами и толстошпировыми параллельно-слоистыми криотекстурами; 7 — криотекстура горизонтальная (а) и косая (б) линзовидно-слоистая; 8 — поясковая криотекстура делювиальных отложений; 9 — повторно-жильные льды сингенетические растущие: а — небольшой мощности с большой «грунтовой частью»; б и в — мощные с валиками различной формы; 10 — изначально-грунтовые жилы; 11 — граница ММП



#### IV.3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ ЭПИКРИОГЕННЫХ ДИСПЕРСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Эпикриогенные дисперсные отложения подразделяются на два типа. Первый тип включает разнообразные по условиям залегания, генезису, составу и возрасту кайнозойские, а частично и позднемезозойские отложения, сформировавшиеся в немерзлом состоянии до начала образования многолетней криолитозоны или в термохроны. Такие отложения находятся на поздних стадиях диагенеза или раннего катагенеза. По отношению времени формирования и стадий литогенеза, с одной стороны, и времени промерзания, точнее, воздействия на них криогенеза — с другой, они являются *асинхронно эпигенетическими*. Возрастной диапазон таких отложений увеличивается зонально с севера на юг за счет «омоложения» их верхней границы. Для приморских низменностей Северо-Востока страны и Северной Америки время появления «вечной мерзлоты» относится к позднему плиоцену, на юге Восточной Сибири — к среднему плейстоцену. Эти отложения многократно промерзали и протаивали и несут следы воздействия криогенеза, наибольшие в верхней части разрезов и ослабевающие с глубиной. Это повышенная пылеватость отложений, обезвоживание и посткриогенные текстуры тонкодисперсных разновидностей, наличие эпигенетических полигонально-жильных структур и других следов криогенных нарушений в приповерхностной части разрезов стратиграфо-генетических комплексов. Общим для них является промерзание под влиянием периодических изменений температур на поверхности земли. При этом для северной геокриологической зоны это колебания от короткопериодных (13-, 40-, 300-летних) до длиннопериодных (10, 40, 100 тыс. лет и более). Для южной геокриологической зоны это колебания с периодом от 10 тыс. лет и менее.

Криогенное строение рассматриваемых отложений отличается многообразием и зависит от их состава, условий залегания и соотношения разных по литологическим особенностям слоев, наличия водоносных горизонтов и других факторов и условий. Для монотонных по составу тонкодисперсных толщ (пылеватых суглинков и супесей) характерно сосредоточение льдистости в верхней части разреза, составляющей третью или четвертую часть мощности мерзлой толщи. Объясняется это В. А. Кудрявцевым уменьшением теплооборотов и градиентов температур с глубиной (Общее мерзловедение, 1978). Для мерзлых толщ мощностью 40—60 м, характерных для южной геокриологической зоны, это 15—20 м разреза, для 100—120-метровых — соответственно 25—40 м. При мощностях 300 м и более, характерных для северной геокриологической зоны, мощность льдистого горизонта обычно не более 60—80 м, что объясняется уве-

личением плотности, уменьшением содержания влаги в отложениях и возрастанием давления, препятствующих сегрегационному льдообразованию. Криогенные текстуры льдистой части разреза изменяются сверху вниз от толсто- и среднешлировых линзовидно-слоистых через решетчатую до крупноблоковой, а объемная льдистость уменьшается от 30—40 до 15—10%. Ниже указанных глубин в тонкодисперсных толщах криотекстура обычно массивная с редкими шлирами льда, главным образом по трещинам.

В засоленных морских, ледово-морских и лагунных отложениях салехардской и казанцевской свит Западной Сибири, приуроченных к заполярным районам с низкими  $t_{ср}$ , мощность льдистого горизонта небольшая и выделяется менее контрастно по сравнению с более южными территориями. Здесь для криогенного строения мерзлых толщ характерно относительно равномерное распределение ледяных шлиров по глубине. Это объясняется подавленной миграцией влаги при промерзании засоленных пород. В нижних горизонтах вследствие высокой уплотненности и дегидратации условия льдообразования были весьма неблагоприятными, в результате чего сформировались только разобщенные шлиры льда (Дубиков, 1984).

В толщах, сложенных с поверхности супесями и суглинками, которые подстилаются песками и галечниками, характерным является сосредоточение сегрегационного льда, линзовидно-слоистые криотекстуры и льдистость, достигающая 30—40% в средней части супесчано-суглинистого горизонта. Нижняя часть последнего мощностью до 2—4 м обычно имеет невысокую льдистость и преимущественно массивную криотекстуру, характерную также для песчаного или гравийно-галечного горизонта. Подобным криогенным строением обладают и разрезы толщ, состоящих из чередования супесчано-суглинистых и песчаных двучленных ритмов (пачек). При этом повышенная льдистость первых может сохраняться от кровли толщи до глубин 50—150 м. По представлениям Е. Б. Белопуховой и Г. И. Дубикова, впервые выделивших разрезы с таким криогенным строением в Западной Сибири, в таком состоянии песчаные и гравийно-галечные слои вмещали грунтовые или слабонапорные воды. При промерзании вышележащих суглинков и супесей они являлись поставщиком влаги, кристаллизовавшейся и образующей ледяные шлиры в пределах промороженной части разреза при температурах ниже 0°С. При достижении фронтом промерзания водоносных слоев и частичном их замерзании сверху поступление влаги прекращалось. Поэтому над песками тонкодисперсные отложения сохраняли массивную криогенную текстуру и невысокую льдистость. Из водоносных слоев при промерзании избыточная вода выжималась под влиянием криогенного напора.

В целом для разрезов дисперсных эпикриогенных отложений первого типа не характерны крупные мономинеральные

скопления внутригрунтовых инъекционных и сегрегационных льдов, а погребенные льды отсутствуют. В приповерхностном горизонте бывают развиты эпигенетические изначально-грунтовые жилы и повторно-жильные льды, размеры которых в целом увеличиваются с юга на север по мере понижения  $t_{\text{ср}}$  от первых десятков сантиметров до 2—3 м. При этом прослеживается «литологический контроль» за  $t_{\text{ср}}$ , при которых изначально-грунтовые жилы переходят в повторно-жильные льды (см. III.4). Первые больше характерны для отложений в южной, вторые — в северной геокриологической зоне. В первой широко встречаются также псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, сформировавшимся в позднеплейстоценовый минимум, а протаявшим в голоценовый оптимум. К дисперсным асинхронно эпикриогенным породам с некоторой долей условности можно отнести сильнолитифицированные глинистые породы мелового и палеогенового возраста Западно-Сибирской плиты. На положительных тектонических структурах такие породы обладают повышенной тектонической трещиноватостью и трещинными типами криотекстур, высокой льдистостью до глубины 40 м. Поровые растворы и ледяные включения в них сульфатно-натриевого состава, со значительным содержанием брома и йода, что указывает на глубинное происхождение. Льдистые палеогеновые породы, выходящие на поверхность, образуют линейно ориентированные грядовые формы рельефа. При этом льдистость пород по слоям неодинакова: так, льдистость диатомитов и диатомовых глин, слагающих гряды, достигает 55—60%, а межгрядовые понижения и плоские междуречья — 20%. В отрицательных структурах льдистость пород в целом невелика (15—20%), криогенные текстуры редкослоистые тонкошлировые и массивные (Дубиков, 1984).

Второй тип — это эпикриогенные слаболитифицированные бассейновые отложения преимущественно морского, ледово- и ледниково-морского, реже лагунного и озерного происхождения. Генезис отложений устанавливается по наличию малакофауны, комплексов диатомей и другим признакам (Данилов, 1978). Они слагают аккумулятивные равнины и террасы севера Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей, некоторые межгорные впадины Чукотки, открытые в сторону моря, встречены они на о-ве Новая Сибирь, в дельте р. Маккензи и др. Промерзали эти отложения, находясь на разных стадиях литогенеза: в верхней части разрезов — на начальных стадиях диагенеза, в нижних — на ранней стадии катагенеза. Разрыв во времени между окончанием седиментации и началом многолетнего промерзания минимален, поэтому такие отложения называют *синхронно эпикриогенными*. Возрастной диапазон охватывает средний и поздний плейстоцен и голоцен. По составу преобладают пылеватые суглинки и супеси, иногда с валунами и галькой, и пески. Глинистые разновидности морских отложений засолены, пески обычно содержат слабоминер-

рализованный лед. Вместе с тем в основании песчаных линз и слоев особенно позднеплейстоценового и голоценового времени встречаются линзы криопэгов. Рассматриваемые отложения характеризуются сложным криогенным строением и наличием пластовых залежей льда разнообразных размеров, формы и, видимо, генезиса (рис. IV.5). Генезис и приуроченность к северной приморской окраине континента обуславливают специфический характер многолетнего промерзания этих отложений, происходящего в результате регрессии моря и выхода их из-под уровня воды. При этом характерны: 1) быстрое в геологическом масштабе времени скачкообразное понижение среднегодовых температур пород от  $0 \dots -1^\circ\text{C}$  до уровня их зональных значений времени регрессии, обычно приходящейся на криохроны; 2) большая скорость промерзания отложений, причем темп промерзания возрастает с юга на север (V.7); 3) возрастающая вниз по разрезу степень литификации осадков, полная их водонасыщенность, снижающаяся в этом же направлении влажности; 4) значительная засоленность, причем часто неравномерная, существенно большая в глинистых разновидностях и низкая в песках (Дубиков, 1984). Такие особенности засоленности обуславливают несовпадение в глинистых толщах положения нулевой изотермы и нижней границы многолетнемерзлого состояния пород, высокую пластичность отложений в достаточно большом диапазоне отрицательных температур (до  $-3 \dots -5^\circ\text{C}$ ), сложную конфигурацию подошвы мерзлой толщи, криогенное концентрирование вод и образование внутри- и подмерзлотных линз криопэгов.

В прибрежной полосе, выходящей из-под уровня регрессирующего моря, отмели, валы, бары и другие положительные элементы рельефа становятся очагами диакриогенного (по В. Н. Усову) промерзания осадков, а затем накопления небольших по мощности синкриогенных отложений. В этой полосе происходит захоронение морских льдин, на которое впервые указал Е. М. Катасонов, в охлажденных и мерзлых засоленных осадках с температурами от  $0 \dots -2$  до  $-4^\circ\text{C}$ . Льдины выносятся на мели во время штормов, погружаются частично в иловатые осадки, а затем перекрываются наносами. Зимой эти льдины служат очагами промерзания. Ниже их в прибрежных осадках формируется криотекстура с вертикальными ледяными шпирями, свидетельствующая о генетической связи с пластовым льдом.

Для синхронно эпикриогенных (первично промерзших) отложений характерен ряд особенностей криогенного строения, описанных Б. И. Втюриным, Ш. Ш. Гасановым, В. В. Баулиным, И. Д. Даниловым, Г. И. Дубиковым, Р. Маккеем, Х. Френчем и др. Заключенные в породах пластовые льды они считают внутригрунтовыми сегрегационного, инъекционного или смешанного происхождения. Наиболее общие особенности строения описаны ниже.

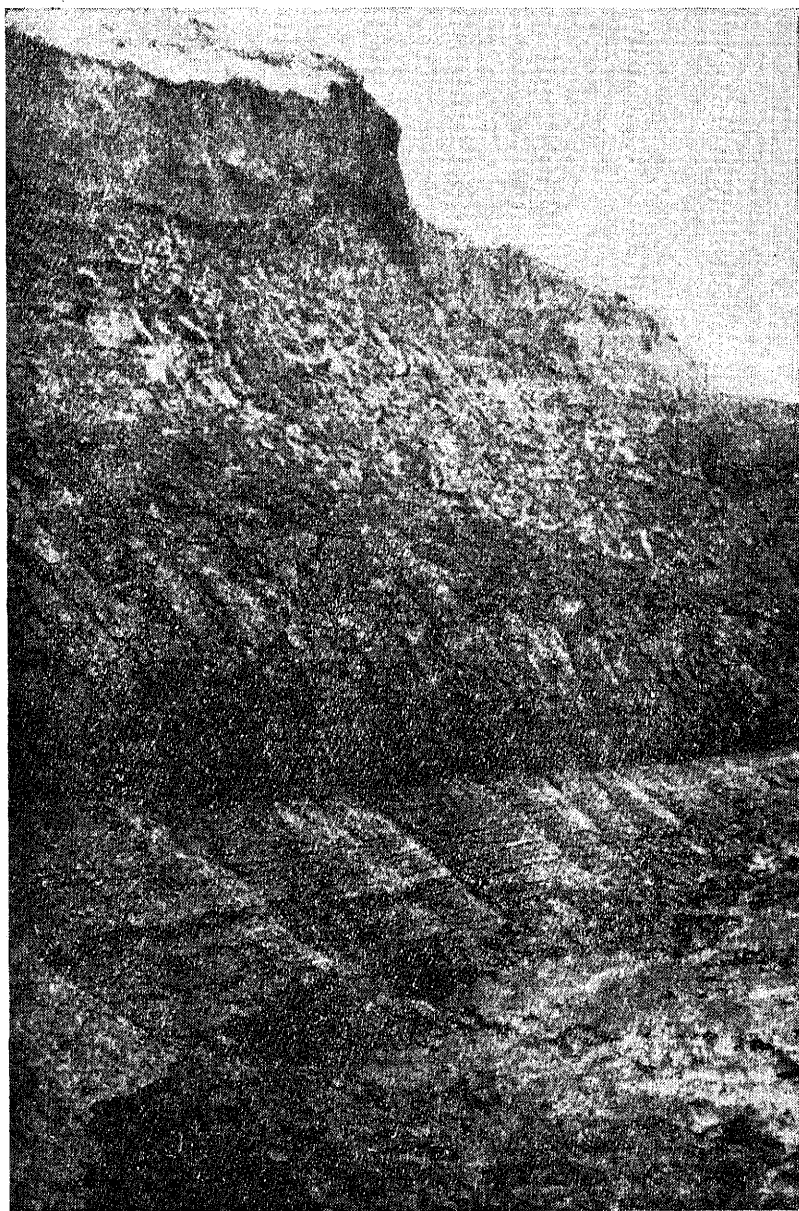


Рис. IV.5. Залежь слоистых подземных льдов сегрегационного происхождения в синхронно эпикриогенных отложениях на берегу моря Бофорта вблизи дельты р. Маккензи (фото Р. Маккея)

У пластовых льдов разнообразны размеры, форма, соотношение с вмещающими отложениями и глубина залегания от поверхности. Размеры изменяются по мощности от первых десятков сантиметров до 20—40 м, а площадь по латерали — от нескольких квадратных метров до нескольких тысяч квадратных метров, а возможно, и до квадратных километров. Форма ледяных тел многообразна. Можно выделить пласты, в том числе обладающие слоистостью, купола и лакколиты, часто осложненные складчатостью; образования сложной формы, когда одни тела как бы внедряются в перекрывающие породы или прорывают другие залежи льда. Связь с криотекстурой вмещающих отложений в одних случаях отсутствует, в других — хорошо выражена: ледяные шпирь в отложениях являются как бы продолжением льда пластовых тел. Наряду с чисто ледяными телами встречаются ледогрунтовые как с субгоризонтальной или волнистой слоистостью, так и со сложными формами слоистости, когда слои смяты в разнообразные складки с меняющимся направлением осей, иногда лежащие. При этом характерно совпадение слоистости минерального материала и ледяных шпиров. Это может свидетельствовать или о нарушении первоначального субгоризонтального залегания в мерзлом состоянии, или о замерзании осадков в условиях, когда конфигурация фронта (или фронтов) промерзания повторяет слоистость. Механизм образования мономинеральных залежей льда, по представлениям сторонников их внутригрунтового происхождения, различен: сегрегационный — для горизонтально-слоистых пластов, залегающих согласно с вмещающими породами; инъекционный — для лакколитов льда, деформирующих и разбивающих породы кровли; совместный сегрегационно-инъекционный — для лакколитов и куполовидных складок на фоне горизонтально-слоистой пластовой залежи. В качестве подтверждения такого происхождения залежеобразующих льдов в Западной Сибири Г. И. Дубиков (1984) приводит данные изучения солевого состава вмещающих пород, имеющих минерализацию порового раствора до 25 г/л, что отвечает растворам морского типа, и результаты гидрогеохимических исследований льдов. Он указывает, что общим для таких льдов является близость их состава к морским водам, несмотря на широкий диапазон изменений их минерализации. В целом пластовые льды имеют невысокую минерализацию, изменяющуюся от 9 до 1187 мг/л. По разрезам отдельных пластов наблюдается повышение минерализации к их основанию, что объясняется криогенным концентрированием. Минерализация текстурообразующих льдов в засоленных отложениях не превышает 500 мг/л. При этом в шпирях она уменьшается при приближении к залежам льда в 5—6 раз.

Изучение Г. И. Дубиковым пластовых льдов на Ямале и Гыдане показало, что они в основном сосредоточены в верхнем 50—60-метровом горизонте, хотя, по данным других исследова-

телей, встречаются и до глубины 200 м. В 83% случаев залежи перекрывают глинистые породы, в 63% случаев они подстилаются песками. Это косвенно указывает на возможность формирования многих залежей подземного льда в результате промерзания водоносных песчаных горизонтов и линз.

Важной особенностью пластовых льдов в толщах отложений морского генезиса является повсеместная их невыраженность в рельефе. Это относится даже к тем случаям, когда мощность ледовых залежей составляет десятки метров, а они имеют форму куполовидных складок и лакколлитов, сильно деформируют вмещающие отложения и залегают вблизи поверхности. Перекрывающие отложения мощностью всего 2—4 м обычно несогласно срезают и верхнюю часть залежи, и вмещающие отложения, причем границы и литологического и криогенного несогласия совпадают.

Наряду с указанными чертами, свидетельствующими в пользу внутригрунтового происхождения залежей льда, существует и ряд особенностей, трудно поддающихся объяснению с точки зрения традиционных представлений об инъекционном льдообразовании. Последнее наблюдалось в природе в замкнутых системах, таких, как промерзающие несквозные подозерные талики, когда образуются булгуньяхи (см. III.3). Прежде всего промерзающая с поверхности толща морских отложений, выходящих на поверхность при регрессии моря, практически не может образовывать замкнутых систем. Эта толща пронизана таликами под лагунами, озерами, эстуариями рек. Слаболитифицированные отложения, даже глинистого состава, обладают высокой водопроницаемостью, что при возрастании криогенного давления обеспечивает фильтрацию воды по латерали в сторону субмаринной талой зоны. Поэтому необъяснимы деформации мощных толщ мерзлых пород, достигающих по мощности первых десятков метров под влиянием прорывающихся снизу вверх напорных вод, ниже которых нет выдержанного водоупора. Необъяснима низкая минерализация этих вод, особенно учитывая тот факт, что ниже залежей льда не обнаружены ни где линзы криопеггов, что могло бы служить свидетельством опреснения морской воды за счет криогенного концентрирования. Не находит объяснения отсутствие выраженности в рельефе мощных залежей, окруженных сильно деформированными породами, и ряд других фактов.

Непротиворечивое объяснение описанным выше особенностям пластовых льдов и вмещающих их засоленных пород дает гипотеза, согласно которой в литогенезе ледово-морских и морских отложений Полярного бассейна, их промерзании и формировании залежей льда участвуют гидраты природных газов (Романовский, Барковская, Комаров, 1988). Накопление гидратов природных газов метанового ряда с примесями  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в донных осадках, имеющих отрицательные температуры порядка  $-1^\circ\text{C}$  и слагающих субмаринную криолитозону мощ-

ностью 40—60 м, возможно при глубинах моря около 200 м и глубже, когда обеспечиваются термобарические условия образования и накопления гидратов газов в осадках без литологических покровов. Коллекторами являются преимущественно песчаные разновидности отложений. Накопление гидратов газов приводит к связыванию воды и концентрированию солей в остаточном растворе, приобретающем повышенную плотность. В результате такие концентрированные растворы просачиваются вниз под влиянием плотностной конвекции. По существу происходит газогидратное опреснение песчаных коллекторов при сохранении исходной солености глинистых слоев. Содержащие гидраты газов слои в морских осадках в настоящее время фиксируются сейсмоакустическими методами в виде горизонтов с повышенными скоростями упругих волн и пониженной плотностью (плотность гидратов газов, как и льда, близка к  $0,9 \text{ г/см}^3$ ).

Разложение гидратов газов в условиях шельфовой криолитозоны с выдержанными по площади температурами пород (VIII) происходит в результате снижения давления, что повсеместно имеет место в периоды регрессий. Разложение гидратов по барическому типу с выделением газа и слабоминерализованной воды сопровождается также поглощением энергии — процессом, аналогичным поглощению скрытых теплот льдообразования. Заметим, что величины энергии образования (разложения) гидратов газов метанового ряда изменяются в пределах  $(400—540) \cdot 10^3 \text{ Дж/кг}$  (Гройсман, 1985) против  $335 \cdot 10^3 \text{ Дж/кг}$  скрытой теплоты при образовании льда. Таким образом, в условиях субмаринной криолитозоны обеспечивается замерзание слоев породы с опресненной водой, образовавшихся выше гидратонасыщенного слоя. В результате над последним возникает «мерзлая покрывка», непроницаемая для газов, маломощная, высокотемпературная и пластичная. Скапливающиеся под такой «покрывкой» газы деформируют ее, образуя антиклинальные ловушки. Прорыв газов через мерзлую покрывку сопровождается ее деформацией, выбросом под давлением вверх накопившейся в ловушках воды, которая в дальнейшем замерзает, образуя ледяные инъекционные тела, дополнительно деформирующие охлажденные вмещающие отложения. Такого рода явления могут происходить многократно по мере уменьшения глубины моря и разложения газогидратной залежи. При этом образуются сложной формы ледяные залежи, возникают деформации засоленных морских охлажденных отложений, проявляющиеся в рельефе дна шельфа. Сложно изменяются границы мерзлых и охлажденных пород.

При обмелении моря до глубин, где проявляется воздействие волновых процессов, происходит планация деформированного микрорельефа дна. С выходом повышенных участков на поверхность начинается многолетнее промерзание засоленных отложений непромерзшего слоя, находящегося над мерзлым



высокольдистым горизонтом, возникшем при разложении гидратов. Промерзание этого слоя с крайне неравномерной мощностью, несомненно, сопровождается образованием замкнутых систем, небольшими инъекциями воды, возникновением внутримерзлотных линз криоплэгов. Изложенная гипотеза не универсальна и не исключает других механизмов формирования сложного криогенного строения первично промерзших эпикриогенных толщ с залежами пластовых льдов. Но она находит подтверждение в таких фактах, как высокая газонасыщенность и наличие открытой трещинной пустотности в верхних горизонтах мерзлых толщ на Ямале и Гыдане, содержащих пластовые залежи льда.

Несомненно, многие пластовые залежи льда являются результатом ледниковой деятельности и компонентом изначально мерзлых морен (см. IV.2). Первично промерзшие эпикриогенные толщ с пластовыми льдами являются ареной развития термокарстовых форм и таберальных отложений.

#### IV.4. ЭПИКРИОГЕННЫЕ СКАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ В МАССИВАХ

Эпикриогенные скальные (и полускальные) породы составляют основную часть криолитозоны в орогенных областях и на Сибирской платформе; они подстилают толщи син- и эпикриогенных дисперсных отложений в пределах аккумулятивных низменностей северной геокриологической зоны. Эти породы обладают унаследованными криотекстурами, вид которых определяется трещиноватостью, пористостью и кавернозностью. При этом исходная литогенетическая, тектоническая и экзогенная пустотность с поверхности и на определенных уровнях внутри массивов существенно расширена, а трещиноватость увеличена под влиянием криогенеза, особенно процесса многократного промерзания и протаивания. Породы имеют унаследованные расширенные криотекстуры. Процессы криогенеза выступают по отношению к породам с жесткими кристаллическими связями как гипергенные, приводящие к их механическому разрушению и элювированию.

В последние десятилетия работами многих исследователей (В. Г. Гольтмана, Ш. Ш. Гасанова, А. А. Кагана, Н. Ф. Кривоноговой и др.) утвердилось положение о том, что скальные породы криолитозоны, преобразованные криогенезом, существенно отличаются от сходных по составу, возрасту, тектоническим особенностям пород вне мерзлой зоны. Ниже перечислены характерные для них черты (рис. IV.6).

1. Повышенная степень выветрелости пород. С поверхности скальных массивов широко развит криогенный элювий, мощность которого изменяется в широких пределах, от первых метров до нескольких десятков метров. Последнее характерно для линейных кор выветривания, формирование которых началось

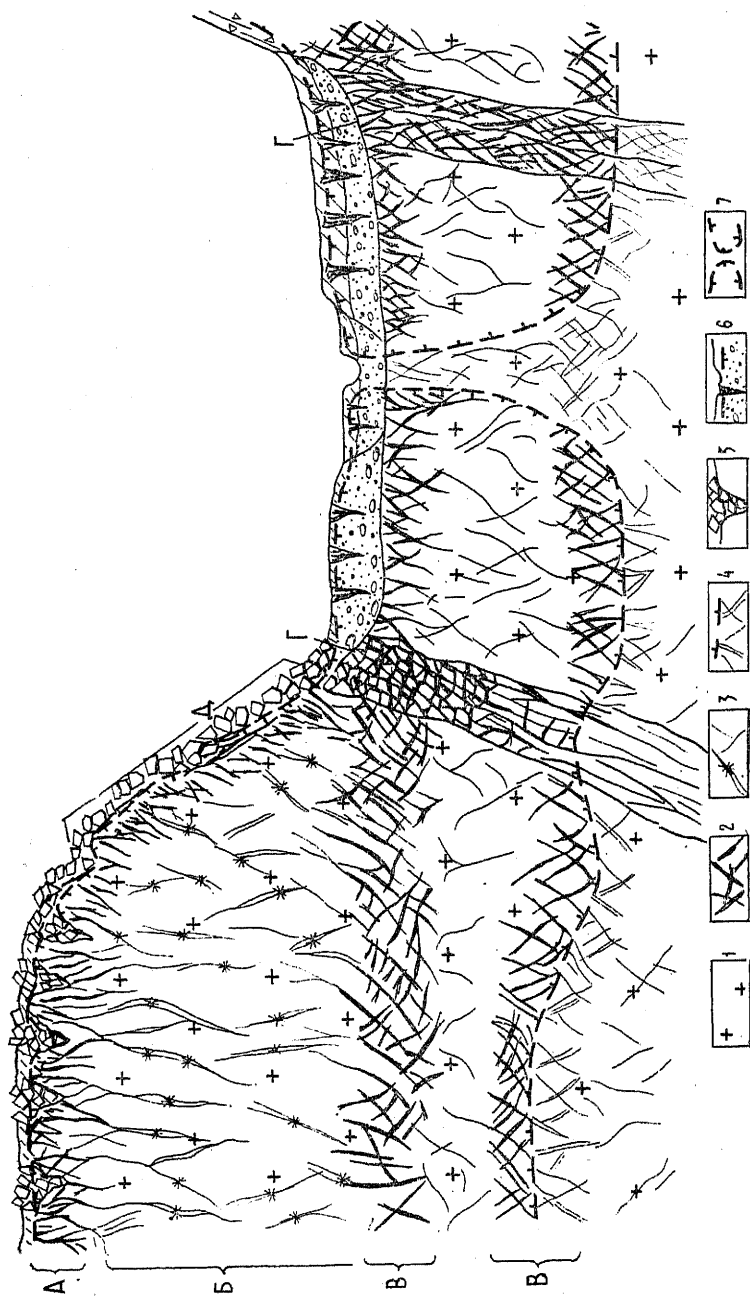


Рис. IV.6. Схема криогенного строения эпикриогенных пород в скальном массиве: А — горизонт криогенного выветривания с натечно-инфильтрационным льдом в трещинах пород (расширенная трещинная криотекстура); Б — зона с трещинами, частично заполненными сублимационным льдом (неполно выраженная трещинная криотекстура); В — зоны криогенной дезинтеграции (с расширенными трещинными криотекстурами); Г — зона дисъюнктивного нарушения (с расширенными трещинными криотекстурами); Д — курум; I — скальные заверженные породы; 2 — трещины, заполненные льдом; 3 — трещины, частично заполненные сублимационным льдом; 4 — водоносные трещины в талой части массива; 5 — трещины, частично заполненные сублимационным льдом; 6 — аллювий с повторно-жильными льдами; 7 — граница ММП криогенного материала;

до начала позднекайнозойской криогенной эпохи и которые часто несут следы значительного химического выветривания. Типичный криогенный элювий отличается преимущественно физическим разрушением пород и в целом невысокой степенью преобразования первичных минералов, наличием криогенной сортировки обломочного материала, а в многолетнемерзлом состоянии высокой шпировой льдистостью тонкодисперсного материала и расширенными трещинными криотекстурами горизонта разборной скалы. Образование последних происходит преимущественно за счет натечно-инфильтрационного гольцового льда. Порода часто распушена и дает осадки при оттаивании.

Характерной особенностью криогенного элювия является широкое распространение эпигенетических полигонально-жильных структур. В южной геокриологической зоне для элювия характерны разнообразные грунтовые жилы, большая часть которых образовалась, видимо, на основе повторно-жильных льдов, существовавших в позднеплейстоценовый минимум и протаявших в голоценовый оптимум. В дальнейшем образовавшиеся псевдоморфозы были сильно трансформированы процессами дифференциального выпучивания и криогенной сортировки каменного материала, суффозии мелкозема на склонах, кольматации мелкоземом на плоских поверхностях и др. В северной геокриологической зоне, особенно на ее севере, в криогенном элювии широко развиты повторно-жильные льды, проникающие в горизонт разборной скалы. В криолитозоне широко распространены породы различного генезиса и состава, подвергшиеся сапролитизации (см. III.2).

2. Наличие горизонтов повышенной экзогенной трещиноватости в массивах, несогласующейся по элементам залегания с осадочной, диагенетической и тектонической видами трещиноватости — «горизонтов криогенной дезинтеграции». Их положение в разрезах отражает конфигурацию границы ММП, а мощность, изменяющаяся от нескольких до первых десятков метров, соответствует амплитуде многолетних колебаний этой границы в результате периодических изменений климата различного периода и амплитуды. Необходимым условием их образования являются обводненность пород и контакт поверхности мерзлой толщи с подземными водами. Горизонты криогенной дезинтеграции маркируют уровни, где периодически в течение длительного времени испытывала колебания подошва мерзлой толщи или менялось положение ее боковых контактов с различными категориями водоносных таликов. В мерзлом состоянии такие горизонты обладают повышенной льдистостью и расширенными типами унаследованных криотекстур. В талом состоянии — это высокообводненные зоны, залегающие обычно ниже подошвы мерзлых толщ на разной глубине. Они были обнаружены еще А. В. Львовым в начале века вдоль Забайкальской и Приамурской частей Транссибирской магистрали. Затем в Забайкалье они изучались Н. И. Толстихиным, А. И. Ефимо-

вым, Р. Я. Колдышевой, в Верхояно-Чукотской горной стране — А. И. Калабиным, П. Ф. Швецовым, О. Н. Толстихиным и др. Т. Н. Елисафенко (1988) установила их широкое распространение не только в современной мерзлой зоне, но и за ее пределами. Здесь это результат и свидетельство бывшего существования мерзлых толщ и воздействия криогенеза на скальные горные породы в массивах, находящие выражение в увеличении фильтрационных свойств, окисленности углей и др.

3. Повышенная льдистость пород в пределах площадных и линейных кор выветривания, разрывных тектонических нарушений, в сводовой части антиклинальных складок платформенного чехла, днищах долин в зоне разгрузки напряжений. Трещиноватые и выветрелые породы в перечисленных ситуациях часто бывают распученными и при оттаивании дают неравномерные осадки. Причины такой повышенной льдистости еще недостаточно изучены. Наиболее часто это явление обусловлено замерзанием напорных подземных вод, разгружающихся через зоны тектонической трещиноватости, разрывные нарушения, раскарстованные пласты карбонатных пород и др. Концентрированная напорная разгрузка приводит к высокой промытости трещин и других видов пустот от мелкозема, повышенной квернозности карбонатных и загипсованных отложений. При многолетнем промерзании в криохроны такие породы приобретают очень высокую льдистость. Они характерны преимущественно для северной геокриологической зоны, так как в южной в таких случаях распространены напорно-фильтрационные талики.

К повышенной льдистости приводит также замерзание грунтовых трещинных вод, происходившее в замкнутых надмерзлотных таликах, образовавшихся при неполном протаивании мерзлых толщ в термохроны на слабонаклонных участках массивов, сложенных скальными породами. При последнем похолодании и замерзании грунтовых вод несквозных таликов образовались внутримерзлотные линзы, обладающие высоким напором и формировавшие распученные линзы разрушенных скальных пород с базальным типом криотекстур. Встречаются они также в северной геокриологической зоне. Причем к южной ее части приурочены образования, возникшие после нового оптимума, а к северной — древние, связанные с периодами частичного оттаивания мерзлых толщ в термохроны раннего и среднего плейстоцена.

4. Наличие в массивах скальных многолетнемерзлых пород блоков с неполно выраженными криогенными текстурами. В них трещины различного генезиса и карстовые пустоты заполнены только частично натечно-инфильтрационным или аблимационным льдом. Часто по ним осуществляется воздухообмен. Формирование блоков пород с таким криогенным строением обусловлено глубоким дренированием массивов в период многолетнего промерзания. В орогенных областях это часто цент-

ральные части горных хребтов, а на плоскогорьях и плато — придолинные части массивов скальных пород. Особенно характерны последние для глубоко врезанных долин Среднесибирского плоскогорья, дренировавших породы вулканогенно-осадочного чехла платформы.

Таким образом, криогенное строение скальных пород в массивах зависит от множества факторов и условий: от состава, генезиса и возраста, геоструктурных условий и характера новейшей тектоники, морфологии поверхности, современных и древних гидрогеологических и геокриологических условий, истории их формирования в позднем кайнозое. Естественно, что особенности криогенного строения скальных пород в массивах различаются в пределах различных структур платформ (VI) и орогенных областей (VII), в разных зональных и высотно-поясных условиях.

#### IV.5. ТАБЕРАЛЬНЫЕ И ТАБЕРИРОВАННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Многолетнее протаивание дисперсных льдистых отложений ведет к их таберированию, т. е. преобразованиям, обусловленным утратой ледяной составляющей, осадкам при оттаивании, новым условиям их залегания, особенностям строения и состава. По степени преобразования исходных многолетнемерзлых пород целесообразно выделить таберальные и таберированные отложения.

Таберальные отложения (табериты, по Т. Н. Капиной) представляют собой протаявшие и просевшие высокольдистые отложения, преимущественно относящиеся к северному и полярному типам синкриогенных отложений, содержащих мощные повторно-жильные льды (см. III.4), а также к синхронно эпикриогенным дисперсным отложениям (см. IV.3). В основном протаивание таких отложений происходит по варианту озерного термокарста (см. III.9). Причиной массового развития термокарста и образования в термокарстовых озерных котловинах таберальных отложений обычно является потепление климата. Так, для развития современных термокарстовых явлений основной причиной было голоценовое потепление. Отложения в термокарстовых озерных котловинах представляют собой по существу *термокарстовые таберальные комплексы*, являющиеся полифациальными образованиями. В них определенные фации соответствуют как разным стадиям развития термокарста, так и определенным условиям осадконакопления в термокарстовых водоемах. При осушении последних происходит многолетнее диагенетическое (парасингенетическое) или эпигенетическое промерзание отложений таберального комплекса. В образовавшихся термокарстовых котловинах начинает накапливаться комплекс синкриогенных озерно-болотных и делювиально-болотных (аласных) отложений. Криогенное строение последних отражает геокриологическую зональность времени их накопления.

В настоящее время наиболее широко распространены термокарстовые озера по «ледовому комплексу» (см. IV.2, III.9) и по пластовым льдам в толщах синхронно эпикриогенных морских отложений и изначально мерзлых морен, в значительной мере совпадающих по своему площадному распространению. Термокарстовые озера и котловины (аласы), кореллятивные им таберальные комплексы и собственно аласные отложения, развитые по ледовому комплексу, изучены достаточно полно на приморских низменностях Северо-Востока страны и в Центральноякутской низменности Е. М. Катасоновым, Н. Н. Романовским и М. С. Ивановым и др. Термокарстовые формы и отложения таберального комплекса по пластовым льдам и вмещающим породам исследованы существенно меньше. Поэтому характеристика таберальных комплексов приведена для аласных котловин.

Таберальные комплексы состоят из собственно таберальных образований, отложений термокарстовых озер, конусов выноса водотоков, впадающих в озера, накоплений оползней-оплывин и быстрой солифлюкции, поступающих с бортов котловин. Органо-минеральный материал этих отложений является продуктом разрушения пород ледового комплекса. Важнейшее значение в этом комплексе играют таберальные образования, неудачно названные М. С. Ивановым (1985) термоделяпсией, т. е. «термооползневыми» отложениями (рис. IV.7).

Таберальные образования — это продукт оттаивания, преимущественно вертикальных осадок за счет уплотнения и локального растекания в стороны (на места вытаявающих повторно-жильных льдов) отложений, слагавших органо-минеральные блоки «ледового комплекса». Характерными чертами таберальных отложений являются утрата исходной слоистости и криотекстуры, возникновение вторичных нарушений — сколов и сползаний, смещение биогенной составляющей (корней трав, моховых кочек, костей животных, раковин моллюсков и др.). При этом в таберальные образования могут попадать более молодые органические остатки, образовывавшие ландшафты периода возникновения термокарста или даже современные. Осредняется механический состав осадков, появляются нового типа слоистость (или слоеватость) и другие текстурные признаки, обусловленные перемещением органо-минеральной части пород в процессе протаивания и оседания. Изменяется геохимическая обстановка, эволюционируют аутигенные минералы, возникшие при накоплении исходных отложений, образуются новые, соответствующие вновь возникшей среде. В таберальных образованиях псевдоморфозы по жильным льдам встречаются только на контакте с нижележащими слабльдистыми отложениями. Они обычно имеют вид полигональной сети канавообразных углублений, не сохраняющих форму вытаявших концов жил. Отложения сильно уплотнены, при промерзании в них образуются массивная и тонкошлифовая криотекстуры различного

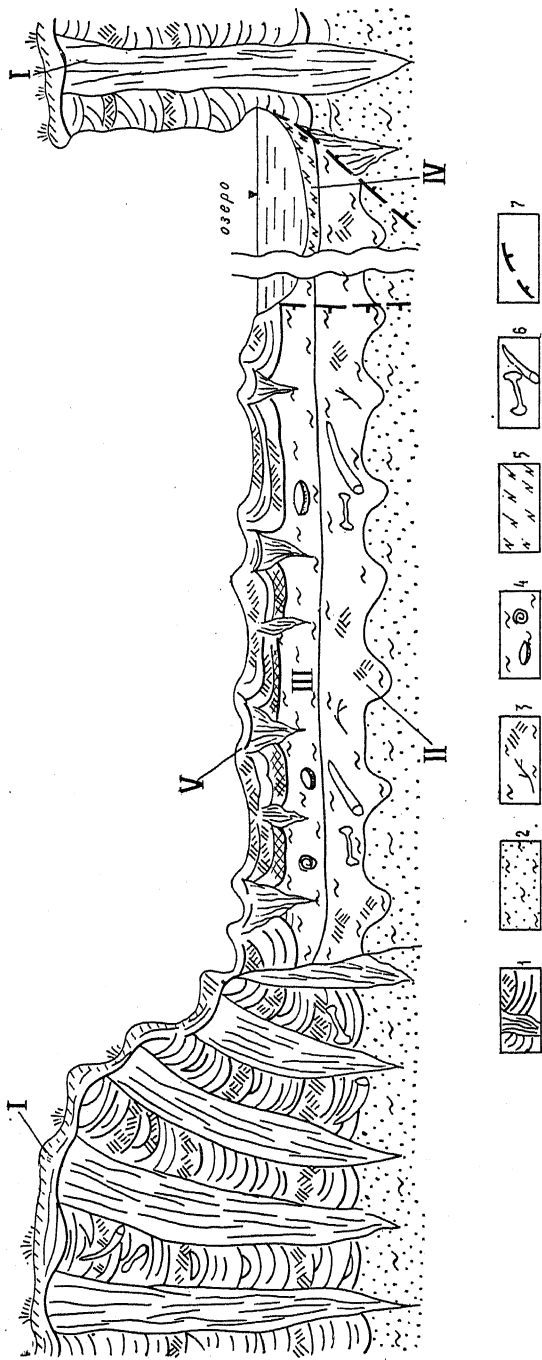


Рис. IV.7. Схема деформации «ледового комплекса» и строения таберального комплекса в аласной котловине:  
 I — «ледовый комплекс», таберальный комплекс; II — таберальные отложения; III — отложения термокарстовых озер;  
 IV — термоделясные (оползневые) отложения; V — собственно аласные (озерно-болотные) отложения; 1 — сингенетические повторно-жильные льды и вмещающие их пылеватые супеси (прослоями торфа и «поясковыми» криотекстурами); 2 — пески пылеватые с массивной криотекстурой; 3 — пылеватые супеси с включениями торфа и растительными остатками, неяснослоистые, в мерзлом состоянии с массивной криотекстурой и сложной системой тонких шпиров различной ориентировки; 4 — супеси пылеватые слоистые с малакофауной; 5 — неяснослоистые супеси, часто с включениями дернины; 6 — костные остатки «мамонтовой фауны»; 7 — граница ММП

рисунка. В блоках породы встречается вивианит, следы кальцинизации. По плоскостям текстурных отдельностей порода ожелезнена, что свидетельствует, видимо, о возникновении трещин до начала промерзания и движения по ним вод. Таберальные образования представляют собой результат диагенетического изменения исходных отложений. Для синкриогенных отложений — это стадия гипергенеза, соответствующая переходу породы из отрицательно в положительно температурную область. Табериты рассматриваются Т. Н. Каплиной как протаявший стратиграфический аналог отложений криохронов — криолитов.

Таберальный комплекс включает в себя отложения термокарстовых озер, промерзающих как под ориентирующим влиянием окружающих мерзлых толщ, так и с поверхности по синхронно эпикриогенному типу. В прибортовых частях озерных котловин накапливаются отложения конусов выноса оврагов и ручьев, деляпсивные образования оползней-оплывин, содержащих блоки дернины, а также разжиженных потоков, стекающих по наклонной поверхности жильных льдов в термоденудационных бортах котловин, покрытых системами байджаров. Состав минеральной составляющей всех фаций обычно отражает осредненный состав окружающих исходных отложений. Это обычно пылеватые супеси и суглинки, реже тонкозернистые пылеватые пески. Льдистость таких отложений в многолетнемерзлом состоянии обычно невысока, а криогенные текстуры невыдержаны из-за разнообразных, часто меняющихся условий промерзания. По существу это группа субаквальных фаций, соответствующая термохрону и промерзающая преимущественно по парасингенетическому или по субаквальному сингенетическому типу. Вместе с тем слагающая их минеральная составляющая — продукт разрушения отложений криохрона. Органическая часть является смешанной — переотложенной из криолита и поступившей при разрушении почвенного и растительного слоев времени формирования термокарста. Наконец, на многолетнемерзлом субстрате накапливается комплекс фаций собственно аласных отложений. Это органо-минеральные отложения полигональных болот и мелких озер, делювиальных заболоченных шлейфов и делювиально-солифлюкционных покровов, примыкающих к бортам котловин. Таким образом, отложения таберальных комплексов приурочены преимущественно к аккумулятивным равнинам северной геокриологической зоны. Формируются они в термокарстовых котловинах, которые являются местными базисами эрозии и в которых происходит аккумуляция отложений, образующихся из осадков, поступающих при денудации исходных поверхностей, окружающих котловины. Легко представить, что при повсеместном протаявании и площадной деградации мерзлых толщ участки термокарстовых котловин станут положительными, а территории вновь протаявшего ледового комплекса — отрицательными формами



рельефа. Произойдет специфическая посткриогенная инверсия рельефа, встречающаяся в южной подзоне северной геокриологической зоны.

Породы ледового комплекса являются не только поставщиком минеральной составляющей отложений таберального комплекса, но часто сами претерпевают изменение в массивах. Б. И. Втюриным, С. В. Томирдиаро и другими был отмечен веерообразный наклон верхних частей сингенетических повторно-жильных льдов на склонах аласных котловин. Автором такое же явление было установлено в бортах крутостенных молодых оврагов, врезающихся в породы ледового комплекса. Объясняется эта трансформация криогенного строения высокольдистых пород в массивах, подверженных термокарстовому и эрозионному расчленению, их растеканием, подобным медленному движению каменных глетчеров.

Таберированные отложения — это протаявшие многолетнемерзлые отложения преимущественно с невысокой первоначальной льдистостью за счет текстурообразующего льда, небольших по размерам повторно-жильных и реже других видов льдов. Они объединяют самые разнообразные по составу и генезису породы как эпикриогенные, так и синкриогенные преимущественно южного типа. Важнейшими характерными чертами таберированных отложений являются: сохранение первоначальных условий залегания протаявших отложений, их исходной слоистости, распределение биогенной составляющей и других особенностей, позволяющих установить их первичную генетическую и фаціальную принадлежность. Для глинистых разновидностей характерно наличие посткриогенной текстуры. Обычно в рассматриваемых отложениях широко распространены первично-грунтовые жилы и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, «инволюции» и «криотурбации» (см. III.5). Они возникают при формировании пятен-медальонов, мелкобугристых форм, туфуров, солифлюкционных сплывов, а также в процессе многолетнего протаивания высокольдистого грунта, подстилающего СТС. С таберированными отложениями, содержащими в прошлом повторно-жильные льды и залегающими с поверхности, связаны разнообразные формы посткриогенного микрорельефа (см. III.4), различающиеся по возрасту, составу и генезису исходных пород, особенностям вытаявших повторно-жильных льдов, по последующей эволюции, но объединенные исходным криогенным строением и чертами, возникшими при их утрате льда вследствие протаивания. Эти отложения занимают всю южную геокриологическую зону и территорию, расположенную южнее, которая была охвачена «мерзлотой» в позднеплейстоценовый климатический минимум (см. I.3). Они находятяся как в многолетнемерзлом, так и в талом состоянии; наиболее распространены на аккумулятивных равнинах различного происхождения, в межгорных впадинах и долинах рек. Генетически к таберированным относятся «холодные» виды

лессов, склоновые, аллювиальные, флювиогляциальные и даже ряд фациальных групп ледниковых отложений. Таберированные эоловые, гравитационные, водные и элювиальные образования давно изучаются геологами-четвертичниками как перигляциальные отложения, формировавшиеся в криохроны во внеледниковой зоне покровных оледенений Евразии и Северной Америки. Следы криогенеза в них служат показателем палеомерзлотных условий времени формирования.

Между таберальными и таберированными отложениями не существует отчетливой границы. Ряд высокольдистых отложений при определенных условиях протаивания способен сохранять многие черты материнских многолетнемерзлых пород. Например, В. Н. Котовым на р. Майн (Чукотка) обнаружены протаявшие отложения ледового комплекса, сохранившие исходную слоистость и содержавшие псевдоморфозы по жильным льдам, достигавшим по высоте 18 м. Здесь осадка при протаивании по высоте составляла примерно 20—40%. Выше говорилось о сохранении характера слоистости и формы дислокаций при протаивании высокольдистых изначально мерзлых морен (см. IV.2).

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЗОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРОЕНИЯ И МОЩНОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ

#### В.1. МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К АНАЛИЗУ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЗОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ И МОЩНОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ

Криолитозона состоит из многолетнемерзлых, охлажденных и морозных пород. Две последние группы характеризуются нулевыми и отрицательными температурами, но не содержат льда. Охлажденные породы бывают насыщены отрицательно температурными солеными (криогалинными) водами — криопэгами, а глинистые разновидности содержат также связанную воду. Морозные породы, в которых отсутствуют и вода и лед, в массивах обычно представлены блоками нетрещиноватых интрузивных, метаморфических и монолитных осадочных пород. Соотношение мерзлых, охлажденных и морозных пород в разрезах разнообразно и определяется геологическим строением, рельефом, гидрогеологическими условиями и мощностью криолитозоны. Криолитозона осадочного чехла платформ, являющихся артезианскими бассейнами, состоит из мерзлых син- и эпикриогенных отложений, которые часто подстилаются охлажденными породами. В криомассивах щитов и орогенных областей многолетнемерзлые породы сочетаются с блоками морозных. С позиции формирования мощности криолитозоны и криогенеза литосферы существенно, что при образовании или оттаивании мерзлых пород выделяются (или поглощаются) скрытые теплоты, возникает или тает подземный лед, а при изменении состояния меняются их теплофизические, механические и водные свойства. При образовании охлажденных и морозных пород этого не происходит. Мерзлые породы обладают тепловой инерцией, тем большей, чем выше их льдистость и значительнее затраты тепла на таяние подземного льда. В массивах температура ММП может повыситься до 0°C (или, точнее, до температуры фазовых превращений льда), а их состояние не меняется или меняется медленно. В результате возникают нестационарные деградирующие мерзлые толщи, мощности которых не соответствуют современному температурному полю. Они занимают около 30% площади мерзлой зоны в пределах нашей страны (Балобаев, 1989). Такие деградирующие мерзлые толщи, в том числе реликтовые, могут в осадоч-

ном чехле платформ и межгорных впадин сохраняться многие тысячи лет, свидетельствуя о том, что они сформировались в более суровую эпоху, а также о последующем потеплении.

В последние годы к криогенным или субкриогенным образованиям стали относить и гидраты природных газов, возникающие при определенных термобарических и гидрогеохимических условиях в осадочном чехле нефтегазоносных провинций и областей Северной Евразии и Северной Америки при глубоком охлаждении литосферы (Царев, 1976; Черский, Царев, Никитин, 1983). Причиной включения гидратов газов (ГГ) в комплекс криогенных образований является то, что при их образовании и разрушении в породах происходят процессы и явления, сходные с промерзанием и оттаиванием содержащих воду отложений. Существенно, что в разрезах осадочного чехла вертикальная зона гидратообразования (ЗГО) может включать как нижнюю часть криолитозоны, так и находиться ниже нее в области с положительными температурами пород. Поэтому в нефтегазоносных структурах предложено выделять *криогазогидратный этаж чехла*, включающий яруса многолетнемерзлых пород со льдом, льдом и ГГ, а также пород, содержащих ГГ и воды. При многолетнем промерзании и протаивании возникает взаимодействие мерзлых толщ и образующихся (разрушающихся) скоплений ГГ, влияющее на динамику температурного поля и конфигурацию подошвы мерзлых пород (V.6).

Формирование мерзлой зоны литосферы происходит под воздействием многих региональных и зональных факторов и условий, а также геисторических событий, таких, как потепления и похолодания, трансгрессии и регрессии моря, оледенения и дегляциация. Региональными условиями определяются состав, условия залегания и теплофизические свойства мерзлых и талых пород, обводненность последних, а следовательно, и значения теплот фазовых переходов, потоки тепла из недр Земли и геотермические градиенты.

Образование и динамика субэдральной криолитозоны континентов, как это было показано В. А. Кудрявцевым, происходит главным образом под влиянием периодических колебаний температур на поверхности земли. Колебания характеризуются различными периодами, амплитудами и происходят при разных средних за период температурах на поверхности пород или у подошвы слоя годовых теплооборотов. Эти колебания сложно накладываются друг на друга, формируя температурное поле верхней части литосферы и обуславливая динамику криолитозоны. Общие принципиальные закономерности влияния перечисленных выше параметров рассматриваются в курсе общей геокриологии (Общее мерзлотоведение, 1978; Ершов, 1990). Основываясь на них, ниже изложены основные региональные и зональные закономерности формирования, строения и динамики криолитозоны в различных геоструктурах (V.3), гидрогеологических (V.5) и геоморфологических (V.4) обстановках.

История развития природного процесса в позднем кайнозое обусловила существенное различие в мощностях и строении криолитозоны северной и южной геокриологических зон (рис. V.1). В северной геокриологической зоне мощности криолитозо-

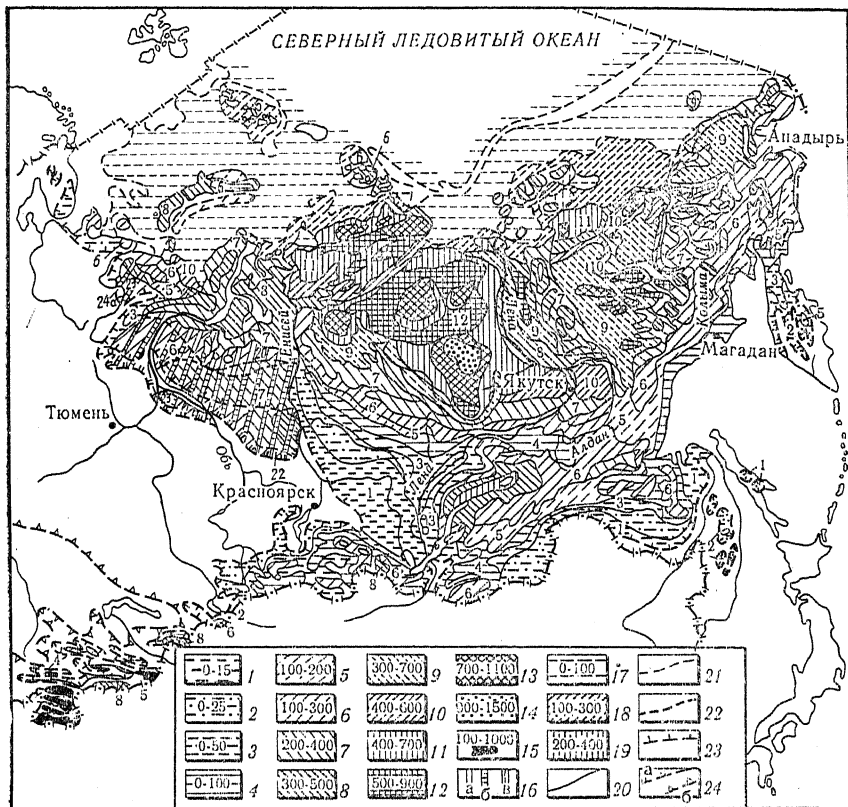


Рис. V.1. Мощности криолитозоны России и сопредельных государств (по К. А. Кондратьевой). Мощность криолитозоны, м:  
 1 — 1—15 субаэральной и субгляциальной; 16 — реликтовой (вторая цифра — глубина залегания от поверхности, м): а — 100—200 и до 100; б — 100—200 и 100—200; в — до 100 и более 200; 17—19 — субмаринной. Границы различной мощности криолитозоны: 20 — субаэральной; 21 — субмаринной; 22 — реликтовой; 23 — южная граница криолитозоны; 24 — южная граница распространения реликтовых мерзлых толщ (а) и мерзлых толщ в плейстоцене (б)

ны преимущественно превышают 300 м, достигая 1500 м. По криогенному возрасту — это плейстоценовые мерзлые толщ, на динамику мощностей которых оказывали влияние длиннопериодные температурные колебания (с периодами 40, 100 тыс. лет и более). Средние температуры за эти периоды лежат в отрицательном диапазоне и зонально понижаются к северу. Большая мощность вертикальной зоны охлаждения и проник-

новения длиннопериодных колебаний (до 2—3 км) обуславливает в нефтегазоносных провинциях возможность формирования ГГ и их взаимодействия с мерзлыми толщами (V.6). Колебания с более короткими периодами (10 тыс., 1800 лет и менее) в северной зоне происходят также при отрицательных значениях средних температур на поверхности земли. Они изменяют температурное поле верхней части криолитозоны, не влияя на динамику мощностей, но обуславливая пространственно-временные особенности развития многих криогенных процессов и явлений (см. III). Оговоримся, что колебания с  $T=10$  тыс. лет могут приводить к небольшим изменениям положения подошвы мерзлых толщ мощностью 200—300 м. Только на южной периферии северной геокриологической зоны суммарное влияние длинно- и среднепериодных колебаний вызывало частичное протаивание с поверхности мерзлых толщ в среднем голоцене (климатический оптимум), сменившееся затем их повторным промерзанием в позднем голоцене. Поэтому мерзлым толщам в этой геокриологической зоне характерно преимущественно непрерывное по вертикали строение.

В южной геокриологической зоне распространены многолетнемерзлые породы с мощностями, зонально уменьшающимися с севера на юг от 100—150 м до первых метров. Эти мерзлые толщи сформировались под влиянием колебаний с периодом от 10 тыс. лет и менее ( $T \sim 1800, 300, 40$  лет). Их возраст — от позднеголоценового до современного. Длиннопериодные колебания происходят в южной зоне преимущественно при положительных значениях средних температур, которые повышаются зонально к югу. В плейстоцене эти колебания приводили в криохроны к формированию мерзлых толщ мощностью до 400 м и более. В термохроны они деградировали. Реликты этих мерзлых толщ, достигших максимальной мощности в конце позднего плейстоцена (18—20 тыс. лет назад) и протаявших сверху до глубины 150—200 м в климатический оптимум голоцена, сохраняются в осадочном чехле Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ. Там, где с поверхности развиты верхнеголоценовые многолетнемерзлые породы, существуют двухслойные мерзлые толщи, разделенные в разрезе стадийным талым горизонтом (VI).

Специфичны условия формирования и динамики криолитозоны при трансгрессиях и регрессиях полярного бассейна (V.7), а также под ледниками и ледниковыми покровами (V.8). Эти геологические события в наибольшей степени влияют на мощность и строение криолитозоны северной геокриологической зоны. Здесь на побережье арктических морей распространены аградирующие мерзлые толщи молодых морских террас и деградирующие — в прибрежной части шельфа (VIII). Известны аномально малые мощности мерзлоты, объяснимые только существованием в позднем плейстоцене высоких отрицательных температур под ледниковыми покровами (Балобаев, 1985).

## В.2. О ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ПОРОД, ВЛИЯЮЩИХ НА ФОРМИРОВАНИЕ И ДИНАМИКУ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Особенности образования и протаивания многолетне-мерзлых толщ и их современное состояние существенно зависят от теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности талых и мерзлых пород. Теплоемкость пород характеризует их способность аккумулировать тепло, теплопроводность определяет скорость переноса тепла при нагревании—охлаждении, а температуропроводность является показателем скорости изменения температур в среде.

Теплофизические свойства пород зависят от их генезиса, минерального состава, строения, пустотности (пористости или трещиноватости), состава порового заполнителя (вода, лед, газ, гидрат газа и др.), степени заполнения порового пространства, а для дисперсных синкриогенных и некоторых эпикриогенных отложений с льдистостью больше поровой пустотности и от относительного содержания в них подземного льда. Кроме того, они зависят от термобарических условий (температуры и давления). Многообразие и сложность таких зависимостей, подробное рассмотрение закономерностей формирования теплофизических свойств мерзлых и талых пород в специальных работах (Теплофизические свойства..., 1984; Ершов, 1990) делают необходимым акцентировать внимание на тех из них, которые в наибольшей степени обуславливают региональные и зональные закономерности формирования мерзлых толщ. При таком рассмотрении важными являются наиболее общие особенности изменения свойств мерзлых и талых пород, которые позволяют выявить влияние последних на формирование мощностей мерзлых толщ разнообразного геологического строения и состава. В большей части геологических структур породы полностью водонасыщены, что позволяет рассматривать зависимости их свойств от пористости (трещиноватости), плотности и влажности.

Теплоемкость пород складывается из теплоемкости органико-минерального скелета и заполнителя порового (трещинного) пространства. В глинистых породах существенное значение имеет теплоемкость связанной воды, количество которой в мерзлом состоянии изменяется в зависимости от температуры. В горных породах разной степени литификации, где цементация захватывает в первую очередь микропоры, количество связанной воды невелико. Поэтому содержание незамерзшей воды в мерзлом состоянии можно не учитывать. Удельные теплоемкости воды и льда (4,19 и 2,06 Дж/г·К) различаются примерно в два раза. Это определяет большую теплоемкость талых пород по сравнению с мерзлыми и, следовательно, меньшую инерционность при изменении температурного поля мерзлых толщ по сравнению с талыми.

Влагосодержание (пористость, пустотность) пород изменяется в широких пределах. Для дисперсных отложений оно зависит от гранулометрического состава и плотности, типа промерзания и криогенного строения мерзлых толщ, а в породах с жесткими связями — от степени литификации и трещиноватости. При этом с возрастом пород степень литификации обычно возрастает, а их влагосодержание уменьшается.

В. Т. Балобаевым (1991) были рассчитаны значения удельной теплоемкости  $C_y$  основных разновидностей горных пород по удельным содержаниям в них главных химических элементов. Им показано, что теплоемкости разных пород различаются незначительно, несмотря на значительные различия в элементарном составе. Глинистым породам характерна более высокая  $C_y$  (0,836 Дж/г·К), чем песчаным и карбонатным (соответственно 0,817 и 0,820 Дж/г·К) из-за большого содержания  $Al_2O_3$ , а песчаным породам — менее высокая теплоемкость из-за высокого содержания  $SiO_2$ .

Удельная теплоемкость всех пород возрастает по мере увеличения влажности (льдистости). Наибольшая теплоемкость характерна для дисперсных синкриогенных отложений северного типа (см. IV.2) и синхронно эпикриогенных отложений с пластовыми льдами (см. IV.3). Теплоемкость пород в целом возрастает с уменьшением их объемной массы (рис. V.2).

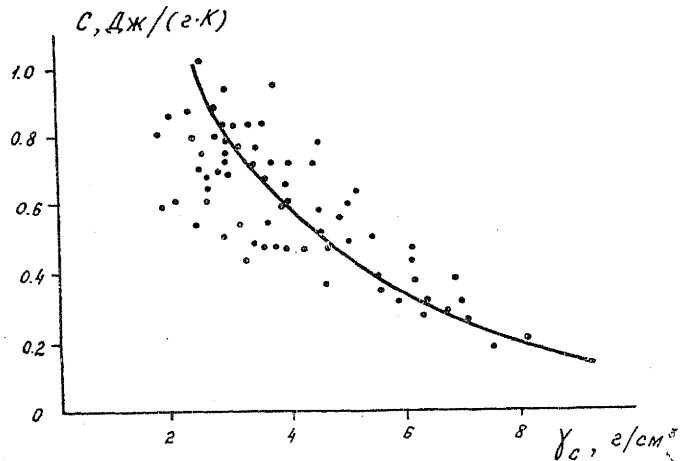


Рис. V.2. Зависимость теплоемкости ( $C$ ) горных пород от их объемной массы ( $\gamma_v$ ) (по В. Т. Балобаеву, 1991)

Теплопроводность пород обладает сложными зависимостями от минерального состава, плотности, влагосодержания, фазового состава воды. По характеру теплопроводности наиболее сложную систему представляют дисперсные отложения верхнего кайнозоя. Их состав, объемная масса, влагоемкость меняются в широких пределах. Из-за высокой влажности их тепло-



проводность значительно варьирует при изменении фазового состояния воды. Наиболее общими закономерностями для дисперсных отложений являются: возрастание теплопроводности при увеличении влажности и объемной массы как в талом, так и в мерзлом состоянии; более высокие в целом коэффициенты теплопроводности мерзлых льдонасыщенных пород ( $\lambda_m$ ) по сравнению с талыми ( $\lambda_t$ ). Только неводонасыщенные отложения (с влажностью до 5%) могут иметь большую теплопроводность в талом состоянии, чем в мерзлом.

Обобщенная зависимость теплопроводности водо- и льдонасыщенных дисперсных отложений от объемной массы показана на рис. V.3. Теплопроводность минерального скелета всегда

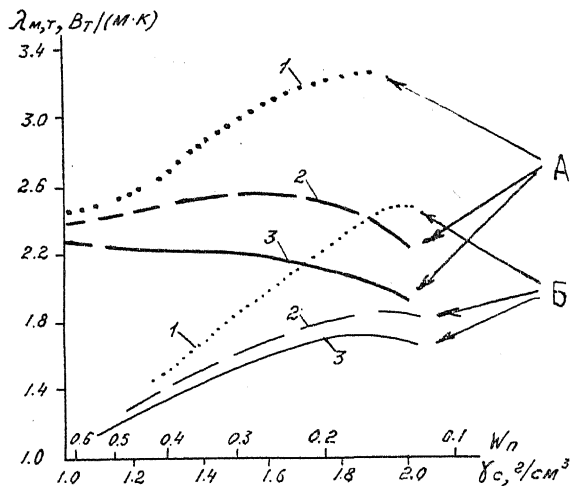


Рис. V.3. Зависимость теплопроводности талых (А) и мерзлых (Б) дисперсных отложений от объемной массы скелета при полной влагонасыщенности:

1 — песок; 2 — супесь; 3 — суглинок (по В. Т. Балобаеву, 1991)

больше, чем у воды. Поэтому  $\lambda_t$  увеличивается при возрастании плотности отложений, сопровождающемся снижением пористости и содержания воды в породе. В мерзлом состоянии сходная зависимость характерна только для песка. У льдонасыщенных суглинков наблюдается тенденция понижения  $\lambda_m$  с возрастанием их плотности за счет снижения относительного содержания льда. При возрастании объемной льдистости всех типов дисперсных отложений их теплопроводность увеличивается и стремится к теплопроводности льда (2,23 Вт/м·К). Таким образом, синкриогенные и синхронно эпикриогенные высокольдистые отложения, залегающие в верхней части разреза мерзлых толщ аккумулятивных равнин северной геокриологической зоны, обладают высокой теплопроводностью. В результате этого

они могли бы характеризоваться быстрой реакцией на температурные изменения на поверхности земли (похолодания и потепления) в отрицательном диапазоне температур. Однако их повышенная теплоемкость нивелирует это свойство.

На основании обработки большого количества данных В. Т. Балобаевым были получены зависимости осредненных значений теплопроводности от возраста осадочных пород палеогена и мезозоя Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской орогенной области (рис. V.4), а

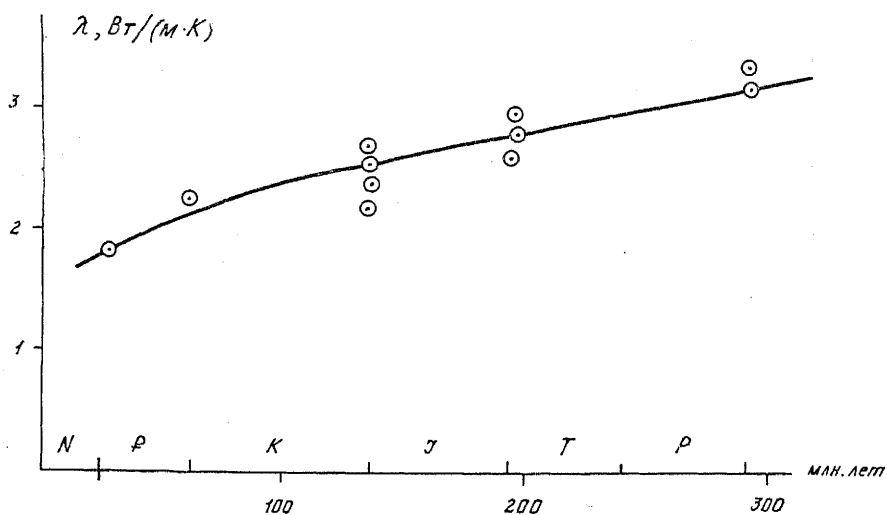


Рис. V.4. Зависимость средней за геологический период теплопроводности песчаников от возраста (по В. Т. Балобаеву, 1991)

также указанных значений теплопроводности от плотности. Древние осадочные отложения отличаются от более молодых повышенной литификацией, большей плотностью и меньшим содержанием влаги. Отложения неогена и палеогена обладают большей плотностью, чем плейстоцена, но относятся еще к рыхлым породам. Теплопроводность глинистых пород палеогена слабо зависит от объемной массы, а для песчаных характерно возрастание теплопроводности с увеличением их плотности. Последняя в массивах обычно растет с глубиной. Все типы палеогеновых пород в мерзлом состоянии обладают большей теплопроводностью (примерно на 30%), чем в талом. Для осадочных пород мезозоя характерны возрастание плотности и уменьшение влажности пород с увеличением возраста. При этом влагосодержание глинистых пород снижается и становится меньше, чем у песчаников. Как правило, теплопроводность глинистых пород также меньше, чем у песчаников. Всем мезозойским породам в мерзлом состоянии свойственна большая теп-

лопроводность, чем в талом. С увеличением возраста пород эта разница уменьшается. Так, в породах мела она составляет 40—60%, а в триасовых — до 6—10% и приближается к погрешностям измерений.

Установлена отчетливая тенденция возрастания  $\lambda$  с возрастом отложений при увеличении их объемной массы. В мезозойских толщах наибольшей теплопроводностью во всех регионах обладают песчаники; наблюдается тенденция возрастания теплопроводности отложений с увеличением зернистости.

Исследование свойств палеозойских осадочных пород показало, что их плотность близка к предельной, а влагоемкость составляет несколько процентов. Вода находится в трещинах и кавернах, особенно у карбонатных пород. Низкая влажность обуславливает практическое отсутствие различия  $\lambda_T$  и  $\lambda_M$ . Наибольшую теплопроводность имеют песчаники и доломиты, наименьшую — известняки и особенно мергели. Характерны значительное закономерное понижение  $\lambda$  с увеличением глинистости карбонатных пород и возрастание с увеличением доломитизации. В. Т. Балобаев подчеркивает большой диапазон значений  $\lambda$ : от 1,8 до 4,9 Вт/(м·К) для средних значений и от 1,1 до 7,3 Вт/(м·К) для предельных. Поэтому толщи пород палеозоя разного состава существенно различаются по теплопроводности. Палеозойские карбонатные породы Сибирской платформы содержат пласты галита, насыщены рассолами и обладают большой теплопроводностью. Это объясняется В. Т. Балобаевым цементирующим действием высокотеплопроводных солей, при этом лабораторные определения влияния засоления поровых растворов не показали различий в значениях теплопроводности пород насыщенных пресными и высокоминерализованными водами. В массивах пористых и кавернозных пород палеозоя с влагосодержанием более 1—2% начинает проследиваться зависимость  $\lambda$  от влажности.

Магматические и метаморфические породы обладают теплопроводностью, изменяющейся в значительных пределах: осредненные значения  $\lambda$  для туфов составляют 1,74 Вт/м·К, а для кристаллических сланцев достигает 4,4 Вт/м·К (Балобаев, 1991). Пористость и содержание свободной воды в таких породах вне зон тектонических нарушений и кор выветривания невелики. Влажность составляет преимущественно доли процента, возрастая до первых процентов в эффузивных породах, сланцах, кимберлитах. Теплопроводность магматических и осадочных сильно метаморфизованных пород обычно ниже, чем у монолитных слабо метаморфизованных осадочных. Пределы изменения  $\lambda$  однотипных кристаллических пород значительно меньше, чем осадочных. При этом некоторые породы обладают мало варьирующими значениями  $\lambda$ , например долериты, широко представленные на Сибирской платформе. Их среднее значение  $\lambda=2$  Вт/м·К при разбросе значений от 1,65 до 2,6 Вт/м·К. Среди магматических пород проследивается тен-

денция некоторого понижения теплопроводности от кислых (гранитоидов) к основным (базальтоидам).

Влияние состава и свойств пород на формирование мощностей многолетнемерзлых толщ проявляется через их теплоемкость, влажность, обуславливающую затраты тепла на фазовые превращения воды, и значения коэффициента теплопроводности. Влияние влажности пород на мощности мерзлых толщ проявляется только при эпигенетическом характере промерзания. Анализ глубин многолетнего промерзания пород при периодических изменениях температур на поверхности, разных геотермических градиентах ( $g$ ) и затратах тепла на фазовые превращения, отличающихся в 7 раз (от 20 950 до 146 650 кДж/м<sup>3</sup>), показал, что различия в мощностях мерзлых толщ не выходят за пределы 40—50%. Таким образом, мощности эпигенетически промерзающих рыхлых водонасыщенных отложений и скальных слаботрещиноватых пород с небольшой влажностью не могут отличаться более, чем в 1,5 раза. Эта закономерность в естественных условиях хорошо прослеживается в южной геокриологической зоне при небольших мощностях мерзлых толщ позднеголоценового и современного возраста, находящихся преимущественно в квазистационарном состоянии. В северной геокриологической зоне при больших мощностях мерзлых толщ, формировавшихся десятки и сотни тысяч лет, неоднократно частично протаивавших и промерзавших, эта закономерность не проявляется. Напротив, на обширных территориях в структурах, сложенных в верхней части кайнозойскими и верхнемезозойскими отложениями со значительной льдистостью и высокой тепловой инерционностью, сохраняются на современном деградационном этапе эволюции криолитозоны аномально большие мощности, не соответствующие высоким среднегодовым температурам пород. По подсчетам В. Т. Балобаева, такие нестационарные мерзлые толщи занимают около 30% площади области многолетней мерзлоты в Сибири. Мощности плотных малольдистых скальных пород на Сибирской платформе и в горных массивах орогенных областей в северной геокриологической зоне практически соответствуют значениям  $t_{ср}$  и находятся в квазистационарном (стационарном, по В. Т. Балобаеву) состоянии.

Коэффициент теплопроводности пород во многом определяет величину геотермического градиента и изменение мощности мерзлых толщ в разных геоструктурных условиях. В немерзлых водонасыщенных толщах, подстилающих мощные мерзлые, значения  $g$  в тонкодисперсных водонасыщенных отложениях при одинаковых потоках внутриземного тепла ( $q_{вз}$ ) могут быть выше, чем в скальных, в 2—4 раза. Как известно, глубины сезонного промерзания и оттаивания пород прямо пропорциональны  $\lambda$  (Общее мерзлотоведение, 1978; Ершов, 1990). При многолетних процессах промерзания—оттаивания такая зависимость несколько искажается из-за наличия геотермическо-

го градиента. При этом величина искажений не превышает 15%. В породах различного состава, плотности и влажности  $\lambda$  может сильно различаться, иногда более чем в 10 раз (Теплофизические свойства горных пород, 1984). Поэтому теоретически мощности мерзлых толщ могут варьировать за счет различия в свойствах пород до 3—4 раз при одинаковом температурном режиме.

Существенное влияние на формирование мощностей мерзлых толщ оказывают особенности залегания пород, имеющих неодинаковые состояния и теплопроводность. Так, при наличии маломощного чехла осадочных пород с низкой теплопроводностью ( $\lambda'$ ), залегающих на хорошо проводящих тепло кристаллических породах ( $\lambda''$ ), максимальная за период развития мощность мерзлой толщи будет больше, чем в однородных осадочных напластованиях с  $\lambda'=\lambda''$ . Наоборот, если породы с высокими значениями теплопроводности  $\lambda'$  (например, пески или аргиллиты) залегают на породах с низкой теплопроводностью  $\lambda''$  (например, глины, суглинки или угли), мощность двуслойной мерзлой толщи будет меньше, чем в однородном разрезе пород с  $\lambda'=\lambda''$ .

### **В.З. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЛИЯНИЯ ГЕОСТРУКТУРНОЙ ОБСТАНОВКИ МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ**

Влияние геоструктурной обстановки проявляется многообразно. Тип тектонической структуры, ее геотермические особенности, характер новейшей активизации, наличие разрывной тектоники, генезис, возраст, состав, обводненность и свойства пород, характер их напластований, мощностей и т. д. действуют в совокупности и разнообразно влияют на строение криолитозоны в разрезе, криогенные особенности ММП, абсолютные значения и пространственную изменчивость мощностей криолитозоны. Влияние геолого-тектонических условий на криолитозону проявляется на всех уровнях от регионального до локального. Существуют общие закономерности, свойственные всем континентальным геоструктурам. Установлены особенности такого влияния, неодинаково проявляющиеся в пределах платформ и орогенов, а также характерные только для определенных структур высоких порядков.

**Влияние тектонических структур** на мощность и строение криолитозоны прослеживается как ведущая региональная закономерность. Она характерна как для платформ и орогенных областей в целом, так и для структур различных порядков, имеющих площади от сотен тысяч до десятков тысяч квадратных километров. В крупных геоструктурах первого—третьего порядков (например, Сибирская платформа—Анабарский щит—северный склон Вилюйской синеклизы) это влияние носит региональный характер. В локальных структурах высоких поряд-

ков, имеющих площади от нескольких тысяч до десятков квадратных километров, оно несколько отличается.

В крупных геологических структурах рассматриваемое влияние проявляется через зависимость мощности от величин тепловых потоков из недр Земли, теплофизических свойств слагающих их пород (см. V.2) и геотермических градиентов. Влияние геотермических потоков на криолитозону возрастает с увеличением мощности последней (Общее мерзлотоведение, 1978). В криохроны при увеличении мощности ММП это связано с уменьшением влияния температурных изменений на поверхности Земли и возрастанием доли тепла из ее недр. В термохроны при повышении температур и уменьшении их градиентов в разрезе криолитозоны происходит оттаивание многолетнемерзлых пород снизу, что существенно определяется величиной  $q_{вз}$ . В пределе, когда мерзлая толща становится безградиентной, все внутреннее тепло на ее подошве расходуется на оттаивание. Таким образом, наибольший темп оттаивания снизу мерзлых пород одинакового состава и льдистости прямо пропорционален величине  $q_{вз}$  (рис. V.5).

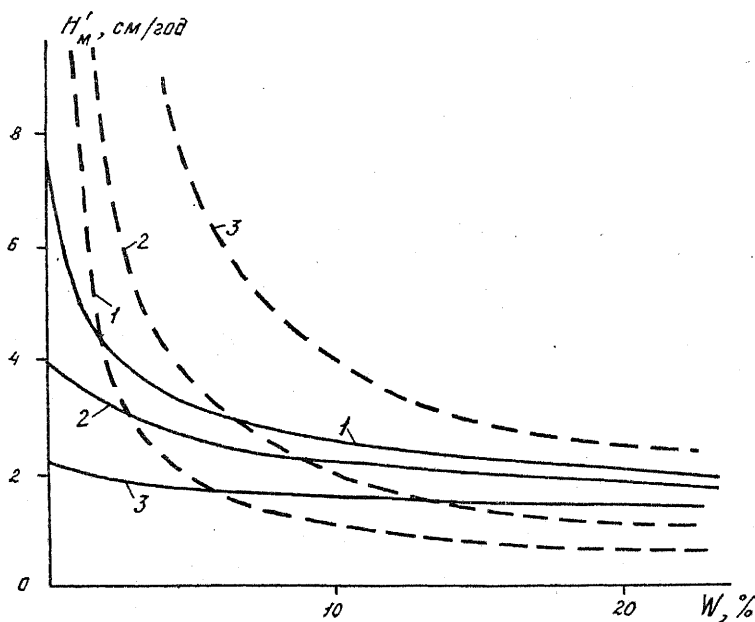


Рис. V.5. Скорости промерзания и оттаивания многолетнемерзлых пород ( $H'_m$ ) с разной влажностью ( $w$ ) при различных величинах теплового потока,  $mW/m^2$ :  
1 — 23; 2 — 45; 3 — 90. Сплошные линии — промерзание сверху, пунктирные — оттаивание снизу (по В. Т. Балобаеву, 1991)

Геотермические потоки в геоструктурах криолитозоны изменяются в широких пределах: от 12—15 до 100  $mW/m^2$ , достигая

в локальных зонах новейшей активизации 400 мВт/м<sup>2</sup> и более. Величины  $q_{вз}$  отличаются в разных геоструктурах и в их границах рассматриваются при анализе влияния на многолетнее промерзание и протаивание литосферы. В пределах мерзлой зоны высокоточных измерений  $q_{вз}$  ниже подошвы ММП немногим более 140 (Балобаев и др., 1983), причем они неравномерно распределены по площади. Минимальные величины тепловых потоков характерны для участков земной коры с наиболее древней складчатостью, которые не претерпели активизации в новейшее время. Напротив, максимальные  $q_{вз}$  свойственны геоструктурам молодым или древним, но подвергшимся тектонической активизации в новейшее время.

Наиболее древней и самой крупной геоструктурой в пределах криолитозоны Евразии является Сибирская платформа (рис. V.6). Ее северо-восточную часть занимает обширная Анабарская антеклиз. В центре последней, сложенной кристаллическими породами архея, очень давно вышедшими на поверхность и охладившимися до больших глубин, тепловой поток составляет 15—20 мВт/м<sup>2</sup>, на ее южном склоне — 17—21 и возрастает до 25 мВт/м<sup>2</sup> на ее западном склоне. Склоны антеклиз сложены в верхней части разреза карбонатными и галогенными породами, насыщенными с глубин 200—300 м крепкими рассолами. По мнению В. Т. Балобаева, такой низкий тепловой поток имеет коровое происхождение и обеспечивается только радиогенным теплом при низком содержании радиоактивных элементов в породах. Низкие тепловые потоки характерны и для других положительных структур, в которых кристаллический фундамент находится на относительно небольшой глубине (2—3 тыс. м), а большая часть чехла сложена карбонатно-терригенными породами кембрия и ордовика. Таким образом, здесь прослеживается тенденция охлаждающего воздействия древнего холодного фундамента. При близком его залегании к поверхности она проявляется в снижении величин  $q_{вз}$  и наличии небольших  $g$ . Криолитозона, состоящая из двух основных ярусов: ММП мощностью 200—300 м, морозных и охлажденных пород с криопэгами, имеет очень большую мощность (от 700—800 до 1000—1500 м). При этом характерны сравнительно высокие  $t_{ср}$  (от —3 ... —5 до —7 ... —8°C), а также очень низкие градиенты температур (от одного до долей градуса на 100 м). В. Т. Балобаев утверждает, что криолитозона этой части Сибирской платформы находится в стационарном (правильнее в квазистационарном) состоянии. Свидетельством этому служит отсутствие изменений величин тепловых потоков (а следовательно, и фазовых превращений лед—вода) на границе мерзлых и охлажденных пород.

Тепловой поток повышается при переходе к краевым депрессиям Сибирской платформы, таким, как Вилюйская синеклиза и Приверхоянский краевой прогиб на востоке, Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы на севере (рис. V.6).

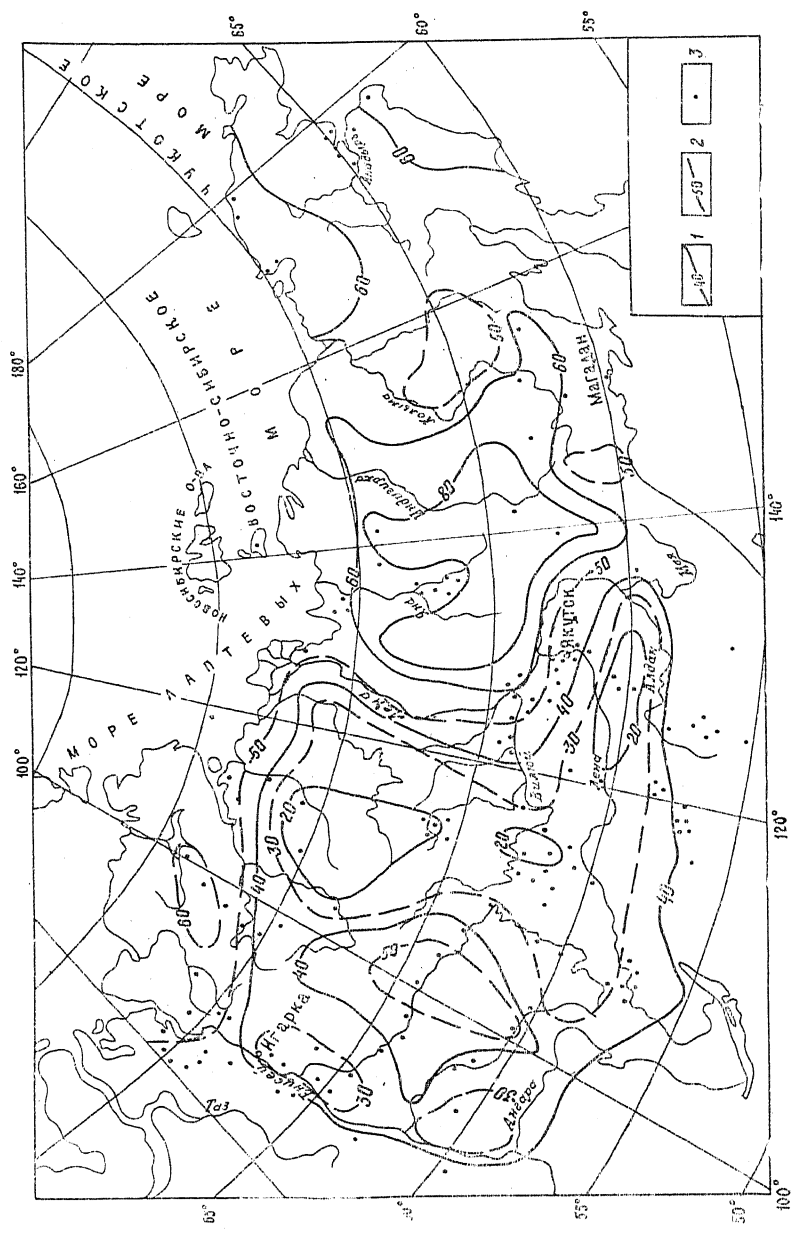


Рис. V.6. Тепловой поток Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области, мВт/м<sup>2</sup>.  
 1 — основные изолинии теплового потока; 2 — дополнительные изолинии; 3 — точки измерения (по В. Г. Бабасву, 1991)



Эти депрессии, длительное время испытывавшие опускание, выполнены мощными (до 6—12 км) осадочными толщами палеозоя и мезозоя. Для них характерны одинаковые  $q_{вз}$  (46—55 мВт/м<sup>2</sup>). При этом над локальными поднятиями (Хапчагайским, Якутским и др.) теплотокки выше, чем в погруженных частях прогиба. Наиболее высокие значения тепловых потоков отмечены в краевых депрессиях и обусловлены выделением тепла в мощной толще осадков при их литификации и устойчивом опускании этих структур. Повышенные значения  $q_{вз}$  являются причиной регионального сокращения мощностей мерзлых толщ, изменяющихся в пределах от 200—300 м над дифференцированными поднятиями фундамента до 500—600 м в отрицательных структурах.

Юго-восточную часть Сибирской платформы занимает Алданский кристаллический щит, по возрасту слагающих его пород сходный с Анабарским щитом. Алданский щит выражен в рельефе горами горсто-глыбового типа — Алданским нагорьем, отличается высокой тектонической активностью и, как следствие этого, довольно большим тепловым потоком (40—50 мВт/м<sup>2</sup>). Западная часть Алданской антеклизы (Олекмо-Чарский блок), а также ее северный погруженный склон характеризуются малым тепловым потоком (20—30 мВт/м<sup>2</sup>), сохраняя сходство с Анабарской антеклизой. Существенно, что на неактивизированном северном склоне Алданской антеклизы мощность мерзлых толщ возрастает до 600 м и более. Вместе с тем в расположенной севернее части Вилуйской синеклизы, выполненной породами кембрия, юры и мела, где теплотокки возрастают до 47—56 мВт/м<sup>2</sup>, мощности мерзлоты снижаются до 200—300 м. Таким образом, сопоставление геотермических условий разновозрастных Анабарского и Алданского щитов, сложенных близким по составу породами, и обрамляющих их участков платформы показывает, что мезозойская тектоническая активизация сопровождается увеличением  $q_{вз}$  в 2—4 раза.

Западно-Сибирская плита в северной части, где развиты мерзлые толщи, представляет геоструктуру с мощным (порядка 6000 м) чехлом морских и континентальных песчано-глинистых отложений. Во впадинах мощность чехла достигает 8—10 тыс. м. Свойства пород чехла по площади и в разрезе изменяются слабо. Это позволяет прямо сопоставлять теплотокки и геотермические градиенты. Основание плиты гетерогенно; оно осложнено впадинами и мегавалами относительно небольшой амплитуды. Его слагают сильнодислоцированные палеозойские и более древние породы, испытывавшие складчатость различного возраста: байкальскую, салаирскую, каледонскую, ранне- и позднегерцинскую. По представлениям В. В. Баулина (1985), величины теплотокков в чехле увеличиваются с уменьшением возраста складчатого основания плиты (табл. V.1).

Известно, что структуры фундамента плиты в средней части Западной Сибири вытянуты меридионально, а мощности

Т а б л и ц а V.1

Величины плотности теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ )  
в зависимости от возраста фундамента  
Западно-Сибирской плиты (Баулин, 1985)

| Складчатость   | Пределы значения<br>$q_{вз}$ | Средние значения<br>$q_{вз}$ |
|----------------|------------------------------|------------------------------|
| Докембрийская: |                              | 37,8                         |
| байкальская    | 21,4—62,1                    | —                            |
| салаирская     | 41,0—52,0                    | —                            |
| Каледонская    | 28,5—71,8                    | 26,6                         |
| Герцинская     | 25,2—86,2(87)                | 53,8                         |
| Мезозойская    | —                            | 60,9                         |

мерзлых толщ имеют тенденцию увеличения с запада на восток, от структур более молодых к более древним. Для участков плиты, сходных по мощности (1,5—2 км) и составу пород осадочного чехла, среднегодовым температурам пород (от 0 до  $-1^\circ\text{C}$ ), но различающихся по возрасту фундамента, мощность мерзлых толщ различается почти в два раза. Так, для площадей с салаирской складчатостью мощности ММП варьируют в пределах 330—410 м, а с герцинской — 130—230 м. Подтверждением значительного изменения  $q_{вз}$  при разном возрасте складчатого основания служат величины геотермических ступеней в осадочном чехле: в области позднегерцинской складчатости фундамента она составляет 22—26 м, герцинской — 25—36, салаирской — 31—46 м (Баулин, 1985). Распределение теплового потока по площади соответствует преимущественно меридионально вытянутым структурам кристаллического фундамента (Балобаев, 1983, 1991). Закономерности изменения теплоточков с севера плиты, где фундамент имеет древний возраст, на юг не обнаруживаются. Только южнее границы криолитозоны намечается уменьшение теплового потока до 40—45  $\text{мВт}/\text{м}^2$ . Минимальные значения  $q_{вз}$  относятся к восточной приенисейской части, а максимальные — к западной приуральской части плиты. Величина  $q_{вз}$  изменяется от 65 до 50  $\text{мВт}/\text{м}^2$  (рис. V.7). Однако прямую корреляцию между возрастом фундамента и тепловым потоком В. Т. Балобаев отрицает. Он указывает, что мощный мезокайнозойский осадочный чехол нивелирует тепловое влияние неоднородного складчатого фундамента.

Для Западно-Сибирской плиты известна зависимость мощности ММП от глубины залегания фундамента, прослеживающаяся при небольшой (до 2000 м) мощности осадочного чехла. Кристаллические породы фундамента с более высокой теплопроводностью по сравнению с осадочными, слабо метаморфизированными породами чехла, залегающая на одинаковых глубинах, имеют более высокие пластовые температуры. В. В. Баулин (1985) указывает, что в связи с этим мощность мерзлых толщ в целом возрастает с погружением фундамента плиты. Так, к югу от г. Салехарда в долине Оби, где глубина кровли

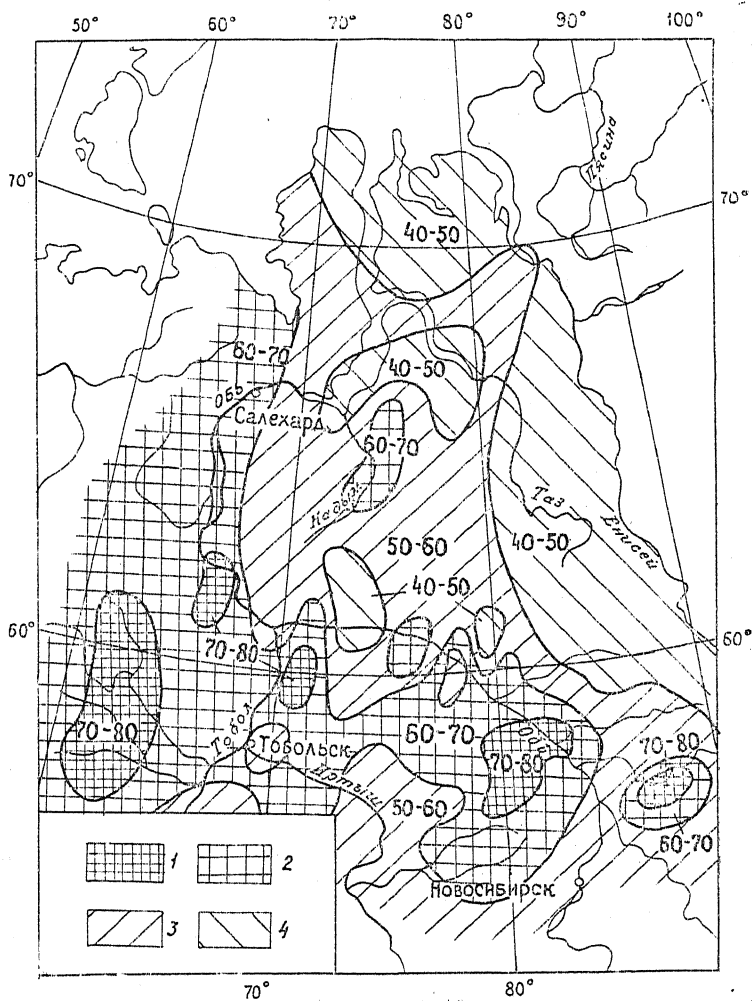


Рис. V.7. Тепловой поток в пределах Западно-Сибирской плиты, мВт/м<sup>2</sup>: 1 — 70—80; 2 — 60—70; 3 — 50—60; 4 — 40—50 (по А. Р. Курчикову и Б. П. Ставицкому, 1987)

фундамента увеличивается от 380 до 800 м и более, мощность мерзлой толщи составляет от 30 до 40% от глубины залегания фундамента. По широтному профилю на юге п-ова Ямал (67° с. ш.) установлено поднятие кровли меловых отложений над выступом палеозойского фундамента. Подошва мерзлой толщи повторяет конфигурацию кровли мезозойских пород и ее мощности составляют около 40% мощности осадочного чехла.

Геотермические особенности горных областей криолитозоны изучены слабо. Более других исследованы тепловые потоки Верхояно-Чукотской горно-складчатой области (Балобаев и др.,

1983), Байкальской горной области и Забайкалья (Лысак, 1988). В Верхояно-Чукотской области теплотокки достаточно высоки (см. рис. V.6) (от 46 до 100 мВт/м<sup>2</sup>) и существенно зависят от активности орогенеза в настоящее время. В. Т. Балобаевым проведено сопоставление тепловых потоков для горных сооружений Верхоянского мегантиклинория, сложенного однообразными по составу терригенными флишеподобными породами. Эти горы характеризуются разной высотой, прямо коррелируемой с амплитудой новейших поднятий и их дифференциацией по площади (табл. V.2). Приведенные в таблице высоты

Таблица V.2

Тепловой поток в горных сооружениях  
Верхояно-Колымской складчатой зоны  
(Балобаев и др., 1983)

| Горное сооружение  | Высота измерений, м | Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup> |
|--|---------------------|------------------------------------|
| Хараулахский хр.<br>Янское нагорье                       | 180                 | 46                                 |
|  | 200                 | 57                                 |
|  | 250—400             | 60                                 |
|  | 460—600             | 71                                 |
| Селенняхский хр.<br>Хр. Тас-Кысмабыт<br>Хр. Сунтар-Хаята | 800                 | 76                                 |
|  | 700—850             | 75                                 |
|  | 800—900             | 88                                 |
|  | 700                 | 100                                |

измерений соответствуют средней высоте системы долина—привершинная часть в каждой из указанных групп. Наибольший поток установлен для хр. Сунтар-Хаята (100 мВт/м<sup>2</sup>) — альпинотипного горного сооружения, испытывающего активное новейшее воздымание. В. Т. Балобаевым сделан вывод о том, что чем активнее происходит орогенез, тем больше тепла при этом выделяется в массивах.

В. Т. Балобаев (1991) указывает на наличие огромной зоны максимального теплотока от 80 до 100 мВт/м<sup>2</sup> в центре Верхояно-Колымской области, где развит верхоянский геосинклинальный комплекс мощностью 16—18 км. Она охватывает самые высокие хребты (или их части): Верхоянский, Черский, Момский, Полоусный, Сунтар-Хаята и др. Для такого сурового региона при низких значениях  $t_{ср}$  мощность мерзлых толщ относительно небольшая. В депрессиях рельефа мощность ММП варьирует от 100 до 300 м и увеличивается до 500—600 м только в осевых частях горных хребтов в соответствии с высотой геокриологической поясностью (Некрасов, 1976).

Область с  $q_{вз}$  от 60 до 80 мВт/м<sup>2</sup> охватывает всю оставшуюся территорию развития Верхоянского геосинклинального комплекса, а также значительную часть эвгеосинклинальной зоны на западе Индигиро-Колымской впадины. Для этой области характерны рельеф высоких плоскогорий и пониженная новей-

шая тектоническая активность. Мощности мерзлых толщ в депрессиях рельефа в северных регионах этой области составляют 200—300 м, а на плато — до 400—500 м.

Остальная часть Верхояно-Колымской складчатой области имеет  $q_{вз}$  менее 60 мВт/м<sup>2</sup>, а дорифейских срединных массивов — предположительно ниже 50 мВт/м<sup>2</sup>. Они представляют или древнейшие ядра стабилизаций континентальной коры, или переработанные останцы кристаллических массивов восточной оконечности Сибирской платформы. Их структура и, видимо, теплотокки сходны с Алданским щитом. На северной окраине области располагается зона низких значений  $q_{вз}$  (40—50 мВт/м<sup>2</sup>), соответствующая области затухания мезозойд. Верхоянский комплекс здесь имеет небольшую мощность, породы слабо дислоцированы, рельеф равнинный, нарушаемый поднятием отдельных блоков. Здесь отмечаются наибольшие для региона мощности мерзлых толщ (до 500—700 м).

Колымо-Чукотская складчатая область в геотермическом отношении изучена слабо. В ее пределах  $q_{вз}$  изменяется от 60 до 70 мВт/м<sup>2</sup>. Только кайнозойские наложенные впадины (Марковская и Анадырская) имеют  $q_{вз}=44—56$  мВт/м<sup>2</sup>.

Немногочисленные данные по тепловым потокам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (42—61 мВт/м<sup>2</sup>), свидетельствуют об отсутствии влияния на современный региональный тепловой режим недр прошлой вулканической деятельности. Для вулканических дуг и активных континентальных окраин также характерны невысокие значения  $q_{вз}$  — от 30 (Курило-Камчатский желоб) до 55 мВт/м<sup>2</sup> (Алеутская дуга).

На большей части орогенных систем, за исключением межгорных тектонических впадин, на поверхность выведены метаморфизованные и изверженные породы, обладающие высокой теплопроводностью, и в целом слабо дифференцированные по теплофизическим свойствам. В силу этого температура недр в таких структурах определяется в основном внутриземным тепловым потоком. На глубине 3000 м она составляет в хребтах Верхоянском 100°C и выше, в Селенняхском — 86°, в Колымском горном массиве — 70°C, в горах Охотско-Чукотского вулканического пояса — до 85°C и выше. Если избавиться от сложного влияния горного рельефа, то выявляются приближенные зависимости мощностей мерзлых толщ от величины  $q_{вз}$ . В Верхояно-Чукотской горно-складчатой области мощности ММП в низко- и среднегорном поясах (ниже 1400 м) нигде не превышают 500 м. Самые малые мощности характерны для структур с большими теплотокками.

В горных сооружениях Байкальской горной области и Станового нагорья  $q_{вз}$  и их влияние на мощности ММП изучены недостаточно. Становая складчатая область имеет тепловые потоки ниже 40 мВт/м<sup>2</sup> и в этом отношении не отличается от юго-восточной окраины Сибирской платформы. Величины теплотокков резко дифференцируются в пределах Байкальского риф-

та и имеют тенденцию увеличения по мере активизации структур. В первом приближении величины  $q_{вз}$  монолитно поднимающихся гор, сложенных изверженными и метаморфическими породами байкальского комплекса, составляют 30—50 мВт/м<sup>2</sup>. Близкие значения  $q_{вз}$  могут иметь и опускающиеся блоки, в том числе погруженные под впадинами байкальского типа, где по шовным зонам, в пределах их горного обрамления с резко дифференцированными движениями блоков диапазон вариаций  $q_{вз}$  существенно возрастает. Наряду с указанными фоновыми значениями могут существовать  $q_{вз}$  от 100 до 400 мВт/м<sup>2</sup>. Все это сказывается на большом диапазоне изменений мощности мерзлых толщ.

**Влияние локальных тектонических структур на мощность мерзлых толщ** широко и многообразно проявляется на платформах и в орогенных областях, особенно ярко в суровых геокриологических условиях. Причины такого явления различны: это перераспределение потока внутриземного тепла в верхней части литосферы вследствие различий теплофизических свойств геологических тел в массивах, влияние потоков подземных вод подмерзлотного стока и др.

В осадочном чехле платформ влияние локальных пликативных структур на мощность мерзлых толщ впервые было установлено Д. И. Дьяковым, рассматривал его и В. А. Кудрявцев (1954, 1959). Затем оно получило многочисленные подтверждения при изучении мерзлых толщ Западно-Сибирской плиты Г. Б. Острым, А. Ф. Черкашиным, В. В. Баулиным и другими; Вилюйской синеклизы и Верхоянского краевого прогиба В. Т. Балобаевым, П. И. Мельниковым, В. В. Баулиным и др. Сходные закономерности выявлены Л. М. Демидюк в чехле тектонических впадин забайкальского типа и В. В. Ловчуком в угленосных структурах Верхояно-Колымской области. На первых этапах геотермических исследований были получены многочисленные факты, свидетельствующие о том, что мощности мерзлых толщ в сводовой части антиклинальных структур с поперечником от первых до нескольких десятков километров меньше, чем на их крыльях, а в синклиналичных структурах мерзлые толщи в их осевой части больше, чем на крыльях структур (рис. V.8).

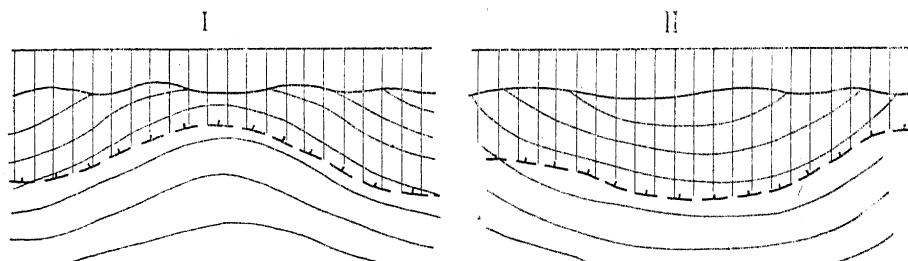


Рис. V.8. Схема залегания многолетнемерзлых пород в антиклинальных (I) и синклиналичных (II) структурах

Превышение мощностей ММП в центре антиклинальных структур высоких (V—VI) порядков над мощностями на их крыльях в чехле Западно-Сибирской плиты достигает 30—40% и составляет от нескольких десятков до 250 м. Это явление объясняется многими исследователями перераспределением  $q_{вз}$  в слоистом осадочном чехле. Причинами являются неодинаковая теплопроводность пород ниже подошвы мерзлой толщи (большая в сводовой части структур и меньшая на крыльях), а также анизотропная теплопроводность по нормали к напластованию и по пластам. Теплопроводность пород по напластованию ( $\lambda_{||}$ ) обычно больше, чем по нормали к поверхности пластов ( $\lambda_{||}/\lambda_{\perp}$ ). Коэффициент анизотропии теплопроводности ( $\lambda_{||}/\lambda_{\perp}$ ) возрастает в толщах с отчетливо проявляющейся слоистостью и внутрислоистой трещиноватостью. По данным Д. И. Дьяконова, он может достигать 1,32. В пликвативных антиклинальных структурах в осадочном чехле платформ углы падения слоев на крыльях не более 4—6°. Это делает невысоким влияние анизотропии теплопроводности в слоистых структурах на искажения нормального температурного поля, на различия в значениях  $g$  и в мощностях мерзлых толщ в их осевой части и на крыльях.

Следует подчеркнуть, что над антиклинальными локальными структурами в чехле платформ широко известны и другие вариации изменения мощностей ММП и положения изотермических поверхностей, в том числе и с нулевой температурой (подошва криолитозоны). Над рядом структур мощность криолитозоны практически не изменяется, над другими — увеличивается. Последнее широко отмечается над газоносными структурами Западной Сибири (Баулин, 1985). Глубина залегания газовых залежей здесь колеблется от 600 до 1500 м при мощностях ММП соответственно от 200 до 500 м и геотермических градиентах от 5 до 2°С/100 м. Вместе с тем на ряде других газоносных площадей мощности мерзлых толщ меньше над сводами структур, чем над крыльями. Примерами могут служить Уренгойская структура в Западной Сибири; Средневилюйская и другие структуры Якутии.

В. В. Баулин и А. Л. Чеховский подчеркивают различную природу отрицательных температурных аномалий над газоносными структурами и положительных над локальными антиклинальными структурами, где не обнаружено промышленного содержания газа. Они объясняют наличие отрицательных температурных аномалий эффектом адиабатического расширения газа, проникающего по трещинам в перекрывающие породы. Известно, что такой эффект характерен для структур (вне области многолетней мерзлоты), в сводовой части которых существуют разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости, по которым происходят утечки газа. По оценкам В. Ф. Борзасекова, понижение температур над газовыми залежами в Туркмении достигает 3—5°С. Оценивая влияние эффекта адиабатиче-

ского расширения газа на мощность ММП, существенно подчеркнуть, что выходы газа и их охлаждающее влияние должны были продолжаться десятки, а возможно, даже и сотни тысяч лет и происходить как на этапе увеличения мощности мерзлоты в позднем плейстоцене, так и ее оттаивания снизу в голоцене. Это нереально, так как привело бы к разубоживанию или разрушению залежей газа, что, как известно, не характерно для Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Кроме того, газы метанового ряда, проникающие в перекрывающие толщи пород и охлаждающиеся в них, попадают в такие термобарические условия, в которых они при взаимодействии с подземными водами должны образовывать газовые гидраты. Последние заполняют трещины и не допускают разрушения залежи (Царев, 1976). Это исключает дальнейшее адиабатическое расширение газа, и температурная аномалия быстро исчезает. Объяснения этому явлению приводятся ниже (V.6).

В синклиналих структурах, сложенных осадочными и осадочно-вулканогенными слоистыми породами, мощность мерзлых толщ в осевой части бывает больше, чем на их крыльях. Такая картина характерна для структур чехла впадин забайкальского типа, выполненных мезозойскими угленосными терригенными породами, а также для угольных месторождений во впадинах Верхояно-Колымской горно-складчатой области. В. В. Ловчуком установлено, что в пределах последних теплопроводность пластов (0,2—0,4 Вт/м·К) существенно ниже, чем вмещающих их песчаников, сланцев и алевролитов (1,6—1,8 Вт/м·К). На поверхности задавалась постоянная отрицательная температура  $-6^{\circ}\text{C}$ . Результаты моделирования промерзания синклинали структуры с угольным пластом, выходящим на поверхность, в целом показали удовлетворительное сходство с натуральными данными (Краусс, Ловчук, 1972). Было подтверждено, что структурные неоднородности сильно влияют на конфигурацию фронта многолетнего промерзания, как изменяющегося во времени, так и достигнутого стационарного положения (рис. V.9).

Конфигурация мерзлых толщ в антиклинальных гидрогеологических структурах с осевой частью, осложненной разрывной зоной, по которой осуществляется напорная разгрузка артезианских вод, показана на рис. V.10. В этом случае возрастание мощности ММП от крыльев к оси складки обусловлено помимо изложенных выше причин охлаждающим влиянием нисходящего потока пластовых подземных вод, нагреваемых за счет перехвата потока геотермического тепла и уменьшения тепловых потоков к подошве мерзлой толщи. Сплошность последней нарушается в осевой части структуры узким гидрогеогенным напорно-фильтрационным таликом, по которому идет разгрузка вод подмерзлотного стока.

Изменение мощностей мерзлых толщ наблюдается в локальных структурах с наклонными контактами пород (рис. V.11), имеющих разные теплопроводности, и с контактами



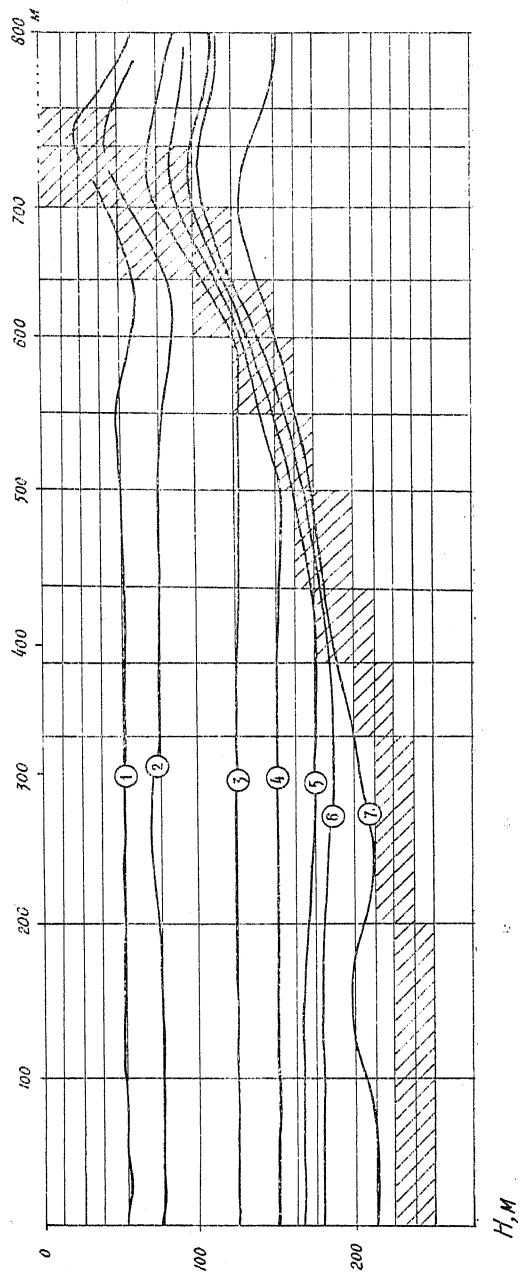


Рис. V.9. Положение подошвы мерзлых толщ в синклинальной угольной складке:  
 1 — 50 лет; 2 — 100; 3 — 550; 4 — 1000; 5 — 5000; 6 — 13 000; 7 — 100 тыс. лет (по С. С. Григоряну,  
 М. С. Красу и др., 1987)

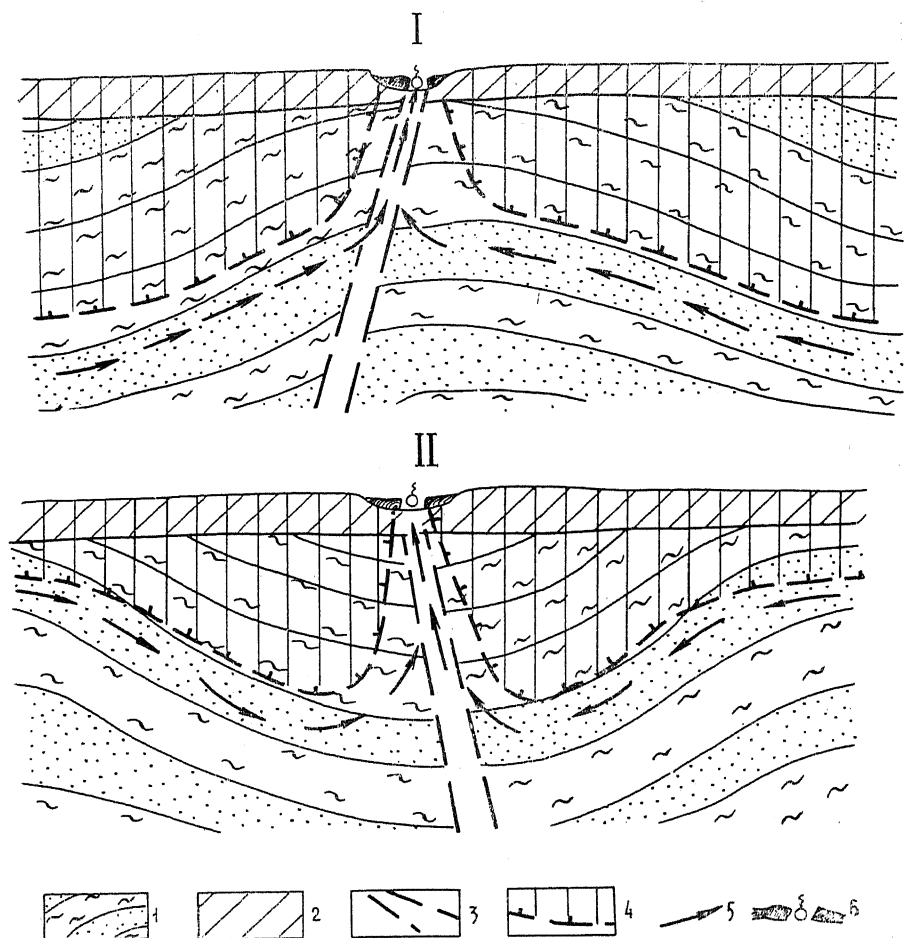


Рис. V.10. Конфигурация мерзлых толщ в антиклинальных (I) и синклиналиных (II) складках с дизъюнктивными нарушениями в осевых частях и разгрузкой по ним напорных подземных вод:  
 1 — переслаивание сланцев и песчаников; 2 — супеси и суглинки; 3 — разрывные нарушения; 4 — многолетнемерзлая толща; 5 — направление движения подземных вод; 6 — источники и наледь

сложной формы (рис. V.12). Исследование стационарных тепловых полей таких структур, проведенное В. Т. Балобаевым, показывает искажение направлений тепловых потоков на контакте сред с разными  $\lambda$  и изменение мощностей ММП. В случае залегания пород с большими  $\lambda$  над менее теплопроводными мощность ММП при равных температурах поверхности и  $q_{вз}$  существенно больше, чем при обратном соотношении. Вторым вариантом (рис. V.11, II и V.12, II) характерен для распространенного случая залегания рыхлых отложений над скальными

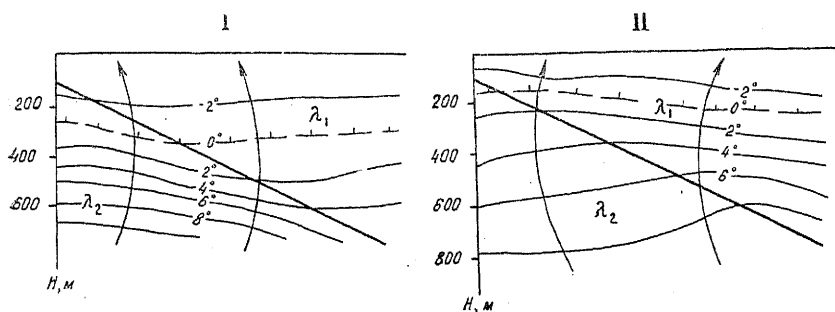


Рис. V.11. Тепловое поле массивов горных пород разной теплопроводности при наклонном контакте:

I —  $\lambda_1/\lambda_2=3$ ; II —  $\lambda_1/\lambda_2=1/3$ . Стрелки — векторы теплового поля

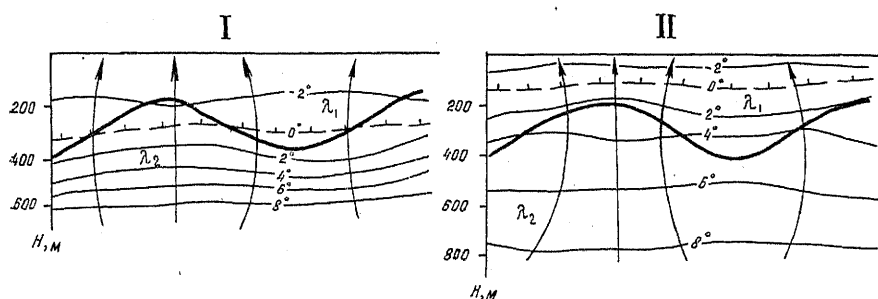


Рис. V.12. Тепловое поле массивов горных пород разной теплопроводности с контактом сложной конфигурации:

I —  $\lambda_1/\lambda_2=3$ ; II —  $\lambda_1/\lambda_2=1/3$ . Стрелки — векторы теплового поля (по В. Т. Балобаеву, 1991)

в тектонических депрессиях и долинах рек. Здесь обычно мощности мерзлых толщ за счет низкой теплопроводности дисперсных пород и их повышенной теплоемкости меньше, чем на сопредельных скальных массивах.

**Влияние разрывных нарушений** на дифференциацию мощностей ММП и криогенное строение мерзлых толщ изучалось многими исследователями как на платформах, так и в орогенных областях. Установлено, что влияние дизъюнктивов проявляется на разных уровнях: от крупных региональных разломов до небольших локальных нарушений. В наибольшей степени на строение, мощность ММП и их прерывистость (наличие таликов, приуроченных к разломам) влияют разрывные нарушения, образовавшиеся в условиях растяжения, и не «залеченные» последующими геологическими процессами (вулканическими, гидротермальными и др.). Эти разломы обладают повышенной трещиноватостью пород и проницаемостью для флюидов и газов. Они бывают древними, долгоживущими, обновляемыми современными движениями, или новейшими, образовав-

шимися в кайнозой и активно развивающимися до настоящего времени. Такие разломы играют большую роль в гидрогеологии криолитозоны и распределении таликов. В горных районах с мощной низкотемпературной мерзлотой к таким разломам приурочены инфильтрационные подозерные и подрусловые талики. Последние существуют иногда в верховьях рек, в которых зимой полностью прекращается поверхностный сток. Ими контролируются пути активного подземного стока, как под долинами рек (которые чаще всего и заложены по разломной сети), так и вне их. Это обеспечивает во многих орогенных областях перетоки подмерзлотных вод из одних криогидрогеологических структур в другие. Наконец, дизъюнктивы определяют местоположения очагов разгрузки подземных вод и наледей. Особенно отчетливо это проявляется в условиях низкотемпературной мощной криолитозоны. Например, в Верхояно-Чукотской и на севере Байкальской горно-складчатых областей как в горных хребтах, так и в тектонических межгорных впадинах талики и наледи буквально «нанизаны» на разломы.

Мощность ММП по зонам разрывных нарушений, как правило, меньше, чем в пределах сопредельных ненарушенных блоков пород. В особой мере это относится к структурам с активным водообменом, где разрывные нарушения служат основными путями стока подземных вод. Последние и оказывают отопляющее влияние на температурный режим пород, обуславливая сокращение мощностей мерзлых толщ. Особенно ярко эта закономерность проявляется в пределах наложенных кайнозойских тектонических впадин Верхояно-Чукотской орогенной области. Здесь на общем фоне мерзлых толщ мощностью 300—400 м разрывные унаследованные нарушения маркируются мощностями 250—200 м и менее. В результате мерзлые толщи имеют во впадинах блоковый характер. В местах пересечения разломов часто существуют напорно-фильтрационные талики и наледи подземных вод (рис. V.13).

Криогенное строение ММП разрывных нарушений различно и зависит существенно от их положения в рельефе. Выше уровня речной сети в условиях сплошной мерзлоты мерзлые породы разрывных нарушений обладают часто открытой трещиноватостью, разнообразными, в том числе неполно выраженными, криотекстурами, трещинами, заполненными сублимационным льдом, и т. д.

Ниже уровня речной сети, контролирующего положение вертикальных зон периодического и постоянного обводнения пород, ММП массивов и разломов обладают высокой льдистостью, полно выраженными криотекстурами и горизонтами криогенной дезинтеграции. Новейшие подвижки приводят к механическому дроблению породы, нарушению исходного криогенного строения, тектонической режелации, изменению криотекстур и структуры шлиров льда. Такие субвертикальные зоны повышенного льдонакопления и специфического криогенного вывет-

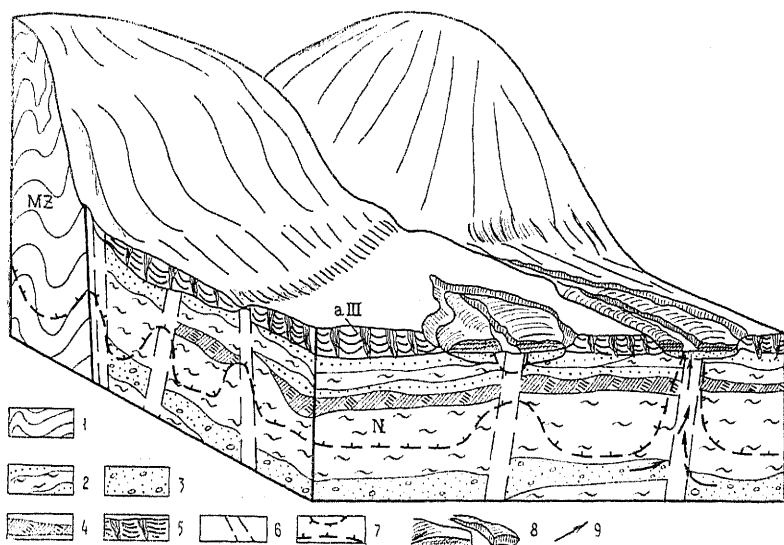


Рис. V.13. Схема влияния разрывных нарушений на мощности мерзлых толщ в осадочном чехле межгорной тектонической впадины: 1 — скальные осадочно-метаморфические породы; 2 — алевриты; 3 — конгломераты и галечники; 4 — лигниты; 5 — «ледовый комплекс»; 6 — разломы; 7 — граница многолетнемерзлых пород; 8 — наледь; 9 — направление движения подземных вод

ривания А. П. Горбунов (1974) рассматривает как зоны тектонического криогипергенеза.

#### В.4. ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО УСТРОЙСТВА ПОВЕРХНОСТИ НА МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ

Можно выделить несколько основных направлений во взаимосвязи геоморфологического устройства (рельефа) поверхности и мощности и криогенного строения криолизотозоны.

1. Рельеф крупных регионов является условием проявления широтной геокриологической зональности (см. II.2) и высотной поясности (см. II.3) в распределении температур пород. В. А. Кудрявцев (1954) по рельефу для целей мерзлотно-температурного районирования выделил низменные равнины, где проявляется только геокриологическая зональность; плоскогорья и плато, где в пределах плоских междуречий существует зональность, а в глубоких врезках долин — элементы геокриологической высотной поясности; горно-складчатые области, в которых превалирует влияние высотной геокриологической поясности. Зональность температур пород в горно-складчатых областях, вытянутых с юга на север, прослеживается при сравнении геокриологических условий однотип-

ных по рельефу и абсолютным высотам поверхностей: днищ тектонических впадин, долин рек, склонов одинаковой ориентации, плоских междуречий и др. Зональные понижения температур пород в пределах южной геокриологической зоны низменных равнин и плато, где с поверхности развиты верхнеглоценовые, преимущественно эпикриогенные мерзлые толщи, обуславливают повышение их мощностей от первых метров до 100—150 м, реже больше. В северной геокриологической зоне таких геоморфологических провинций и областей связь зональности температур пород и мощностей криолитозоны существенно нарушается и на первый план выходят влияния палеогеокриологических, геолого-тектонических условий и др. В горноскладчатых областях такие же закономерности характерны для тектонических впадин, особенно выполненных кайнозойскими дисперсными отложениями.

В пределах горных сооружений горно-складчатых областей, где развиты преимущественно квазистационарные (стационарные по В. Т. Балобаеву) мерзлые толщи скальных пород, изменение  $t_{\text{ср}}$  с высотой (см. II.3) является одной из прямых причин возрастания их мощностей. Следует напомнить, что горные сооружения часто являются природными орографическими барьерами, влияющими на перехват влагонесущих воздушных масс (см. II.4). Результат этого — не только неодинаковые температуры пород и распространение мерзлых толщ, но и мощности последних на разноориентированных склонах горных сооружений в целом, а в их пределах — на склонах горных хребтов, групп и отдельных гор. В умеренных и особенно низких широтах ярко проявляется экспозиционная асимметрия как  $t_{\text{ср}}$ , так и мощностей ММП, связанная с неравномерным распределением прямой солнечной радиации на склонах северных и южных экспозиций.

2. Рельеф является фактором, который обуславливает перераспределение тепловых потоков и градиентов температур в верхних горизонтах земной коры. В результате на разных элементах рельефа нижние граничные условия формирования мерзлых толщ становятся существенно неоднородными. Наиболее ярко это проявляется в условиях контрастного рельефа с большими амплитудами высот. В горах Северо-Востока России (Губкин, 1952; Калабин, 1960) нижняя граница мерзлых толщ представляет волнистую поверхность, в несколько сглаженном виде повторяющую формы рельефа. Под вершинами гор мощность ММП была всегда больше, чем под долинами. По данным В. В. Ловчука, линейные отклонения от средних значений мощностей мерзлых толщ под положительными элементами рельефа достигают 40—70 м, а под отрицательными — минус 20—40 м. Глубина влияния рельефа на температурное поле литосферы зависит от относительного превышения вершин над долинами и от расстояния между сходными одинаковыми элементами рельефа (вершинами гор и днищами долин). В Верхоя-

но-Колымской орогенной области глубина влияния рельефа в 4—5 раз больше разницы высот днщ долин и вершин (Балобаев, 1991).

Геотермические исследования и моделирование на основе натуральных данных теплового поля (Балобаев, Левченко, 1978) показали, что искажение теплового поля рельефом наблюдается до глубины 3000 м (рис. V.14), где  $q_{вз}$  равен  $100 \pm 10$

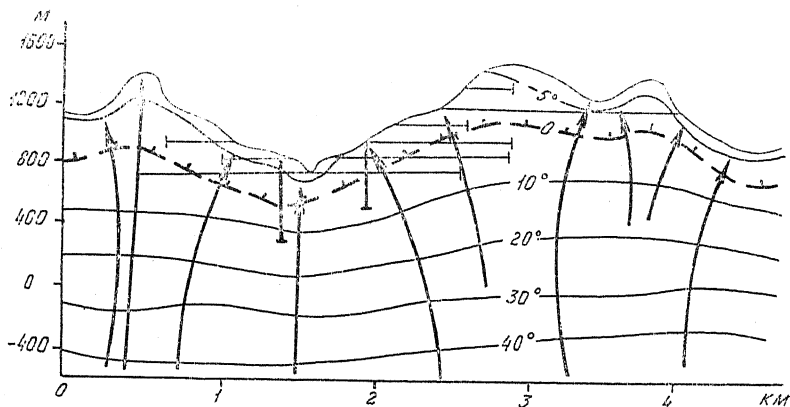


Рис. V.14. Тепловое поле горных пород в хр. Сунтар-Хаята (Верхояно-Чукотская горная область) по результатам интерпретации фактических материалов.

Вертикальные линии — скважины, горизонтальные — штольни, стрелки — векторы теплового потока (по В. Т. Балобаеву, 1991)

мВт/м<sup>2</sup>. Плотность теплового потока и величины геотермических градиентов возрастают, а мощность ММП снижается под долинами (рис. V.15). Под вершинами  $q_{вз}$  и значения геотермических градиентов понижаются, а мощность мерзлых толщ воз-

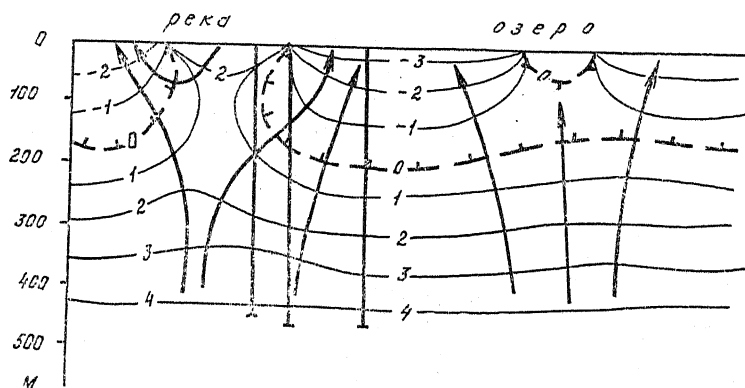


Рис. V.15. Тепловое поле горных пород при наличии водоемов на поверхности.

Вертикальные линии — скважины, стрелки — векторы теплового потока (по В. Т. Балобаеву, 1991)

растает. В приповерхностном слое мощностью 100 м плотность теплового потока под долинами в 3—6 раз выше, чем под вершинами, составляя соответственно 151 и 26—36 мВт/м<sup>2</sup>. С глубиной дифференциация плотностей  $q_{вз}$  под разными элементами рельефа снижается (табл. V.3). Выравниваются и величины геотермических градиентов.

Таблица V.3

Тепловой поток  $q_{вз}$  под разными элементами рельефа в зависимости от глубины в хр. Сунтар-Хаята, мВт/м<sup>2</sup> (Балобаев, 1991)

| Интервал глубин от поверхности, м | На склоне южной экспозиции |          | В днище долины | На склоне северной экспозиции |         | Среднее $q_{вз}$ по профилю |
|-----------------------------------|----------------------------|----------|----------------|-------------------------------|---------|-----------------------------|
|                                   | вершина                    | середина |                | середина                      | вершина |                             |
| 0—100                             | 26                         | 87       | 151            | 75                            | 36      | 15                          |
| 0—500                             | 36                         | 85       | 129            | 85                            | 31      | 79                          |
| 500—1000                          | 78                         | 100      | 111            | 93                            | 78      | 92                          |
| 1000—2000                         | 95                         | 100      | 103            | 97                            | 92      | 97                          |
| 2000—3000                         | 99                         | 100      | 101            | 100                           | 97      | 99                          |
| 3000—4000                         | 100                        | 100      | 100            | 100                           | 100     | 100                         |

Установлена и другая закономерность: усредненные по всем элементам рельефа значения теплового потока снижаются в направлении поверхности. Происходит это из-за того, что площади изотермических поверхностей, к которым векторы теплового потока всегда перпендикулярны, увеличиваются к поверхности Земли, и тем больше, чем изрезаннее рельеф. В результате одно и то же количество внутриземного тепла распределяется на все увеличивающуюся площадь. Поэтому средняя плотность теплового потока в горных районах уменьшается к поверхности Земли, причем тем значительнее, чем больше расчленение рельефа и величина его поверхности. Для хр. Сунтар-Хаята дневная поверхность примерно на 11% больше ее проекции на горизонтальную плоскость, а плотность теплового потока у поверхности на 12—13% меньше, чем у неискаженного теплового потока на глубине 3 км.

В. Т. Балобаевым показано, что наименьшее искажение плотности теплового потока вблизи поверхности характерно для средней части склонов гор. Максимальные тепловые потоки и минимальные мощности ММП находятся в месте сочленения склонов и горизонтальных поверхностей (равнин, широких днищ, долин рек и др.) (Григорян, Красс и др., 1987). Многочисленные температурные измерения в глубоких скважинах в горных сооружениях, сложенных скальными породами разного состава и возраста, свидетельствуют о преимущественном распространении стационарных мерзлых толщ. Исследования связи рельефа гор, их абсолютных и относительных высот и мощностей мерзлых толщ были проведены в разных регионах Н. А. Некрасовым, В. Г. Гольтманом, Н. С. Шевелевой, Л. Н. Со-



ловьевой, А. П. Горбуновым и др. Было установлено, что при любом виде высотной геокриологической поясности в распределении температур пород (см. II.3) мощности мерзлых толщ всегда увеличиваются с высотой. Значения высотного градиента увеличения мощностей ММП неодинаковы в разных горных сооружениях, но обычно они составляют первые десятки метров на 100 м подъема.

3. Рельеф влияет на положение зеркала грунтовых вод, на изменения обводненности и дренированности пород в криогидрогеологических структурах в процессе формирования криолитозоны. Для низменных равнин типично близкое залегание зеркала грунтовых вод к поверхности и влажность пород в таликах близка к полной влагоемкости, а для многолетнемерзлых пород характерны полно выраженные криотекстуры и значительная льдистость. В горных районах массивы скальных пород в значительной мере дренированы, для криогенного строения ММП в массивах характерно наличие блоков с неполно выраженными криотекстурами, открытой пустотностью, свободным воздухообменом, горизонтами криогенной дезинтеграции пород, контролируемым положением уровня вод в долинах рек или долинных водоносных таликах (см. IV.4).

На плоскогорьях вдоль врезанных в поверхность долин существует в массивах полоса дренированных пород, часто с открытой пустотностью, неполно выраженными криотекстурами, воздухообменом и сопутствующими процессами и явлениями. Особенно характерно такое явление для закарстованных карбонатных пород и трапповых тел на Сибирской платформе.

4. В долинах крупных рек и больших озерных котловинах аккумулятивных равнин, на морских террасах Арктического побережья и островов (VIII.3) устанавливается связь возраста элементов рельефа и мощностей криолитозоны. Такая связь проявляется только в том случае, когда возраст соответствующей аккумулятивной поверхности соизмерим с временем, необходимым для формирования образующейся в ее пределах мерзлой толщи. Возрастание мощностей ММП характерно для террас Лены, Оби и других крупных рек в пределах северной геокриологической зоны. При этом такая связь прослеживается только от поймы до третьей надпойменной террасы и не проявляется на более высоких и древних уровнях. Характерно, что с общим увеличением мощностей мерзлых толщ, а на морских террасах — криолитозоны возрастает влияние локальных геоструктур на дифференциацию мощностей ММП (см. V.3). Выше третьей террасы прослеживается только последняя закономерность. Причиной связи возраста террас и мощностей ММП (и криолитозоны) является наличие талого состояния пород — сквозных таликов под руслами крупных рек, в прибрежной части шельфа, под крупными озерами. Многолетнее промерзание пород начинается со времени перехода их соответственно в стадию речной поймы, низкой морской или озерной террасы, т. е.

с выходом из-под уровня водотока или водоема. Чем древнее аккумулятивная поверхность, тем больше время формирования и мощность мерзлой толщи. Связь с возрастом рельефа сохраняется до тех пор, пока мощность ММП не достигнет предельного значения (с учетом средней за время формирования температуры пород, их теплофизических свойств и теплоточков), т. е. не выйдет из стадии аградационного и не перейдет в стадию квазистационарного развития с периодически установившимся температурным режимом. Однако и в этом случае на более древних и высоких поверхностях возможно наличие более мощных мерзлых толщ, сформировавшихся за более длительный и в целом более холодный этап (в позднем плейстоцене) и в настоящее время находящихся в состоянии деградации снизу.

Связь мощностей мерзлых толщ с возрастом террас не прослеживается в северной геокриологической зоне на небольших реках, под которыми талики отсутствуют или развиты несквозные грунтово-фильтрационные талики, слабо влияющие на сокращение мощности ММП снизу. Причинная связь мощностей ММП с разновозрастными элементами рельефа отсутствует в южной геокриологической зоне. Здесь возраст аккумулятивных форм рельефа всегда существенно больше, чем время формирования верхнеголоценовых и современных мерзлых толщ.

5. На связь рельефа и распространение различных по характеру их промерзания типов ММП указывалось выше (см. IV). Так, с денудационными формами рельефа коррелируются преимущественно эпикриогенные толщи скальных и полускальных пород, с аккумулятивными — эпикриогенные дисперсные и синкриогенные отложения. Для аккумулятивных поверхностей северной геокриологической зоны характерны первично промерзшие синхронно эпикриогенные и синкриогенные отложения с высокой льдистостью и залежами подземных льдов различного генезиса. Строение мерзлых толщ на таких поверхностях обычно многоярусное. Их современный рельеф образован под влиянием сильного термокарстового расчленения (озерный и котловинный термокарстовый рельеф). В термокарстовых озерах и котловинах накапливаются таберальные (аласные) комплексы (см. IV.5). В осушенных озерных котловинах формируются повторно промерзшие эпикриогенные толщи и современные синкриогенные отложения. В останцах первичных поверхностей сохраняются высокольдистые породы и подземные льды — субстрат для последующего термокарстового преобразования отложений и трансформации рельефа. Для аккумулятивных поверхностей южной геокриологической зоны характерен инверсионный термокарстовый мезо- и микрорельеф (см. III.9).

#### **V.5. ВЛИЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА СТРОЕНИЕ, МОЩНОСТЬ И ПРЕРЫВИСТОСТЬ КРИОЛИТОЗОНЫ**

Подземные воды — это важнейший фактор и условие, определяющие криогенное строение ММП и основные ха-

рактеристики криолитозоны. Наличие или отсутствие вод в породах, их минерализация и состав растворенных солей обуславливают состояние этих пород при переходе температуры через 0° (мерзлые, морозные, охлажденные), особенности криогенной метаморфизации вод, процессы криогенного изменения водоносных пород (криогенная дезинтеграция, выпадение солей и др.). Гидрогеологические структуры с характерными для них типами вод, особенностями их питания, стока и разгрузки, гидрогеохимической вертикальной зональностью являются тем базисом, на котором может рассматриваться проблема формирования криолитозоны. Подземные воды многообразно воздействуют на геокриологические условия: влияют на формирование криогенного строения мерзлых толщ, строение криолитозоны и оказывают тепловое воздействие на всех этапах формирования подземного стока.

Промерзание пород, слагающих гидрогеологические структуры, является одновременно процессом формирования *криогенных водоупоров*. Последние, образуясь по иным законам, чем литологические, начинают не совпадать с ними уже при массивно-островном распространении ММП (см. II.2). Образование криогенных водоупоров трансформирует обычные гидрогеологические структуры в *криогидрогеологические*. Для последних характерны питание и разгрузка вод через талики, уменьшение гидравлической емкости, разделение вод криогенными водоупорами на такие категории, как воды СТС, таликов и таликовых зон, над-, меж-, внутри- и подмерзлотные воды. Подземный сток в таких структурах локализуется по таликам, под мерзлыми толщами, реже по межмерзлотным горизонтам. Влияние подземных вод на мерзлотные условия неодинаково в разных типах гидрогеологических структур: артезианских и адартезианских бассейнах, гидрогеологических массивах и адмассивах, вулканогенных супербассейнах и бассейнах карстовых вод. Имеется ряд наиболее общих черт такого влияния, проявляющихся на региональном и зональном уровнях, которые и будут рассмотрены в настоящем разделе.

I. Положение уровня подземных вод играет важную роль в характере криогенного строения эпигенетически промерзших пород в массивах. Полная льдонасыщенность характерна только для пород, залегающих ниже уровня грунтовых вод. Для пород, входивших в зону аэрации и периодического обводнения, присущи, как правило, неполно выраженные криотекстуры в скальных массивах, контактный лед-цемент — в песках и гравийно-галечниковых отложениях, массивные с редкими невыдержанными шлирами в глинистых отложениях. Обычно пористость (пустотность) пород выше их объемной льдистости. В массивах таких пород могут осуществляться воздухообмен, перенос воды в парообразной фазе, сублимация и аблимация льда. Положение зон аэрации и периодического обводнения в массивах существенно определяется рельефом (V.4) и различ-

но в платформенных (VI) и орогенных областях (VII). Это обуславливает различия в криогенном строении ММП в массивах. Положение уровней подземных вод, зон аэрации, периодического и постоянного обводнения изменяется в процессе многолетнего промерзания и протаивания пород.

В зоне постоянного обводнения для породы характерно полное заполнение пустот льдом. Для скальных пород типичны полно выраженные трещинные или расширенные трещинные криотекстуры зон криогенной дезинтеграции (см. III.2, IV.4). В дисперсных отложениях формируются типы криогенного строения, описанные выше (IV.3). Отложения глинистого состава, залегающие над водоносными слоями, при промерзании приобретают повышенную льдистость. Над горизонтами, в которых воды имеют высокие напоры, формирование сегрегационных и инъекционных льдов возможно, видимо, и на больших глубинах. Об этом свидетельствуют результаты лабораторных опытов по льдовыделению в недоуплотненных отложениях при высоких давлениях (Ершов и др., 1989). Находит объяснение наличие льдистых горизонтов в эпикриогенных песчано-глинистых толщах аккумулятивных равнин, вскрываемых скважинами на 200—300 м от поверхности.

II. Влияние вертикальной гидрогеохимической зональности подземных вод на строение криолитозоны наиболее полно проявляется на платформах — в артезианских бассейнах платформенного типа. В артезианских бассейнах древней Восточно-Сибирской артезианской области (Сибирская платформа) вертикальная гидрогеохимическая зональность проявляется в наличии зоны пресных гидрокарбонатных вод до глубины 200—250 м на междуречьях и от 20 до 150 м в днищах долин; маломощной не выдержанной зоны солоноватых сульфатных вод и мощной зоны хлоридных соленых вод и рассолов. В молодой Западно-Сибирской артезианской области зона пресных вод характеризуется мощностью в несколько сотен метров. Она постепенно переходит в зону солоноватых, а затем соленых вод. Только на северной периферии Западной Сибири зона пресных вод сокращена вследствие распространения здесь морских, ледово-морских отложений и наличия в них соленых вод морского генезиса.

В разрезе криолитозоны вертикальной зоне пресных вод всегда соответствует ярус ММП. Зона солоноватых и слабосоленых вод обычно в разрезах криолитозоны представлена мерзлыми породами, включающими линзы и прослои внутри- и межмерзлотных вод с высокой минерализацией в результате криогенного концентрирования. Ниже мерзлых пород существует обычно ярус охлажденных пород мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Наконец, зоне сильносолоных вод и рассолов соответствует ярус охлажденных пород, в том числе содержащих криопэги. В этом ярусе скальные нетрещиноватые породы находятся в морозном состоянии. Гра-

ницы между ярусами не являются фиксированными, соответствующими, например, определенной исходной минерализации. Они существенно изменяются в связи с конкретным характером исходного гидрогеологического разреза и палеомерзлотными условиями. Чем суровее были эти условия, тем на большую глубину происходило промерзание пород, содержащих соленые воды, и тем значительнее была криогенная метаморфизация этих вод. Поэтому существует тенденция зонального увеличения глубины положения границ между названными выше ярусами пород, подвергшихся криогенезу. Однако их положение контролируется и многими другими условиями, в частности строением разреза. Например, в мощных толщах пород с однородной пустотностью, насыщенных высокоминерализованными водами, при промерзании в верхней части разреза образуются монолитные мерзлые породы со слабосоленоватым или пресным льдом, а в нижней — горизонт пород с криопэгами. В слоистой толще при тех же условиях промерзания возникнут прослой мерзлых пород, чередующиеся с прослоями, включающими криопэги.

В южной геокриологической зоне мощность толщ, подвергшихся криогенезу, как правило, меньше вертикального яруса пресных вод, поэтому здесь развиты только ММП. В северной геокриологической зоне криолитозоне свойственно разнообразное строение по вертикали. Оно определяется мощностями вертикальных гидрогеохимических зон и глубиной криогенного преобразования пород и подземных вод в настоящее время и в криохроны плейстоцена. Мощной многосотметровой вертикальной зоне пресных вод соответствует одноярусный разрез ММП (часть Вилюйской синеклизы в пределах Центральной якутской низменности). Если криогенезом затронута зона солоноватых вод, в нижней части разреза криолитозоны может появиться маломощный ярус пород с криопэгами, а подошва ММП на несколько десятков метров не совпадает с нулевой геоизотермой (север Западно-Сибирской артезианской области). При относительно маломощных (первые сотни метров) зонах пресных и солоноватых вод верхняя часть криолитозоны представлена ярусом непрерывных по вертикали ММП, сменяющимся ярусом мерзлых пород с линзами внутримерзлотных криопэгов, а ниже мощным ярусом плотных морозных пород (литологические водоупоры), чередующихся с горизонтами, содержащими криопэги (север Восточно-Сибирской артезианской области). Суммарная мощность криолитозоны здесь изменяется от 600 до 1500 м. В целом наибольшая мощность мерзлых толщ или яруса ММП криолитозоны характерна для периферийных частей артезианских бассейнов платформы, где вертикальная зона пресных вод самая большая вследствие промытости разреза. Она меньше в древних артезианских бассейнах (по сравнению с молодыми), а также на северной периферии артезианских областей платформ, затоплявшихся в позднем кайнозое водами Арктического бассейна.

III. Тепловое взаимодействие мерзлых толщ горных пород и подземных вод существенно различается в разных типах гидрогеологических структур, а также в южной и северной геокриологических зонах. Бóльшее влияние на мерзлые толщи оказывают подземные воды открытых гидрогеологических структур с интенсивным водообменом, чем структур закрытых со слабым водообменом. Поэтому тепловое взаимодействие больше в гидрогеологических структурах горно-складчатых областей по сравнению с артезианскими бассейнами платформ. В последних водообмен сильнее в структурах южной геокриологической зоны с островными и прерывистыми криогенными водоупорами по сравнению со структурами северной — со сплошными мощными криогенными водоупорами.

Тепловое воздействие подземных вод на мерзлотные условия в южной геокриологической зоне многообразно. Оно начинается на этапе питания подземных вод, которое осуществляется при инфильтрации атмосферных осадков, во-первых, через дождевально-радиационные талики на междуречьях, пологих склонах, на речных террасах и конусах выноса, сложенных хорошо фильтрующими породами, во-вторых, через гидрогенные талики под водотоками и водоемами. Питание через дождевально-радиационные талики имеет отчетливо выраженный сезонный характер. Зимой породы этих таликов сезонно промерзают, а в весенне-летний период часть тепла, приносимая в породу дождевыми водами, тратится на протаивание и обогрев пород СМС. Поэтому инфильтрующиеся воды охлаждаются, причем это охлаждение возрастает с юга на север, а в горах — с высотой, и в пределе воды ниже СМС могут иметь температуру около  $0^{\circ}\text{C}$ . Просачивание в массивы пород в направлении, противоположном потоку внутриземного тепла, приводит к нагреву вод и охлаждению пород. Нисходящее движение таких вод ниже маломощных мерзлых толщ уменьшает тепловой поток к подошве последних, в результате чего увеличивается их мощность. Поэтому питание подземных вод через дождевально-радиационные инфильтрационные талики, с одной стороны, способствует их устойчивому существованию и повышению  $t_{\text{п}}$ ,  $t_{\text{г}}$ ,  $t_{\text{ср}}$ ; с другой — ниже подошвы СМС создают охлаждающий эффект. Подземные воды в таких случаях являются коллектором внутриземного тепла на больших площадях как в талых массивах, так и под маломощными мерзлыми толщами, где они обычно обладают напором. Эти воды частично разгружаются в долинах рек и под озерами, частично идут на пополнение вод глубокого стока. Их температура в источниках обычно достигает  $2^{\circ}\text{C}$  и выше. Это выше температуры пород в таликах, через которые они инфильтруются. Воды глубокого стока в основном питаются за счет поверхностных вод водоемов и водотоков, часто в течение круглого года.

Средние температуры подземных вод «на входе» примерно равны среднегодовым температурам вод водотоков и водоемов

(от 2 до 5—7°C), т. е. существенно выше температур инфильтрующихся дождевых вод. Их влияние на мерзлые толщи в основном отепляющее. Воды, опускающиеся по разрывным нарушениям до глубин на 100—200 м, превышающих мощности мерзлых толщ, могут отбирать и выносить внутриземное тепло, выхолаживая недры структур, уменьшая теплоток и увеличивая мощности ММП. Вместе с тем восходящие подземные воды оказывают на геокриологические условия локальное отепляющее воздействие, приводя или к резкому сокращению мощности мерзлых толщ, или существованию таликов.

В северной геокриологической зоне во всех типах криогидрогеологических структур питание подземных вод глубокого стока осуществляется за счет поверхностных вод водоемов и водотоков, чаще всего через горизонты грунтовых вод в аллювии, пролювии, озерных и других отложениях, приуроченных к таликам и служащих промежуточными коллекторами. В таликах под большинством малых и средних рек питание осуществляется только в теплый период года, поскольку поверхностный сток вод в них практически отсутствует. Это важная особенность гидрологии рек северной геокриологической зоны. Температура воды в реках меняется от 0° (в начале весны и осенью) до 12—14°C (в середине лета), составляя в среднем 2—6°C. Именно воды с такими температурами идут на питание подземных вод глубокого подмерзлотного стока. В нижних и средних течениях этих рек, особенно в горах, происходит разгрузка вод, сопровождающаяся наледеобразовательными процессами (см. III.11). Крупные реки как транзитные (Обь, Енисей, Лена), так и целиком находящиеся в пределах этой зоны (Хатанга, Яна, Индигирка и др.) являются основными дренами подземных вод. Они имеют круглогодичный поверхностный сток только в среднем и нижнем течениях, где зимняя разгрузка вод осуществляется субаквально. Зимой расход в низовьях этих рек сокращается на один-два порядка по сравнению с летними расходами.

В местах разгрузки подземных вод подмерзлотного стока как субаэральной, приводящей к наледеобразованию, так и субаквальной температура вод на выходе не превышает 0—2°C. Таким образом, в региональном плане повсеместно фиксируется отдача тепла водами подмерзлотного стока в пределах криогидрогеологических структур северной геокриологической зоны. Поэтому в указанных зонально-региональных условиях происходит привнос тепла в верхние горизонты литосферы в процессе формирования подземного стока. Исключение составляют нисходящие потоки вод по крупным открытым новейшим или омоложенным разломам глубокого заложения, которые опускаются на большие глубины и, нагреваясь до температуры 6—8°C и более, отбирают тепло горных пород. Подземные воды повсеместно оказывают отепляющее влияние на геокриологическую обстановку, которое всегда проявляется локально в виде сокра-

щения мощности мерзлоты над разломами, выходами водоносных пластов на поверхность, а также образования сквозных напорно-фильтрационных таликов (см. V.5).

#### **V.6. ГАЗЫ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С КРИОЛИТОЗОНОЙ**

На большей части нефтегазоносных провинций и областей, где существует криолитозона мощностью 200—300 м и более, в недрах структур имеются благоприятные термобарические (P—T) условия для существования природных газов метанового ряда в гидратной форме. Такие же условия могут быть под ледниковыми покровами; они существуют на огромных площадях в пелагической области Мирового океана, на материковом склоне, а также на внешней части Арктического шельфа, где распространена океаническая криолитозона (VIII). Интервал в верхних горизонтах литосферы, где выполняются термобарические условия существования гидратов газов (ГГ) с учетом солёности подземных вод, выделяют как зону гидратообразования (ЗГО). Зона гидратообразования так же, как и криолитозона, постоянно эволюционирует при изменении природных условий. В условиях континента эволюция ЗГО так же, как и субаэральной криолитозоны, связана главным образом с длиннопериодными колебаниями на поверхности, обуславливающими изменения температур в недрах Земли. Под ледниковыми покровами на динамику ЗГО влияет изменение как температур, так и давления, а на периферии Арктического шельфа воздействуют преимущественно изменения давления, обусловленные регрессиями и трансгрессиями моря. Приуроченность ЗГО на континентах к территории распространения глубокого промерзания литосферы в настоящем и геологическом прошлом, единство причин, приводящих к их формированию и деградации, сходство происходящих при этом процессов способствовали развитию представлений о взаимодействии криолитозоны и гидратов природных газов в недрах нефтегазоносных структур (Романовский, 1986, 1988).

Кратко остановимся на характеристике гидратов газов как криогенных образований. Гидраты газов (клатраты) представляют собой кристаллические соединения, образующиеся из воды и газа, с низкой молекулярной массой при определенных P—T-условиях. Это нестехиометрические соединения, т. е. образования переменного состава, описываемые общей формулой  $M \cdot n \cdot H_2O$ , где M — молекула газа гидратообразователя, n — число, характеризующее среднее число молекул воды в составе ГГ и зависящее от условий их получения. В ГГ молекулы воды образуют полиэдрический каркас, подобный решетке льда, с полостями, заполненными молекулами газов. Поэтому ГГ являются клатратами — соединениями включений.



Гидраты образует большая часть газов, размер молекул которых не превышает 6,9 Å:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ ;  $i=\text{C}_4\text{H}_{10}$  и др. Для газов, молекулы которых имеют максимальный диаметр  $d_{\text{max}} > 0,52$  нм ( $\text{Ar}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др.), и полном заполнении полостей молекулами газов идеальная формула гидрата:  $\text{M} \cdot 5,75 \text{H}_2\text{O}$ . Если  $0,52 < d_{\text{max}} < 0,59$  нм, то идеальная формула гидрата  $\text{M} \cdot 7,66 \text{H}_2\text{O}$ . При размерах молекул газов  $0,59 < d_{\text{max}} < 0,60$  нм образуются ГГ, идеальная формула которых  $\text{M} \cdot 17 \text{H}_2\text{O}$  (Макагон, 1985).

Переход газов в гидратную форму при взаимодействии с  $\text{H}_2\text{O}$  (или со льдом) в диапазонах температур ( $T$ ) и давлений ( $P$ ) индивидуален для каждого газа. Равновесные кривые образования газов, в том числе для природных газов с плотностью по воздуху 0,6 и 1,0, приведены на рис. V.16. Все кривые

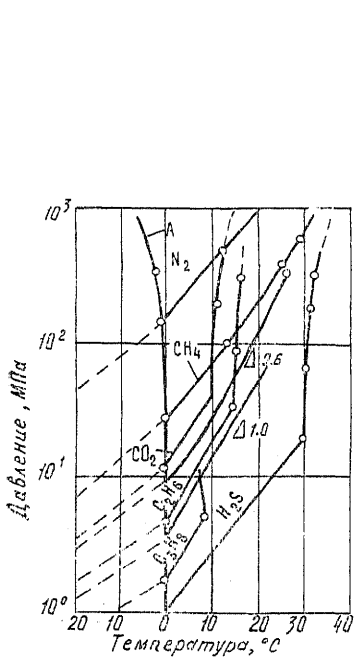


Рис. V.16. Термобарические условия образования гидратов отдельных газов (Макагон, 1974):

A — граница фазового превращения лед — вода

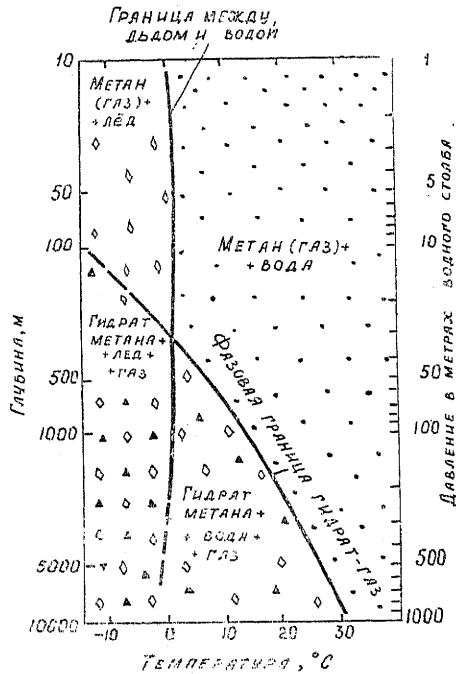


Рис. V.17. Фазовая диаграмма газообразного метана, гидрата метана, пресной воды и льда

получены для газов, взаимодействующих с пресной водой. Диаграмма фазового состояния для  $\text{CH}_4$ , его гидрата, воды и льда в зависимости от  $T$ ,  $P$  или глубины от поверхности земли приведена на рис. V.17. Чем ниже  $T$  и чем выше  $P$ , тем благоприятнее условия для образования гидрата.

янее условия для образования ГГ. Для каждого газа существует критическая температура, выше которой он не образует ГГ, она соответствует точке пересечения кривой гидратообразования с кривой упругости пара. В литосфере предельно возможная глубина ЗГО ограничивается положением изотермической поверхности, имеющей критическую температуру.

Как следует из анализа равновесных кривых (см. рис. V.16), наибольшей способностью к гидратообразованию обладает  $H_2S$ . Гидраты этого газа могут устойчиво существовать в мерзлых породах с глубин ниже нескольких метров. Гидраты  $CO_2$  появляются на глубине около 100 м. Метан в мерзлых породах встречается глубже 150—200 м. Таким образом, практически вся толща ММП может содержать в том или ином количестве ГГ. Наличие ГГ определяется составом и исходным распределением газов в вертикальном разрезе верхней части литосферы.

Способность газов образовывать ГГ помимо P—T-условий зависит от величины минерализации подземных вод и характера растворенных солей. С повышением минерализации вод необходимы большие давления и (или) более низкие температуры для перехода газа в ГГ. Условия образования гидрата метана в зависимости от засоленности поровых вод показаны на рис. V.18. При образовании ГГ связываются молекулы воды и газа, а соли остаются в остаточном растворе. Происходит *газогидратное концентрирование*, подобное криогенному концентрированию подземных вод, остающихся в жидкой фазе при промерзании. Более плотные остаточные растворы могут просачиваться вниз, мигрируя из ЗГО под влиянием плотностной конвекции. В результате в ЗГО происходит процесс рассоления. В случае разложения ГГ при повышении T или снижении P в существующей ранее ЗГО остаются опресненные воды и природный газ, а

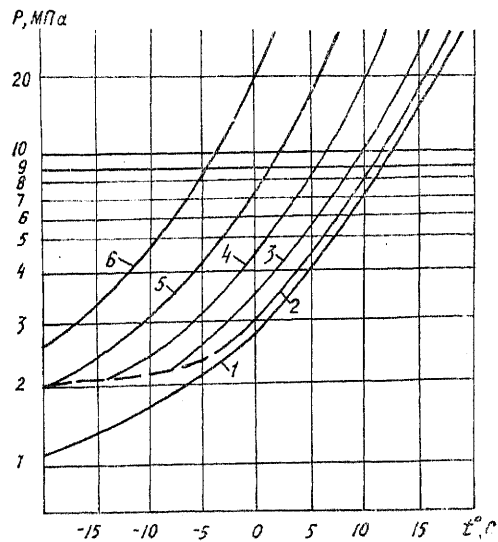


Рис. V.18. Влияние засоленности поровых вод на равновесные условия гидратообразования метана: 1, 2, 3, 4, 5 — соответственно весовое содержание солей в поровых водах 0; 5; 10; 15; 20 и 25% (по Э. Д. Ершову, Ю. П. Лебедеву и др., 1989)

происходит процесс рассоления. В случае разложения ГГ при повышении T или снижении P в существующей ранее ЗГО остаются опресненные воды и природный газ, а

ниже нее могут возникать и сохраняться геологически длительное время положительные гидрогеохимические аномалии. В каждом пункте криолитозоны (субаэральной, субгляциальной, океанической) мощность ЗГО для каждого газа может быть оценена по соотношению равновесной кривой гидратообразования и геотермической кривой распределения температур по глубине (рис. V.19).

С позиции взаимодействия криолитозоны и газов подземной гидросферы важнейшее значение имеет процесс выделения (поглощения) энергии газогидратообразования (диссоциации ГГ) ( $\Delta H_m$ ), которая подобна скрытым теплотам образования (таяния) льда ( $Q_f$ ) и представляет собой разницу между энтальпиями конечного ГГ и исходных компонентов ( $M + H_2O$ ). ГГ формируются при взаимодействии как с жидкой фазой, так и со льдом. При этом энергии гидратообразования существенно различаются. Например,  $\Delta H_m$  гидрата метана, образующегося при  $T=0^\circ C$  из воды и газа, составляет 66,67 кДж/моль, а из льда — 20,47 кДж/моль. Величины  $\Delta H_m$  значительны и даже превышают  $Q_f$ . Удельная теплота фазовых переходов вода  $\rightleftharpoons$  лед составляет  $335,2 \cdot 10^3$  Дж/кг, а при образовании гидрата метана выделяется  $400 \cdot 10^3$  Дж/кг. А. Г. Гройсман (1985) получил для природных газов, состоящих из метана с примесью более тяжелых углеводородов, значения  $\Delta H_m$  в пределах  $(520—540) \cdot 10^3$  Дж/кг. Объемные массы льда и гидратов метана близки между собой, что делает количественно легко сопоставимыми тепловые эффекты, происходящие при замерзании—таянии воды в поровом пространстве отложений, и переходы (вода—газ)  $\rightleftharpoons$  ГГ.

Таким образом, переход газовой залежи в гидратную сопровождается высвобождением количества энергии, превышающего количество скрытого тепла, выделяющегося при замерзании воды в аналогичном объеме породы. При диссоциации ГГ в залежи происходит обратный процесс поглощения энергии. Основной причиной переходов (вода—газ)  $\rightleftharpoons$  ГГ в залежах в пределах нефтегазоносных провинций и областей, входящих в субаэральную криолитозону, являются длиннопериодные колебания температур. Залежи газа, способные переходить в газогидратное состояние, залегают на глубинах более 150—200 м. Нижний предел, зависящий от мощности криолитозоны, температурных градиентов и солености подземных вод, достигает 1000—1200 м в Западной Сибири и 1600—2500 м на Сибирской платформе. Такие диапазоны глубин обусловлены тем, что температурные колебания на поверхности земли, проникающие в ЗГО, имеют периоды преимущественно 40 тыс. лет и более.

В локальных антиклинальных структурах, являющихся обычно газовыми ловушками в платформенном чехле Западной Сибири, Сибирской платформы и других регионов, встречены как положительные, так и отрицательные аномалии в мощностях мерзлых толщ, а также субгоризонтальное положение их

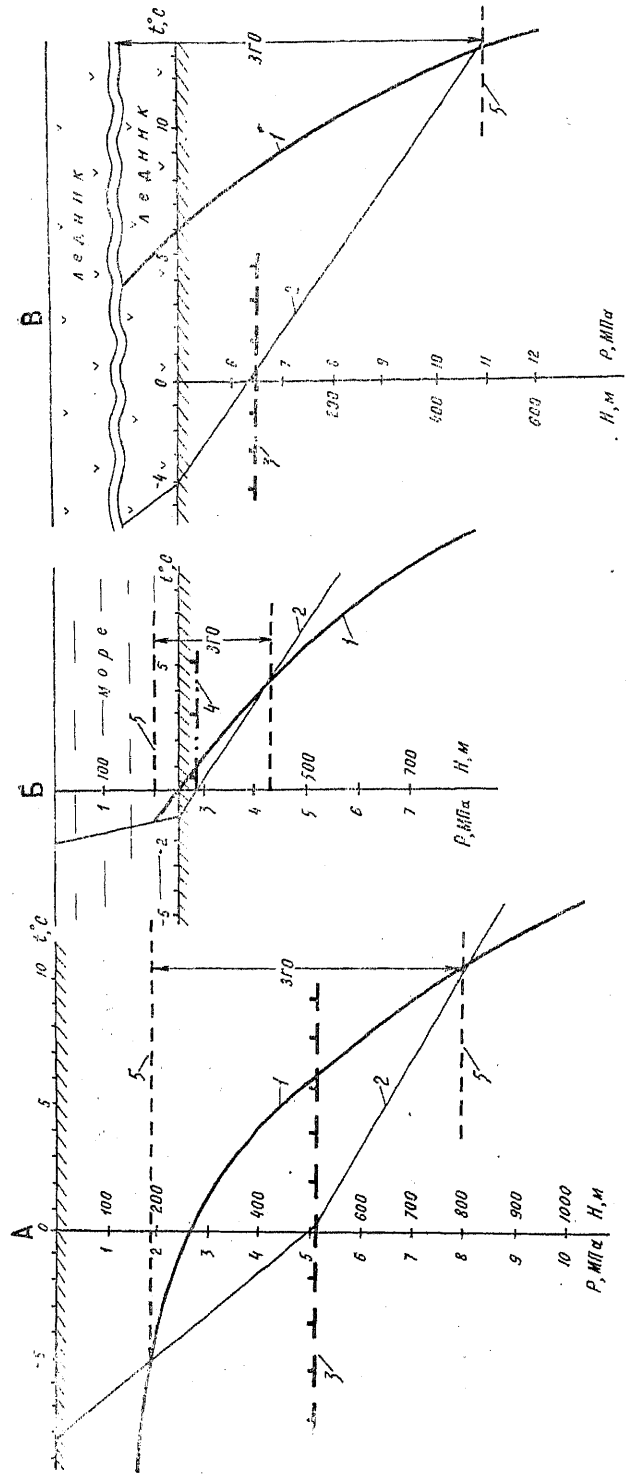


Рис. V.19. Схема выделения зон гидратообразования (ЗГО) при наличии криогеной (А), океанической (Б) части арктического шельфа (Б) и субарктической (А):  
 $P$  — давление,  $H$  — глубина,  $t$  — температура; 1 — кривая фазовых условий гидратообразования СН<sub>4</sub>; 2 — распределение температур по глубине; 3 — граница ММП; 4 — граница охлажденных пород; 5 — граница ЗГО

подошвы (см. V.3). Такое явление находит объяснение, если учесть возможность взаимодействия мерзлой толщи и газовой (газогидратной) залежи в процессе многолетней динамики криолитозоны и ЗГО под влиянием длиннопериодных колебаний температур на поверхности Земли. В периоды похолоданий происходит увеличение мощностей мерзлых толщ и ЗГО, а их граница смещается на юг. В периоды потеплений происходит обратный процесс сокращения мощностей криолитозоны и ЗГО и уменьшения их площадей. Газовые залежи залегают в нефтегазоносных провинциях на различной глубине, им свойственны разные мощности. Учитывая запаздывание колебаний по глубине, а также зональные изменения средних за период температур на поверхности, соотношения средних, минимальных и максимальных температур за период, можно утверждать, что воздействие залежей на мерзлую толщу меняется как во времени, так и по площади.

На рис. V.20 приведена схема динамики мощностей ММП

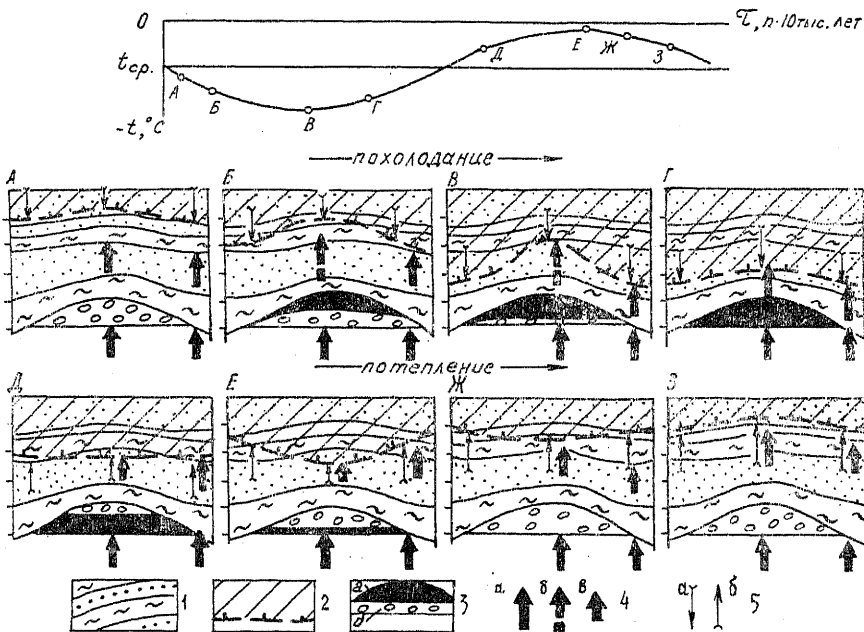


Рис. V.20. Схема динамики многолетнемерзлых пород (ММП) и залежи природных газов при образовании — разложении ГГ под влиянием длиннопериодных колебаний температур.

Буквы на кривой  $t_{ср}$  во времени ( $\tau$ ) соответствуют стадиям динамики мерзлой толщи и газовой (газогидратной) залежи: 1 — слоистость осадочных пород; 2 — ММП и их нижняя граница; 3 — залежь газа (а — газ, б — ГГ); 4 — теплотокоты снизу (а — нормальный геотермический поток, б — повышенный в результате перехода (газ+вода)→ГГ и выделение скрытых теплот; в — уменьшенный за счет переходов ГГ→(вода+газ) и поглощения скрытой энергии); 5 — направление смещения нижней границы ММП при понижении (а) и повышении (б) температур пород. Размер стрелки показывает относительную скорость смещения границы

и залежи газов, приуроченной к антиклинальной структуре. Нижняя граница мерзлой толщи изначально залегает в осевой части такой структуры несколько выше, чем на крыльях (см. V.3). Залегать газ находится всегда ниже подошвы мерзлой толщи и периодически переходит в гидратную форму в криохроны. В процессе длиннопериодных похолоданий происходят увеличение мощности ММП и понижение пластовых температур пород ниже их подошвы. Верхняя часть газовой залежи переходит в гидратную, что сопровождается выделением скрытой энергии гидратообразования и замедлением темпа понижения пластовых температур. Над залежью возрастает тепловой поток к подошве мерзлой толщи и замедляется продвижение ее нижней границы по сравнению с крыльями структуры. Это является причиной увеличения положительной температурной аномалии и относительного сокращения мощности ММП в осевой части структуры. После полного перехода газовой залежи в гидратную тепловые потоки и мощности ММП в центре и на крыльях структуры выравниваются и положительная температурная аномалия исчезает.

При потеплении начинается деградация мерзлой толщи снизу, а также переход гидратной залежи в газовую, сопровождающийся поглощением тепла и стабилизацией пластовых температур. Результаты моделирования (Типенко и др., 1990) свидетельствуют, что в этот период диссоциация ГГ происходит в верхней части залежи. Связано это, во-первых, с повышением температур при проникновении тепловой волны с поверхности, во-вторых, с потоком внутриземного тепла, проходящего снизу через ГГ залежь. В толще мерзлых пород температура таяния льда практически не зависит от давления и появляется эффект «нулевой фазовой завесы», когда при безградиентном распределении температур в этой толще весь  $q_{вз}$  расходуется на ее оттаивание снизу. В толще с ГГ, где диссоциация ГГ зависит от  $P$ , т. е. повышается с глубиной, всегда часть  $q_{вз}$  проходит через залежь вверх. В результате более быстрого оттаивания ММП снизу вне контуров залежи над ней возникает отрицательная температурная аномалия и сохраняется большая мощность деградирующей мерзлой толщи, чем на крыльях структуры. Такая ситуация сохраняется до полного перехода газогидратной залежи в газовую.

В случае, если газовая залежь залегает близко от поверхности земли, она может на этапе похолодания переходить в гидратную, а затем включаться в состав мерзлой толщи пород. В процессе динамики нижняя граница мерзлой толщи (нулевая геозотерма) при достижении поверхности газогидратной залежи смещается вниз быстрее, чем на крыльях структуры, образуя отрицательную температурную аномалию. Причиной этого является отсутствие выделения скрытых теплот в теле залежи и сохранение этого процесса при промерзании влажных пород вне ее контуров. Кроме того, породы, поровое простран-

ство которых заполнено ГГ, обладают меньшей теплоемкостью и большей теплопроводностью, чем насыщенные водой. На этапе потепления при деградации мерзлой толщи в месте существования залежи ГГ возникает положительная температурная аномалия, связанная с различием свойств пород и процессов в ее границах и вне их (рис. V.21).

Таким образом, положение залежи газа (ГГ) по отношению к мерзлой толще (находится всегда ниже или включается в нее на максимум промерзания) по-разному влияет на динамику ее нижней границы во времени при длиннопериодных колебаниях. Результаты моделирования динамики нижней границы мерзлых толщ при периодических колебаниях температур на поверхности, проведенные с учетом наличия газовой залежи, периодически переходящей в гидратную, и без нее, показали следующее (Типенко и др., 1990). Наличие переходов (вода—газ)  $\rightleftharpoons$  ГГ в такой залежи сокращает амплитуду колебаний нижней границы мерзлой толщи, которая тем меньше, чем ближе к ней залегают газовая залежь. Таким образом, наличие залежей газа вблизи подошвы мерзлой толщи увеличивает инерционность последних. Это ведет к уменьшению размеров зон криогенной дезинтеграции обводненных пород с жесткими кристаллическими связями, а при их включении в мерзлые толщи — к сокращению мощности высокольдистых горизонтов с расширенными криотекстурами.

Анализ термобарических условий под ледниковыми щитами, перекрывающими нефтегазоносные структуры платформ в период материковых оледенений, показывает, что под ними существовали мощные ЗГО, связанные главным образом с высокими ледниковыми нагрузками (Царев, 1976). Снятие этих нагрузок при деградации ледниковых щитов даже в условиях понижения пластовых температур, обусловленного увеличением мощности мерзлых толщ (V.8), приводило к сокращению мощности ЗГО. При этом часть газогидратных залежей попадала в Р—Т-условия, при которых ГГ должны были разлагаться по так называемому барическому типу. Разложение ГГ сопровождается при этом понижением пластовых температур за счет поглощения энергии диссоциации. При пластовых температурах, близких к  $0^\circ$ , термодинамически возможен переход образующейся воды в лед. В связи с этим была высказана гипотеза о возможном формировании мерзлых пород при барическом разрушении залежей ГГ, находившихся под ледниковыми щитами (Трофимук, Макагон, Якушев, 1986). Барический тип разрушения газогидратных залежей возможен и на периферии шельфа Арктического бассейна в периоды его регрессий. При отрицательных температурах барическое разложение ГГ может приводить к эффекту их самоконсервации за счет образования на кристаллах гидрата ледяных оболочек (Ершов и др., 1989). Этот эффект обнаружен в лабораторных условиях, и вопрос о длительности существования таких систем из ГГ и льда в не-

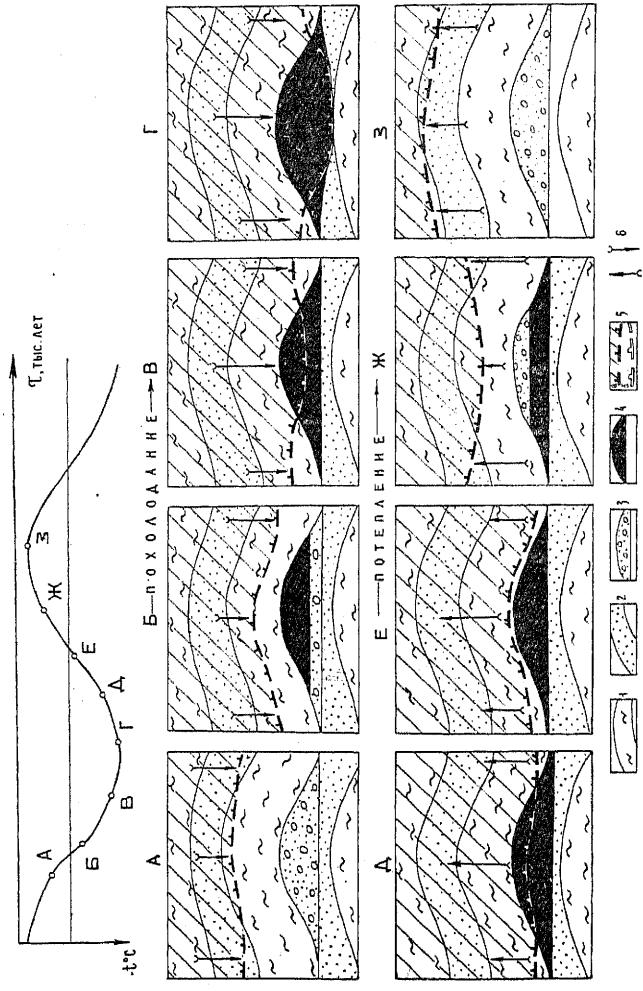


Рис. V.21. Схема взаимодействия мерзлой толщи и газовой (газогидратной) залежи при периодических изменениях температуры на поверхности Земли. Буквы на кривой изменения температур на поверхности Земли во времени (верхняя часть рисунка) соответствуют номерам схем (нижняя часть рисунка): 1 — слой пород глинистого состава; 2 — слои песчаников; 3 — газ в породе; 4 — газ в породах; 5 — нижняя граница ММП (а) и положение нулевой геотермы (б); 6 — направление смещения подошвы мерзлой толщи (нулевой геотермы), размер стрелки показывает относительную скорость смещения границы



равновесных условиях остается открытым.

Необходимо подчеркнуть ряд важных положений.

1. Влияние образования (разложения) гидратов природных газов на температурный режим пород и мощности ММП в чехле платформ несомненно проявляется очень широко. Он связан не только с газовыми залежами промышленного значения, но и с небольшими скоплениями углеводородов в различных структурных ловушках, влияющими на геотемпературное поле.

2. Газогидратные залежи (и скопления) трудно обнаруживаются при стандартных методах опробования скважин. Часть локальных структур в условиях криолитозоны содержит гидратные залежи, повлиявшие в геологическом прошлом и, возможно, влияющие и в настоящее время на распределение мощностей ММП. Применение специального комплекса методов опробования скважин американскими и канадскими исследователями позволило выявить к 1983 г. на севере Северной Америки около 20 газогидратных месторождений, залегающих на глубинах до 1600 м.

3. Причина многолетнего промерзания и протаивания пород и динамики системы (природный газ+подземные воды)  $\rightleftharpoons$  гидраты газов едина. Это направленные повышения и понижения температур поверхности и периодические колебания климата. Развитие последней системы происходит с запаздыванием по отношению к динамике криолитозоны. Ее наличие обуславливает повышение инерционности криолитозоны, в том числе сохранение аномально малых и аномально больших мощностей ММП над локальными структурами осадочного чехла платформ.

4. Газовые (и газогидратные) залежи занимают различное зональное положение в криолитозоне и находятся на разных глубинах от поверхности. На них воздействуют разные по периодам и стадиям динамики температурные длинно- и среднепериодные колебания. В силу этого они могут находиться на различных стадиях развития системы (подземные воды+природный газ)  $\rightleftharpoons$  гидрат газа и оказывать в настоящее время самое разнообразное влияние на геотемпературное поле и мощности криолитозоны.

#### **В.7. ВЛИЯНИЕ РЕГРЕССИИ И ТРАНСГРЕССИИ НА КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И МОЩНОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ**

Регрессии и трансгрессии в наибольшей степени оказывают влияние на формирование криолитозоны низменных равнин и межгорных депрессий, ограниченных Арктическим бассейном. Причинами регрессий и трансгрессий Арктического бассейна большинство исследователей считают гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. Регрессии связаны с консервацией воды гидросферы Земли в ледниковых щитах в периоды оледенений, что сопровождается планетарным

понижением уровня Океана и осушением мелководной части шельфа. Трансгрессии вызываются деградацией ледниковых щитов в связи с сокращением их питания и (или) потеплением климата и поступлением талой воды в Океан. Его уровень повышается, что приводит к затоплению низменных равнин арктического побережья (гл. VIII). Региональные трансгрессии и регрессии бывают обусловлены новейшими тектоническими движениями. Кроме того, регрессии моря и связанное с этим формирование морских террас бывают вызваны гляциостатическими поднятиями суши, освободившейся из-под ледниковой нагрузки. Такое явление характерно для времени общей трансгрессии Мирового океана, но появляется в регионах, покрывавшихся мощными ледниковыми покровами.

В период *регрессии* из-под уровня моря выходит прибрежная мелководная часть шельфа, что сопровождается следующими процессами криогенеза.

1. На освобождающихся из-под уровня моря поверхностях в геологическом смысле скачкообразно устанавливается температурный режим пород, характерный для прибрежных участков суши. Температура донных пород ( $t_d$ ) в прибрежной части моря аazonальна и за исключением полосы припая обычно не бывает ниже  $-1,7 \dots -1,8^\circ\text{C}$ , т. е. температуры замерзания морской воды нормальной солености, а в ряде мест  $t_d$  имеет положительные температуры, близкие к нулю (гл. VIII). Поэтому скачок в понижении температур ( $\Delta t_p$ ) в целом увеличивается к северу в связи с зональным понижением  $t_{cp}$  пород морского Арктического побережья. Так, вблизи дельты р. Яны, где  $t_{cp}$  пород  $-7 \dots -8^\circ\text{C}$ , а  $t_d$  вне полосы припая  $-0 \dots +1^\circ\text{C}$ ,  $\Delta t_p$  составляет  $6-8^\circ\text{C}$ . На о-вах Анжу  $\Delta t_p$  достигает  $13-14^\circ\text{C}$ . Здесь  $t_{cp}$  снижается до  $-15^\circ$ , а  $t_d = -1,7 \dots -1,8^\circ\text{C}$ . Таким образом, при регрессии Арктического бассейна выходящие из-под уровня моря отложения промерзают при резком скачкообразном понижении температуры на поверхности земли, на которую в дальнейшем могут накладываться ритмические колебания разного периода и амплитуды. Возрастание  $\Delta t_p$  к северу обуславливает зональное увеличение темпа промерзания выходящих из-под уровня моря отложений.

2. Поверхность дна, выходящая из-под уровня моря, обычно бывает неровной. Наряду с валами, барами, отмелями и другими положительными формами микрорельефа на лайдах и низких морских террасах присутствуют и отрицательные формы: озера, заливы и другие залитые водой понижения. Многолетнее промерзание отложений начинается с положительных форм рельефа при сохранении многочисленных таликов под депрессиями. Поверхность промерзания бывает неровной, а мощности ММП существенно неодинаковыми. Постепенно депрессии заполняются осадками, промерзающими с боков по парасингенетическому типу. Под остаточными водоемами талики переходят из сквозных в несквозные и постепенно исчезают.

Таким образом, промерзание комплекса прибрежно-морских и субаэральных отложений происходит преимущественно при наличии открытых систем, где условия для инъекционного льдообразования ограничены. Вместе с тем здесь возможно сегрегационное льдообразование, захоронение морских льдин, что приводит к формированию высокольдистых синхронно эпикриогенных отложений (см. IV.4).

3. В верхней части разреза освобождающиеся из-под уровня моря отложения насыщены морскими водами. При многолетнем промерзании образуются линзы внутримерзлотных криопэггов и льдистые засоленные породы, сочетающиеся с линзами синкриогенных субаэральных отложений. Линзы криопэггов, например, вскрыты скважинами (В. Т. Трофимов) на глубине в несколько метров на северном побережье Ямала в голоценовых морских песках. Они обладали криогенным напором до 4 м, температурой около  $-6^{\circ}\text{C}$ , хлоридно-натриево-магниевым составом и минерализацией порядка 84 г/л. Аналогичные по составу, а также хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 110—120 г/л часто вскрываются скважинами на морских лайдах и террасах побережья Карского моря. Линзы таких вод приурочены не только к голоценовым, но и к плейстоценовым морским отложениям на глубинах от первых десятков до 100—150 м. Воды в линзах часто гидравлически связаны с подмерзлотными водами и относятся к межмерзлотным. При понижении температур и промерзании пород эти воды могут быть отжаты вниз. В толще мерзлых засоленных глинистых пород встречаются линзы и слои слабоминерализованных пластовых льдов различного генезиса. Под мерзлыми толщами широко распространены охлажденные ниже  $0^{\circ}$  засоленные глинистые отложения, а также горизонты и линзы криопэггов, по составу близких к морским.

Таким образом, формирующаяся при регрессиях моря криолитозона имеет трех- или двухъярусное строение. Верхний ярус — это синхронно эпикриогенные отложения с линзами парасингенетических и сингенетических. Подстилаются они эпикриогенными мерзлыми породами различного генезиса, состава и возраста — это второй ярус. Все эти породы могут содержать линзы криогалинных вод. Нижний ярус — охлажденные породы, включающие линзы или горизонты подмерзлотных криогалинных вод.

4. Мощности криолитозоны в полосе регрессирующего моря обычно меньше, чем на прилежащих частях суши. Они увеличиваются от молодых элементов рельефа к более древним, промерзающим более длительное время (см. V.4 и VIII).

При *трансгрессиях* Арктических морей происходит комплекс процессов, характеристики которых приведены ниже.

1. Низкие элементы рельефа прибрежной зоны постепенно погружаются под море при незначительной волновой переработке отложений верхних частей разреза. Более высокие элементы

рельефа подвергаются термоабразионной переработке, слагающие их отложения могут быть частично или полностью разрушены, перемыты, перенесены и переотложены (см. III.8). В период последней позднеплейстоцен-раннеголоценовой трансгрессии Мирового океана темп повышения уровня моря был выше темпа возможного термоабразионного разрушения берегов, сложенных дисперсными породами (Арэ, 1980). Поэтому высокольдистые отложения только локально абрадируются морем в береговых уступах. На огромных площадях арктического шельфа они затапливались и подвергались переработке уже под уровнем моря.

2. При погружении под море температура ММП в геологическом смысле скачкообразно повышается. При погружении до глубины порядка 2—3 м на поверхности дна устанавливается  $t_d$  от  $-1,7 \dots -1,8$  до  $0 \dots +1^\circ\text{C}$ . Положительные температуры существуют в диапазоне глубин от 2—3 до 6—8 м и характерны для прибрежной полосы, находящейся к востоку от таких крупных рек, как Лена (см. VIII). Скачок температур при трансгрессии зонально увеличивается к северу в связи с понижением  $t_{cp}$  на прибрежных участках суши. В погрузившихся под море мерзлых толщах начинаются деградиационные процессы: повышение температуры и оттаивание субэриальной мерзлой толщи как сверху, так и снизу за счет потока геотермического тепла. Со стороны верхней поверхности происходят растворение солеными водами мономинеральных и текстурообразующих подземных льдов и трансформация мерзлых пород в охлажденные.

При наличии хорошо водопроницаемых пород (песков, галечников, трещиноватых скальных и др.) под деградирующими мерзлыми тонкодисперсными отложениями как в пределах акватории, так и в прибрежной части суши формируются подмерзлотные горизонты криогалинных вод. На многих арктических островах в скважинах, пробуренных недалеко от берега ниже мерзлых пород мощностью 100—200 м, вскрываются отрицательно температурные воды морского происхождения без следов криогенного метаморфизма с соленостью, увеличивающейся с глубиной. Комплекс признаков свидетельствует об их образовании в период трансгрессии моря, деградации ММП и замещения опресненных талых вод морскими.

3. Частичная деградация криогенных водоупоров снизу обуславливает в закрытых многолетним глубоким промерзанием горизонтах артезианских вод падение пластовых давлений вследствие перехода подземных льдов в воду. При протаивании мерзлых толщ восстанавливается связь артезианских и морских вод и нормальные пластовые давления.

4. На затопленной части шельфа в местах интенсивной волновой деятельности и течений до глубин около 30 м происходит размыв донных отложений. Здесь мерзлые породы залегают вблизи морского дна. В депрессиях, в местах с малыми

скоростями движения морских вод происходит аккумуляция охлажденных прибрежно-морских осадков с высокой минерализацией поровых растворов. Затопление подозерных таликов морскими водами с отрицательной температурой может, видимо, вызывать различные процессы. В случае, когда талики сложены высокопроницаемыми отложениями, пресные воды в них постепенно замещаются солеными морскими. Если с поверхности в таких таликах залегают глинистые отложения, а ниже водонасыщенные пески, то возможно промерзание пород под отрицательно температурным «штампом», создаваемым морской водой через глинистую, слабопроницаемую «прокладку». Американскими исследователями обнаружены в прибрежной части шельфа формы, напоминающие булгуньяхи, образующиеся при промерзании несквозных подводных таликов. Вопросы распространения реликтовых субаэральных мерзлых толщ, деградирующих под влиянием морской трансгрессии, рассмотрены ниже при анализе шельфовой криолитозоны (см. VIII).

#### **v.8. ОЛЕДЕНЕНИЯ И ДЕГЛЯЦИАЦИЯ, ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С КРИОЛИТОЗОНОЙ**

Проблема взаимоотношения и взаимодействия ледниковых покровов и ледников с криолитозоной является частью более широкой проблемы: связи похолоданий и потеплений климата Земли с возникновением и динамикой наземного, морского и подземного оледенений, которая рассматривалась К. К. Марковым, А. А. Величко и др. Кратко остановимся только на некоторых положениях, имеющих наибольшее значение для рассмотрения первой из указанных выше проблем.

1. Появление и прогрессирующее развитие наземного оледенения, оледенения моря (сезонного и многолетнего) и подземного оледенения (формирования ММП) обусловлены единой причиной — похолоданием климата. Обратный процесс — дегляциация — уменьшение наземного оледенения, сокращение оледенения моря и деградация мерзлых толщ обусловлены потеплением климата. Таким образом, все три вида оледенения обусловлены единой основной причиной и имеют между собой сложные причинно-следственные связи.

2. Наземное оледенение возникает и прогрессирует при положительном балансе массы выпадающих твердых осадков, т. е. когда выпадение последних больше их расхода на таяние. Поэтому наиболее благоприятным условием для развития ледников является холодный морской климат с низкими температурами лета и большим количеством атмосферных осадков в виде снега. Такой климат свойствен территориям, находящимся в высоких широтах и окруженным холодным, но не замерзающим морем, испарение с поверхности которого способствует повышению влажности атмосферы и увеличению количества атмосферных осадков.

3. Оледенение моря, т. е. образование на его поверхности многолетнего (пакового) и сезонного ледового покровов, способствует уменьшению испарения, возрастанию континентальности климата, снижению влажности атмосферы и количества осадков, а также понижению температур воздуха (увеличению суровости климата). Формированию мерзлых толщ способствует континентальный холодный климат (см. I.1), поэтому оледенение моря благоприятно сказывается на прогрессивном развитии многолетнего промерзания пород на сопредельных частях континентов и может приводить к сокращению наземного оледенения в результате уменьшения количества выпадающих твердых атмосферных осадков.

4. Причинами деградации наземного оледенения могут являться как потепление климата, так и уменьшение количества твердых осадков в результате увеличения континентальности климата при оледенении моря в высоких и средних широтах. При отступании ледников и ледниковых покровов, вызванном разными причинами, динамика геокриологических условий неодинакова. В случае уменьшения питания при сохранении холодного климата на территориях, выходящих из-под ледника, устанавливаются существенно более суровые геокриологические условия, чем в периоды деградации ледников при потеплениях.

5. В периоды крупных похолоданий климата в позднем кайнозое и прогрессивного развития наземного оледенения в ледниковых покровах в виде льда скапливается большая масса воды. В результате этого происходят глобальные гляциоэвстатические понижения уровня Мирового океана, в том числе регрессии Арктических морей. Так, понижение уровня Океана примерно 20 тыс. лет назад достигало по разным оценкам от 80 до 120—140 м. До соответствующих изобат обнажалась поверхность шельфа. Дегляциация ведет к гляциоэвстатическому повышению уровня океана и трансгрессии (см. V.7).

Влияние ледников на формирование ММП по их периферии определяется масштабами оледенения и в связи с этим общим уровнем охлаждения. В ледниковые эпохи влияние крупных ледниковых покровов, а также оледенения моря на климат планеты и развитие ММП было максимальным (Величко, 1973). В межледниковья, в том числе и в современный период, это влияние ослаблено. Наибольшее воздействие на современный климат в глобальном масштабе оказывает ледниковый покров Антарктики. Однако его влияние на формирование ММП ограничено незначительной по площади территорией, лишенной воды, поскольку материк со всех сторон окружен океаном. Влияние менее крупных ледниковых покровов и горных ледников имеет различные масштабы: от регионального до локального. Даже такой крупный покров, как Гренландский, в центральной части которого температура воздуха и льда вблизи поверхности ниже  $-30^{\circ}\text{C}$ , не по всей периферии окружен ММП. В юго-западной части острова на свободных ото льда

территориях мерзлые толщи не обнаружены, а средние годовые температуры воздуха достигают здесь  $+1,8^{\circ}\text{C}$  (Чижов, 1976).

Покровные ледники островов Арктики и крупные горные ледники Памира, Тянь-Шаня и других районов оказывают только локальное влияние на свою периферию. Летние температуры воздуха над ледниками понижаются по сравнению с фоновыми вне их пределов на несколько градусов. Отдельные небольшие горные ледники площадью от одного до нескольких квадратных километров понижают летнюю температуру вблизи поверхности льда по сравнению с фоновой всего на  $1-2^{\circ}\text{C}$ .

По периферии ледников мерзлые толщи обнаружены во многих районах с холодным полярным и континентальным климатом: в Антарктиде, Гренландии, на о-вах Арктики, в высокогорье Тянь-Шаня, Памира и Центральной Азии. В области сплошного распространения мерзлоты на территории Евразии и Северной Америки, особенно во внутриматериковых районах, современное оледенение развито относительно слабо и многие его особенности связаны с резко континентальным сухим климатом, способствующим в первую очередь развитию ММП.

Наибольшее воздействие на климат и ландшафты покровные и горные ледники оказывают в непосредственно прилегающей к ним полосе. Обычно перед фронтом ледника проявляется охлаждающее действие сухих и холодных стоковых ветров, перераспределяющих снег. Ветры сдувают его с повышенных участков и наветренных склонов, где активно идет криогенное трещинообразование и формирование полигонально-жильных структур. В депрессиях рельефа и на подветренных склонах возникают снежники, иногда многолетние, активно идут нивационные процессы. В области таяния ледников в прилегающей к ним зоне проявляется отепляющее воздействие, связанное с талыми ледниковыми водами, которое может быть круглогодичным при наличии донного таяния под ледниками. У холодных ледников с мерзлым состоянием пород ложа талые воды образуются и имеют сток только летом и в начале осени. По краевым промоинам, по глубоким трещинам талые ледниковые воды могут проникать до ложа ледника. Они формируют по периферии ледников талики, а при континентальном климате — и приледниковые наледи. Наиболее крупные наледи, примыкающие непосредственно к леднику, образуются при наличии субгляциальных таликов, по которым происходит круглогодичный сток подземных вод.

Прямое воздействие ледников на температурный режим и мощность подстилающих ММП практически всегда носит отепляющий характер. Геокриологические условия участков, не покрытых льдом: нунатаков, сухих долин (оазисов) Антарктиды, а также склонов долин и междуречий, соседствующих с горными ледниками, всегда более суровые. Степень такого воздействия в общем случае определяется среднегодовыми температура-

ми ледникового льда у подошвы слоя годовых колебаний  $t_{л}$ , мощностью ледника  $H_{л}$ , геотермическим градиентом в толще льда  $g_{л}$ , выделением тепла в процессе движения ледников в результате внутренних напряжений и деформаций и трения последнего о ложе  $q_{т}$ . Чем больше скорость движения ледникового льда, тем больше выделение тепла и выше его температуры. Значение этого фактора повышается от центральных частей ледниковых покровов, щитов, куполов к их периферии. В области абляции ледников оно больше в подвижных потоках и незначительно в холодных массивах, где малы мощности и незначительны скорости движения льда.

Понижение  $t_{л}$ , уменьшение  $H_{л}$  и  $q_{т}$  (последнее, в частности, и за счет меньшего теплопотока из толщи подстилающих пород) в определенных условиях способствуют существованию отрицательных температур на контакте ледниковый лед — ложе и развитию субгляциальных мерзлых толщ. Отрицательные температуры толщи льда за счет перемещения холодного льда из более высоких зон области питания ледника или сохранения низких температур глубинных слоев ледника как следствие похолоданий климата или изменения условий на поверхности (например, редукции фирнового горизонта) также способствуют развитию и сохранению субгляциальной мерзлоты.

Средние годовые температуры ледников неодинаково формируются в областях их аккумуляции (накопления) и абляции (убыли).

В области аккумуляции распределение температур льда определяется главным образом зональными особенностями льдообразования. Подчеркнем, что зональные различия в процессах льдообразования значительны, соответственно велики различия и в температурах льда  $t_{л}$ . Это позволяет оценить возможность распространения мерзлых и талых пород в ложе ледников, привязываясь к зонам льдообразования на их поверхности.

Основные закономерности зональных процессов льдообразования, граничные условия каждой выделенной зоны по тепло- и массообмену для условий стационарных ледников были впервые определены П. А. Шумским (1955). По этим процессам, а также по балансовым взаимоотношениям твердых и жидких атмосферных осадков, величине таяния, «запасу холода» в снежно-фирновой части разреза ледника, выраженным эквивалентным слоем воды, которая может замерзнуть за его счет, по наличию и количеству рекристаллизационного, инфильтрационного и конжеляционного видов льда, образующихся за год, им выделены *зоны льдообразования*: рекристаллизационная (снежная), рекристаллизационно-режеляционная (снежно-фирновая), холодная инфильтрационно-рекристаллизационная (холодная фирновая), теплая инфильтрационно-рекристаллизационная (теплая фирновая) и инфильтрационно-конжеляционная (ледяного питания). А. Н. Кренке (1982) дополнительно выделил



инфильтрационную (фирново-ледяную) зону и обосновал ее нестационарный характер. Режим этой зоны связан с движением льда и перемещением фирна из условий вышележащих фирновых зон в условия зоны ледяного питания и в область абляции, а также отражает колебания мощности фирна во времени. Анализ температурного режима в зонах льдообразования свидетельствует о принципиальной возможности существования ММП под ледниками во всех зонах, кроме теплой инфильтрационно-рекристаллизационной. На рис. V.22 приведена схема:

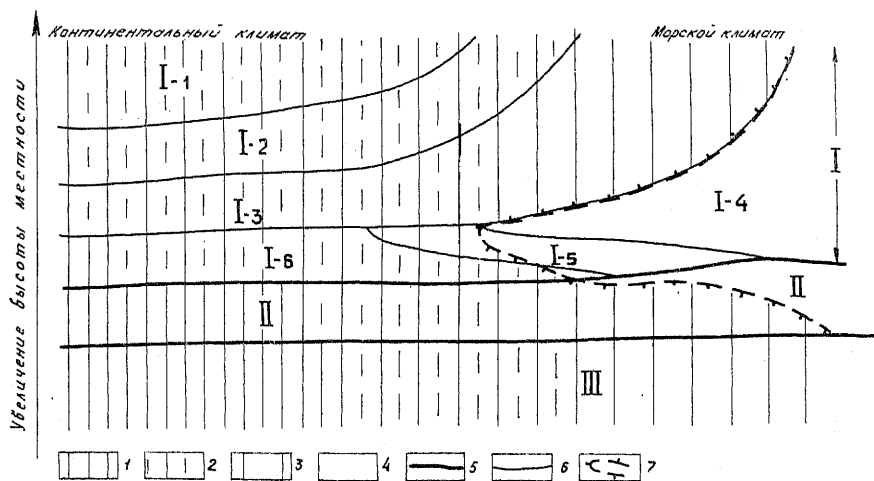


Рис. V.22. Схема соотношения зон льдообразования области аккумуляции (I), области абляции (II) ледников и перигляциальной области (III) и распространения в них ММП. Зоны льдообразования: I-1 — рекристаллизационная; I-2 — рекристаллизационно-режеляционная; I-3 — холодная инфильтрационно-рекристаллизационная; I-4 — теплая инфильтрационно-рекристаллизационная; I-5 — инфильтрационная; I-6 — инфильтрационно-конжеляционная; распространение ММП: 1 — сплошное; 2 — от сплошного до островного; 3 — островное; 4 — талые породы; 5 — границы областей; 6 — границы зон льдообразования; 7 — граница ММП

соотношения зон льдообразования области аккумуляции, области абляции и показана возможность существования многолетнемерзлых пород под ледником в зависимости от изменения климата от континентального до морского (Шумский, 1955).

Для оценки распространения мерзлых пород под ледниками необходим анализ распределения температур и мощностей льда в зависимости от рельефа поверхности ледника и его ложа, а также ряда указанных выше условий. Такой анализ был впервые сделан К. А. Кондратьевой для ледников Новой Земли (1979), Земли Франца-Иосифа (1980) и Северной Земли (1982).

Ниже кратко рассмотрен температурный режим льда в разных зонах льдообразования, что позволяет оценить возможности развития мерзлых или талых пород под ледниками.

В *рекристаллизационной (снежной)* зоне средняя летняя температура воздуха не превышает  $-9 \dots -10^\circ\text{C}$ , температура даже в самые теплые дни не переходит через  $0^\circ$ , а  $t_{\text{л}}$  практически равна среднегодовой температуре воздуха  $t_{\text{в}}$ , т. е. ниже  $-25^\circ\text{C}$ . Донное таяние у ложа возможно только при очень больших мощностях льда (800—1000 м и более). В этой зоне оно характерно для щитов (Антарктида) и отсутствует в высокогорных ледниках Памира, Гималаев и др. В *рекристаллизационно-режеляционной (снежно-фирновой)* зоне, где летом происходит таяние снега,  $t_{\text{л}}$  несколько превышает  $t_{\text{в}}$  и всегда выше  $-25^\circ\text{C}$ . Здесь талое состояние пород ложа возможно при мощностях льда 300—500 м и более. В *холодной инфильтрационно-рекристаллизационной* зоне таяние снега и промачивание талыми водами толщи многолетнего фирна и затраты «запасов холода» на замерзание этих вод уже значительны. Этот процесс приводит к отеплению толщи фирна и льда на  $5\text{—}10^\circ\text{C}$  по сравнению с  $t_{\text{в}}$ . Последняя здесь выше, чем в снежно-фирновой зоне. Талое ложе может быть уже при сравнительно небольших мощностях льда, изменяющихся от нескольких десятков до первых сотен метров. В *инфильтрационной (фирново-ледяной)* зоне, в зависимости от того, какая из фирновых зон, тепловая или холодная, лежит выше (см. рис. V.22)  $t_{\text{л}}$  изменяется от 0 до  $-5^\circ\text{C}$ , редко ниже. Здесь температура таяния у ложа достигается при малых мощностях льда (первые десятки метров). В *инфильтрационно-конжеляционной* зоне при отсутствии многолетнего фирна  $t_{\text{л}}$  только на  $3\text{—}5^\circ$  выше  $t_{\text{в}}$ . Последняя в этой зоне часто достигает  $-10 \dots -15^\circ\text{C}$ , а иногда и ниже. Для проявления таяния у ложа здесь необходима мощность льда более 200—400 м, т. е. большая, чем в двух вышеописанных зонах. Существование инфильтрационно-конжеляционной зоны льдообразования на ледниках свидетельствует о том, что по периферии ледника распространены мерзлые толщи.

Во всех рассмотренных зонах льдообразования (за исключением снежной) возможно таяние снега, а в ряде зон и выпадение дождевых осадков. Мощная хорошо проницаемая снежно-фирновая толща делает возможным инфильтрацию в нее воды, а большие запасы холода в ней — замерзание воды в толще, сопровождающееся выделением соответствующего количества тепла:  $Q = q_{\text{ф}} m$ , где  $m$  — масса инфильтрующейся воды,  $q_{\text{ф}}$  — удельная теплота фазовых переходов. Если запасы холода в снежно-фирновой толще больше, чем количество тепла, способного выделяться при замерзании талых и дождевых вод, то существует принципиальная возможность полной их фиксации в границах каждой зоны. При этом чем больше воды замерзает в снежно-фирновой толще и большее количество тепла выделяется, тем выше становится  $t_{\text{л}}$  и тем значительнее она отличается от  $t_{\text{в}}$ . Именно эта аккумулялирующая способность снежно-фирновой толщи в области питания ледников и отепление этой толщи за счет замерзания в ней инфильтрующихся вод

являются важнейшими факторами формирования температурного режима. При этом соотношение запасов холода и количества инфильтрующихся вод определяет различия температуры льда в разных зонах льдообразования. Вместе с тем формирование в снежно-фирновой толще прослоев конжеляционного льда и уменьшение ее вертикальной проницаемости приводят к частичному стоку вод в нижележащие зоны и ослаблению их согревающего воздействия в более высоких частях ледников.

В пределах *теплой инфильтрационно-рекристаллизационной* зоны запас тепла талых и дождевых вод больше, чем запас холода в годовом слое аккумуляции. Зимнее охлаждение с поверхности полностью расходуется на замерзание насыщенной водой снежной массы, а избыток воды стекает вниз по поверхности ледника. Поэтому здесь  $t_{\text{л}}$  всегда равна  $0^{\circ}$ , а под ледником распространены только талые породы.

В области абляции температурный режим ледников имеет свои особенности. За счет нормального градиента температуры воздуха, т. е. ее повышения с уменьшением высоты, температура льда должна повышаться в том же направлении. Однако в действительности так бывает довольно редко, в особенности при континентальном климате. В области абляции  $t_{\text{л}}$  чаще ниже, чем в вышележащих фирновых зонах. Снежный покров, стаивающий здесь летом полностью, не способен аккумулялировать талые и дождевые воды, которые стекают по поверхности льда, температура которого в период таяния достигает  $0^{\circ}$ , а зимой значительно понижается до величин, зависящих от высоты местности, температурного режима воздуха, высоты и плотности снежного покрова и режима выпадения снега и т. д. Именно продолжительность и тепловой режим холодного периода года в области абляции определяют преимущественно отрицательные значения  $t_{\text{л}}$  и их распределение по высоте. При континентальном климате в развитии выше границы питания инфильтрационно-конжеляционной зоны  $t_{\text{л}}$  снижается до  $-10^{\circ}\text{C}$  и ниже. При мощности льда в областях абляции, измеряемой десятками — первыми сотнями метров, под ним формируется субгляциальная криолитозона, а в основании ледника морена находится в изначально мерзлом состоянии (см. IV.2).

В условиях морского климата в области абляции  $t_{\text{л}}$  льда близка к  $0^{\circ}$  за счет более высокой температуры воздуха зимой и адвекции льда из теплой инфильтрационно-рекристаллизационной зоны. Под такими ледниками ММП в области абляции не существуют. Между этими двумя крайними случаями существуют переходные, например когда лед из теплой инфильтрационно-рекристаллизационной зоны попадает в область абляции, где температура льда низкая. Здесь лед охлаждается до отрицательной температуры и под ледниками незначительной мощности могут существовать мерзлые толщи и формироваться изначально мерзлые морены и морены, образующиеся при

промерзании талого моренного материала, транспортируемого из области накопления. Такие ледники известны на Шпицбергене и Новой Земле.

Соотношение зон льдообразования изменяется в зависимости от степени континентальности климата. При этом меняется как «набор» зон льдообразования, их высотное положение в рельефе, так и распространение мерзлых толщ (см. рис. V.22). Кроме того, набор и высота зон льдообразования определяются положительной разностью оледенения, которая в ледниковых горных районах обусловлена превышением рельефа над уровнем снеговой линии. С увеличением положительной разности оледенения возрастает и мощность ледникового льда. Теоретически возможно представить себе большое число вариантов ледников по набору и высоте зон льдообразования при различных положительной разности и энергии оледенения, служащей мерой активности ледников (Гляциологический словарь, 1984). В действительности современные ледники не образуют полного ряда всех возможных вариантов соотношения зон льдообразования. Крупных ледниковых покровов только два (Антарктида и Гренландия). Остальные ледники покровного типа приурочены к островам Арктики, и им свойственны несравнимо меньшие площади и мощности льда. Горные ледники развиты во всех климатических зонах, включая тропическую, но набор и соотношение зон льдообразования у них ограничиваются высотами гор и малыми значениями положительной разности оледенения. К сожалению, данные о температуре льда ледников немногочисленны, и даже возможные варианты теплового режима ледников недостаточно подтверждены соответствующим эмпирическим материалом.

На рис. V.23 представлены схемы вариантов соотношения зон льдообразования, температурного состояния ледников и ММП, основанные на анализе имеющихся фактических данных, обобщенных с геокриологических позиций. Н. Н. Романовским и М. М. Корейшей (1986), для двух основных морфологических типов ледников: покровных (купол—покров) (рис. V.23, А, Б, Е) и горных (долинных) (рис. V.23, Г, Д, Ж, З). Контуры ледников здесь условны и отражают только основные особенности этих типов: наибольшие мощности в центре покровов и средней части горных ледников (вблизи границы питания). Подчеркнуто влияние рельефа ложа на мощность ледникового льда и состояние пород в его основании, места формирования изначально мерзлых и «талых» морен. Очевидно, что все промежуточные морфологические варианты ледников будут иметь другую, вероятно, более сложную картину соотношения льда с ММП при тех же зональных условиях. Ледники, имеющие теплую и холодную инфильтрационно-рекристаллизационные зоны при морском климате, как правило, не имеют у ложа отрицательных температур. При полном наборе зон льдообразования и умеренно континентальном климате (рис. V.23, Д) возможно фор-

мирование ММП подо льдом в области питания. Заметим, что таким горным ледникам часто характерны большая протяженность и высота области убыли. При этом ледниковый лед опускается гипсометрически настолько низко, что периферийная часть области абляции ледника располагается уже за пределами пояса распространения ММП в горах, на талых породах.

О мощности мерзлых толщ под ледниками достоверных сведений нет. Под ледниковыми куполами Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, при мощности льда до 100—200 м, температура ложа достигает  $-10 \dots -12^\circ\text{C}$  при очень малых положительных, а иногда и отрицательных температурных градиентах в средней и нижней по глубине частях ледника. Это, видимо, связано с существенным изменением климатических условий и режима льдообразования в относительно недавнем прошлом. Учитывая устойчивость температуры на таких глубинах по сравнению с температурой на поверхности, можно предположить, что мощность ММП превосходит мощность ледника и составляет не менее 200 м. Под ледником 31 в горах Сунтар-Хаята Верхояно-Чукотской горной области температура у ложа, рассчитанная по градиенту между глубинами 10 и 45 м, должна быть около  $-5^\circ$  при мощности льда в месте измерения около 90 м. Вероятно, и в этом случае мощность мерзлой толщи составляет 150—200 м. В целом можно утверждать, что наиболее низкие температуры и наибольшие мощности ММП должны существовать под относительно маломощными ледниками, развивающимися в нижних зонах льдообразования при резко континентальном климате.

Состояние пород ложа крупных ледниковых покровов и горных ледников зависит помимо указанных выше факторов от понижения температуры плавления льда за счет давления его толщи. Давление, равное 1 Па, снижает температуру фазового перехода на  $0,075^\circ$ . Поэтому при мощности ледникового льда 3000 м фазовые переходы происходят при температуре около  $-2^\circ$ , при 400 м — около  $-0,3^\circ$  (Савельев, 1983). Только за счет изменения давлений при колебаниях мощности ледника и отклонения ее в ту или иную сторону от равновесной в толще льда или на его контакте с ложем будет происходить плавление или конжеляционное льдообразование (рис. V.23). Породы, слагающие субгляциальные талики, или безводны, или содержат высоконапорные воды, передвигающиеся при высокой водопроницаемости пород вниз и к периферии ледника (в область с меньшими внешними давлениями). На контакте льда с породами ложа могут существовать линзы гравитационных вод, а в депрессиях подледникового рельефа подледниковые озера, обнаруженные, например, под Антарктическим щитом. Подледниковые воды, играя роль смазки, благоприятствуют скольжению льда по ложу. Эти воды, стекая в направлении падения давления, могут замерзать в толще или в основании холодной части ледников на их периферии, образуя прослой режеляцион-

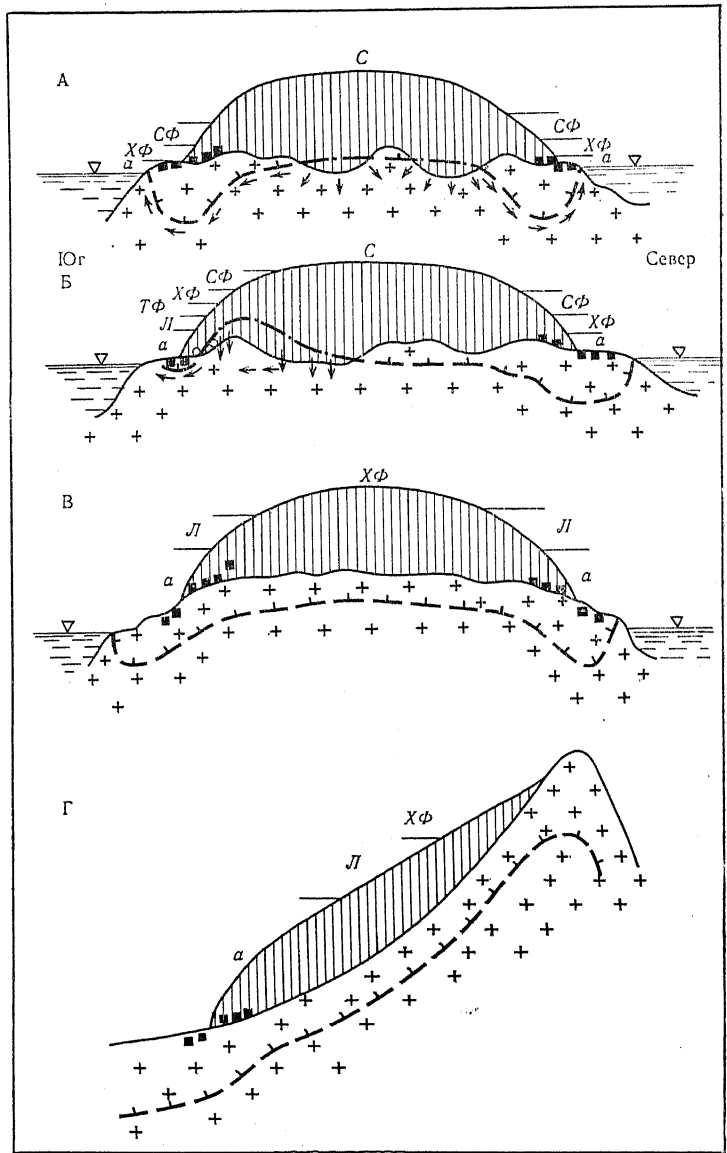
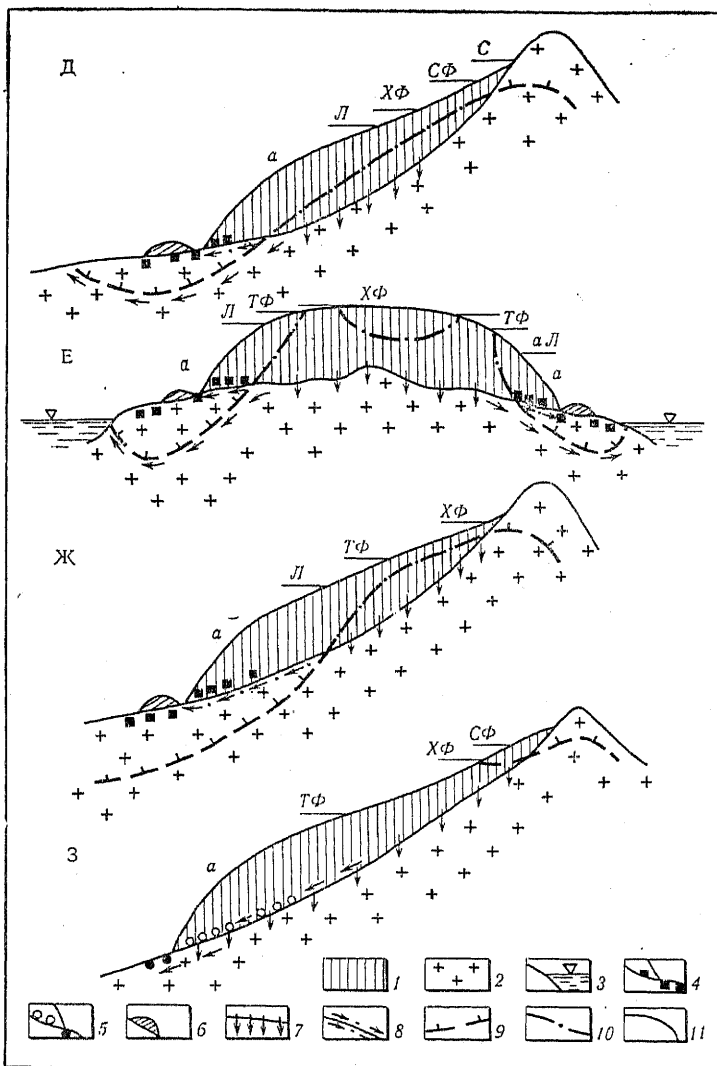


Рис. V.23. Схемы соотношения зон льдообразования и области абляции типичных ледников с субгляциальными таликами и ММП (масштабы ледников не соблюдены).

А — полярный покровный ледник: климат континентальный, очень холодный, очень большая мощность льда (тыс. м)  $t_{\text{л}} = -20 \dots -57 \text{ } ^\circ\text{C}$  (Антарктида); Б — полярный покровный ледник: климат холодный, переходный от континентального к морскому, большая мощность льда (тыс. м),  $t_{\text{л}}$  до  $-10 \dots -30 \text{ } ^\circ\text{C}$  (Гренландия, разрез с севера на юг); В — полярный покровный ледник: климат континентальный холодный, средние и небольшие мощности льда (до первых сотен метров),  $t_{\text{л}} = -5 \dots -15 \text{ } ^\circ\text{C}$  (Земля Франца-Иосифа, Канадский архипелаг); Г — горный ледник: климат континентальный холодный, малые мощности льда (до 150 м),  $t_{\text{л}} = -5 \dots -12 \text{ } ^\circ\text{C}$  (Северо-Восток России); Д — горный ледник: климат холодный умеренно континенталь-



ный, мощности льда до 300—500 м,  $t_{\text{л}}$  от 0 до  $-20... -25$  °С (Памир, Тянь-Шань); Е — субполярный покровный ледник: климат переходный от континентального к морскому холодному, средняя мощность льда (сотни метров),  $t_{\text{л}} = 0... -5$  °С (Шпицберген); Ж — субполярный горный ледник; малые мощности льда (до 100 м),  $t_{\text{л}} = 0... -5$  °С (Шпицберген); З — горный ледник: климат переходный от континентального к морскому, значительные мощности льда (сотни метров),  $t_{\text{л}}$  преимущественно около 0 °С, в верхней части области питания до  $-5... -10$  °С (Аляска). 1 — ледниковый лед; 2 — горные породы; 3 — морская вода; 4 — изначально мерзлые морены в основании ледника (а) и в захороненном состоянии (б); 5 — изначально талые морены в основании ледника и вне его (а) и те же морены в промерзшем состоянии (б); 6 — наледи; 7 — донное таяние ледника и инфильтрация напорных вод в породы; 8 — направление стока талых вод под ледником и инфильтрация напорных вод в породы; 9 — граница ММП; 10 — изолиния равновесной (по Б. А. Савельеву) температуры таяния льда; 11 — границы зон льдообразования и области абляции. Зоны льдообразования: с — снежная (рекристаллизационная), сф — снежно-фирновая (рекристаллизационно-режелационная), хф — холодная фирновая (холодная инфильтрационно-режелационная), тф — теплая фирновая (теплая инфильтрационно-рекристаллизационная), л — ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционная), а — область абляции.

ного льда. Воды, идущие подземным стоком, разгружаются как в периферийной части ледников, так и за их пределами. Здесь эти воды могут быть не только напорными, но и иметь свободный уровень. Таким образом, под ледниками с субгляциальными таликами образуется единая система гидравлически связанных между собой подледниковых и подземных вод.

В приледниковой зоне талые ледниковые и разгружающиеся подземные воды формируют наледи, подвергающие переработке исходный ледниковый рельеф и отложения (см. III.11). Интенсивность наледных процессов тем больше, чем значительнее сток из-под ледника, суровее геокриологическая и климатическая обстановка в приледниковой полосе. По периферии плейстоценовых ледниковых покровов активность наледнеобразования возрастала на тех участках, где талые воды не создавали подпрудных бассейнов и их сток был направлен параллельно фронту ледника. В этом случае воды не выходили из зоны влияния ледникового покрова на природную обстановку, и большая часть их зимой расходовалась на наледнеобразование. Такая ситуация была в Центральной Европе, где перед фронтальными уступами ледниковых покровов, двигавшихся из Скандинавии, образовалась система прadolин рек, ориентированных с востока на запад.

При анализе влияния палеомерзлотных и палеогидрогеологических условий районов древнего оледенения на их современные мерзлотно-гидрогеологические условия в высшей степени важно, что, во-первых, ледники существенно изменяли интенсивность и даже направление подземного стока во времени и по площади и, во-вторых, преобразовывали гидрогеохимическую обстановку. Инфильтрация талых вод приводила к распреснению вод верхней части гидрогеологического разреза путем замещения исходных, часто существенно минерализованных вод ультрапресными. Необходимо учитывать и обратную сторону этого процесса, а именно увеличение минерализации и изменение химического состава вод подземного стока, имеющих ледниковое питание. Величина этих изменений зависит от типов гидрогеологических структур, их гидрогеохимического разреза, интенсивности стока и других и может быть весьма значительной. Конжеляционные льды, образующиеся в периферийной холодной части ледников, в том числе и преобразованные их последующим движением, могут и должны иметь химический состав и минерализацию подземных вод, а текстурные особенности — ледникового льда. Эти льды приурочены к основанию ледника. В криолитозоне условия для их сохранения в толщах ледниковых отложений благоприятны. Эти льды наряду с осадочно-метаморфическим ледниковым льдом, а также с различными первично грунтовыми льдами ММП, залегающих в ложе ледников и в разной степени вовлеченных в движение, будут определять пестроту строения и гидрогеохимического состава подземных льдов изначально мерзлых морен (см. IV.2).



Подземный сток мог особенно сильно трансформироваться ледниковыми покровами, перекрывавшими в ледниковые эпохи части платформенных артезианских областей (Восточно-Европейской, Западно-Сибирской, северо-запада Восточно-Сибирской). Здесь могли меняться не только интенсивность, но и общее направление подземного стока. Ледники и ледниковые покровы, с одной стороны, и геокриологические условия субгляциальных и перигляциальных районов — с другой, представляют собой единую систему, имеющую общие причинно-следственные связи. Соотношение мощности мерзлых толщ и ледников на разных стадиях динамики последних неодинаково. Так, похолодание климата и обусловленное им возникновение и расширение ледников и ледниковых покровов приводили к появлению суровых мерзлотных условий в приледниковых районах, увеличению здесь мощности ММП, промерзанию таликов и др. При дальнейшем развитии оледенения перекрытие этих территорий ледниковым льдом обуславливает наличие здесь аномально больших мощностей мерзлых толщ под краем ледников (рис. V.24, А). Вследствие повышения температур пород суб-

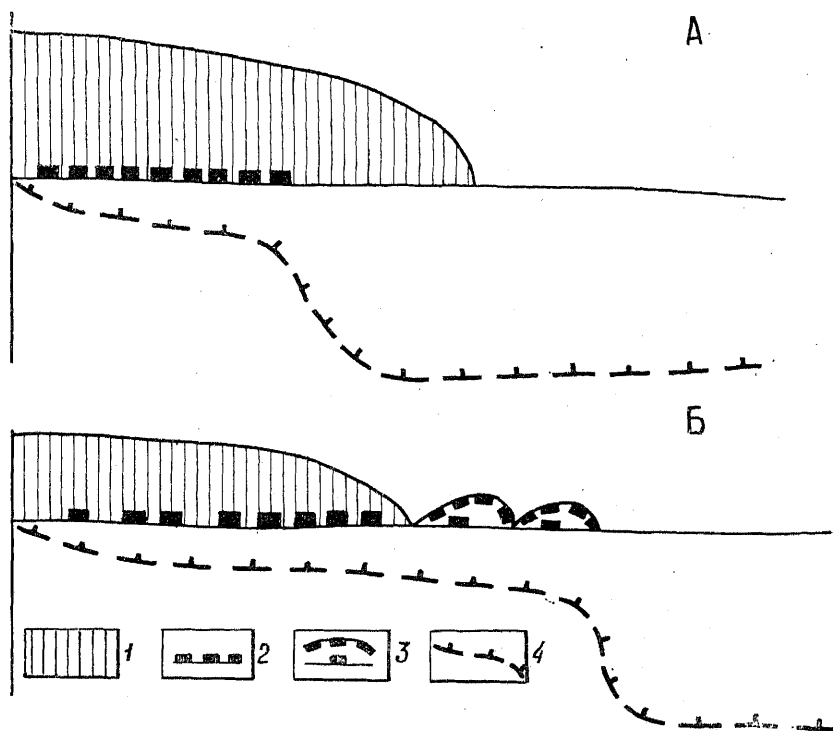


Рис. V.24. Схема распределения мощностей мерзлых толщ в краевой части наступающего (А) и отступающего (Б) ледников: 1 — ледник; 2 — основная изначально мерзлая морена; 3 — конечная мерзлая морена; 4 — граница ММП

гляциальные мерзлые толщи начинают деградировать снизу вплоть до полного их исчезновения и образования субгляциальных таликов. Отступление ледниковых покровов и ледников в районах с континентальным климатом, особенно обусловленное ухудшением условий их питания, сопровождается резким понижением температуры пород и их многолетним промерзанием на освободившейся из-под ледника территории. При этом в приледниковой зоне существуют аномально малые мощности мерзлых толщ (рис. V.24, Б). Затем начинается этап увеличения мощности последних, и формируется комплекс криогенных процессов и явлений, характерный для суровых условий: криогенное растрескивание, образование повторно-жильных льдов, первично-песчаных и песчано-ледяных жил и др. (см. III.4). В северной части области ММП, особенно на аккумулятивных равнинах, при больших фоновых мощностях льдистых мерзлых толщ (до 300 м и более) положительные аномалии, связанные с существованием ледниковых покровов в верхнем плейстоцене, сохраняются и в настоящее время. Так, В. Т. Балобаев (1982) показал, что (севернее  $67-68^{\circ}$  с. ш.) на полуостровах Ямал и Тазовский на высоких междуречных равнинах температуры поверхности пород были выше, а мощности мерзлых толщ меньше в позднем плейстоцене (23—18 тыс. лет назад), чем южнее, на широте Полярного круга. Эти аномалии он объяснил наличием ледникового покрова. В настоящее время температурная геокриологическая зональность восстановлена, а аномально низкие мощности мерзлых толщ сохранились.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КРИОГЕНЕЗА И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ПЛАТФОРМ

#### VI.1. ОСНОВНЫЕ ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАТФОРМ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Мерзлая зона литосферы включает в себя обширные области платформ: в Евразии — Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Среднесибирской; в Америке — Северо-Американской. Основными составляющими платформ являются плиты и щиты. Чехол платформ представляет собой субгоризонтально залегающие толщи осадочных и вулканогенных пород фанерозоя. По структурным признакам чехлы разделяются на антиклинории, синклинории и краевые прогибы. В свою очередь эти геоструктуры осложнены складчатостью платформенного типа с небольшими углами падения на крыльях, обычно не превышающими первые градусы. Разделены платформенные антиклинальные и синклинальные структуры антиклинальными валообразными поднятиями, разломными зонами, иногда вытянутыми впадинами, обычно асимметричного строения. Такое же строение у предгорных краевых прогибов, которые представляют собой системы глубоких впадин и разделяющих их поднятий. Длинные оси впадин обычно протягиваются субпараллельно сопредельным горно-складчатым сооружениям, отделенным от платформ системами региональных разломов.

При высоких тепловых потоках (более  $40 \text{ мВт/м}^2$ ) над выступами фундамента мощность криолитозоны сокращается, а при малых ( $30\text{—}15 \text{ мВт/м}^2$ ), напротив, увеличивается. Первая особенность характерна для Западно-Сибирской платформы, значительной части Вилюйской синеклизы и Верхоянского краевого прогиба. Здесь над поднятиями мощность ММП составляет  $180\text{—}240 \text{ м}$ , а в синклинальных структурах (впадинах) достигает  $500\text{—}600 \text{ м}$ . Для осадочного чехла платформ в структурах высоких порядков прослеживается изменение конфигурации подошвы мерзлой толщи в зависимости от условий залегания пород; поднятие подошвы над антиклинальными и опускание — над синклинальными структурами (см. V.3). Эта закономерность также проявляется заметно при высоких фоновых значениях тепловых потоков.

Мощность платформенного чехла изменяется от нескольких

сотен до 6—10 тыс. м. Сам чехол неоднороден и состоит часто из нескольких структурных этажей, представленных породами разного возраста, состава и характера дислоцированности. С позиции криогенеза литосферы существенно, что в чехле платформ залегают породы палеозоя и раннего мезозоя, физические свойства которых зависят от состава, но не меняются в огромном возрастном диапазоне от кембрия до триаса, а также осадочные отложения мезокайнозоя. Свойства последних зависят не только от состава, но и от возраста (см. V.2). В чехле платформ представлены скальные и полускальные породы с кристаллическими связями и дисперсные отложения. Смена состояния пород с кристаллическими связями не ведет к коренному изменению их свойств, особенно механических. Напротив, многократное промерзание—протаивание приводит к криогенному разрушению — дезинтеграции породы, что увеличивает их проницаемость и водоносность в талом и льдистость в мерзлом состоянии (см. III.4). Промерзание дисперсных пород сопровождается появлением льдоцементационных связей, что способствует коренному изменению их свойств. Протаивание мерзлых дисперсных отложений приводит к резкой потере их прочности.

Щиты, как и основания платформ, сложены изверженными и метаморфическими породами различного состава. Породы щитов разбиты системами дизъюнктивных нарушений различного возраста, как «залеченных» в результате последующей вулканической деятельности и гидротермальных процессов, так и омоложенных новейшими вертикальными тектоническими движениями блокового типа. Последние играют огромную роль в формировании и резко неравномерном распределении пустотности трещинно-жильного типа в кристаллических массивах щитов. Омоложенные разломы имеют большое гидрогеологическое и геокриологическое значение. Высокая трещинно-жильная пустотность омоложенных дизъюнктивных нарушений обуславливает распределение водоносных таликов и наледей, а также высокольдистых пород в многолетнемерзлых массивах. Монолитные кристаллические породы щитов преобразованы экзогенной трещиноватостью, максимальной у поверхности и постепенно убывающей с глубиной. Мощность зоны экзогенной трещиноватости на щитах, не подвергавшихся оледенению и активным новейшим воздыманиям, составляет около 200 м (например, на Анабарском щите Сибирской платформы). На щитах, подвергавшихся ледниковой экзарации в плейстоцене (Скандинавском, Канадском), зона экзогенной трещиноватости в целом сокращена до 60—80 м. Вместе с тем на участках локальных опусканий и в других депрессиях рельефа в центральной части щитов сохраняется не только первоначальная большая мощность трещиноватой зоны, но и древние коры выветривания. Под влиянием неоднократно повторявшегося промерзания—протаивания при колебаниях нижней границы ММП на

определенных уровнях в зоне экзогенной трещиноватости существуют горизонты криогенной дезинтеграции. Эти горизонты нарушают тенденцию уменьшения с глубиной трещиноватости пород, характерную для массивов щитов, не подвергавшихся криогенезу. Породы щитов вне омоложенных разрывных нарушений и ниже зоны экзогенной трещиноватости не содержат гравитационной воды, а при понижении температуры ниже 0°C переходят в морозное состояние.

Мощность криолитозоны на платформах варьирует в настоящее время от первых метров до 1500 м. Поэтому на основной части плит криолитозона меньше мощности пород платформенного чехла и в вертикальном разрезе обычно многоярусна.

Состав и возраст пород, слагающих платформенный чехол, обуславливают их теплофизические свойства (см. V.2), влажность и теплоты фазовых превращений, в свою очередь определяющие их тепловую инерционность при охлаждении — нагревании, промерзании—протаивании. Наименее инерционные породы с жесткими кристаллическими связями, низкой пустотностью и влажностью, наиболее характерные для Тунгусской и Ангаро-Ленской синеклиз, южного Алданского и северного Анабарского склонов Вилюйской синеклизы Сибирской платформы. Большую инерционность имеют породы мезозоя, обладающие значительной пористостью (до 10—12%) и влажностью (в центральной части Вилюйской синеклизы и Верхоянского краевого прогиба). Наконец, максимальной трещиноватостью обладают отложения верхнего кайнозоя, слагающие большую часть криолитозоны Западно-Сибирской низменности.

Малоинерционные толщи ММП во всех случаях имеют квазистационарное температурное поле. К породам средней инерционности часто приурочены нестационарные и деградирующие снизу мерзлые толщи большой мощности (Вилюйская синеклиза). Наконец, с высокоинерционными породами связаны реликтовые мерзлые толщи южной геокриологической зоны Западной Сибири и аградирующая криолитозона морских террас на ее севере.

На щитах криолитозона по составу пород одноярусна, но для нее характерно неравномерное распределение криогенного строения и льдистости, обусловленное описанными выше особенностями трещинной пустотности. До нижней поверхности зоны экзогенной трещиноватости для подвергавшихся криогенезу щитов характерно наличие ММП, а ниже — сочетание монолитных блоков морозных пород, оконтуренных льдистыми мерзлыми породами дизъюнктивов. Мерзлые толщи (криолитозона) щитов в силу высокой плотности, малой трещиноватости и льдистости обладают низкой инерционностью. В их пределах не встречены нестационарные мерзлые толщи.

## VI.2. РЕЛЬЕФ И ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЛАТФОРМ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Рельеф платформ отличается в целом небольшими вариациями высот. Западно-Сибирская плита и север Восточно-Европейской платформы — это низменные равнины с плоскими заболоченными междуречьями, широкими долинами рек, для которых характерна серия террас. Повсеместно распространены многочисленные озера, среди которых преобладают термокарстовые или измененные термокарстом и термоабразией. Относительные превышения водоразделов над руслами рек составляют обычно 100—200 м при ширине долин до нескольких десятков километров.

Сибирская платформа по характеру рельефа представляет собой более сложную геоморфологическую область. Западная и южная части платформы — это плато с абсолютными высотами до 600—800 м. Оно расчленено глубоко врезанными довольно узкими ящикообразными долинами рек с крутыми бортами и серией нешироких террас или их фрагментов. Глубины врезов долин 100—200 м, иногда достигают 600 м (например, долина Ангары в районе Братска). В целом врез долин увеличивается к западной периферии платформы. На поверхности плато выделяются отдельные вершины, представляющие собой батолиты основных пород, с относительным превышением до 400—500 м. На северо-западе платформы расположено крупное тектоническое поднятие — Путоранский массив с абсолютными высотами более 2000 м. Территория, охватывающая бассейн среднего течения Лены, Лено-Вилюйское и Лено-Алданское междуречье, представляет собой Центральнокятускую низменность с равнинным, террасированным рельефом.

Верхнекайнозойские отложения играют огромную роль в строении криолитозоны чехла платформ. Слагая ее верхнюю наиболее динамичную часть, они определяют особенности рельефа и ландшафтов, инженерно-геокриологические и экологические условия. Особое значение имеют синкриогенные и синхронно эпикриогенные породы, обладающие высокой льдистостью (см. III.2, 3). Они накапливались в пределах равнин различного генезиса (озерно-аллювиальных, ледниковых, морских) и в первоначальном состоянии сохранились в северной геокриологической зоне.

В первом приближении можно выделить аккумулятивные равнины платформенных областей, в которых в позднем кайнозое накапливались следующие типы отложений.

1. Отложения континентального ряда: озерно-аллювиальные, делювиальные, флювиогляциальные и другие, промерзавшие преимущественно синкриогенно. Их строение отражает изменение геокриологических условий во времени и по площади (зональность, секториальность). К областям их накопления от-

носятся Центральноякутская низменность, северная часть долины Лены, а также низменности Северо-Востока России. Фрагменты их сохранились на Новосибирских островах.

Накопление синкриогенных толщ «ледового комплекса» арктических приморских равнин Восточной Сибири, достигающих мощности 60—80 м и протягивающихся от горного обрамления до островов Котельного, Фадеевского, Новая Сибирь, т. е. более 1000 км, объяснялось первоначально большинством исследователей новейшим опусканием низменностей. Однако С. Д. Зимовым было показано, что формирование этой толщи связано с большими уклонами рельефа равнин на суше и меньшими — внутренней части шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а также Полярного бассейна. Поэтому при позднеплейстоценовой регрессии и падении уровня моря примерно на 100 м на оголившейся площади шельфа началась активная аккумуляция отложений. При этом максимальные мощности отложений (порядка 80—100 м) формировались в полосе изменения уклонов, уменьшаясь к северу и югу (рис. VI.1). Новейшие

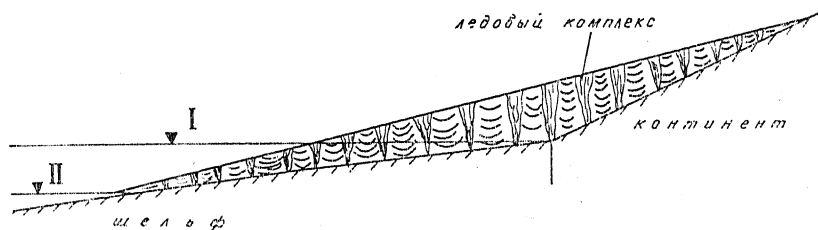


Рис. VI.1. Схема формирования «ледового комплекса» при регрессии Полярного бассейна:  
I — положение уровня моря при трансгрессии; II — уровень моря при регрессии (по С. Зимову)

движения вносили только локальные коррективы в распределение мощностей синкриогенных отложений.

2. Отложения континентальных оледенений — изначально мерзлые морены с пластовыми льдами (см. IV.2), формировавшиеся в периферийной зоне ледниковых покровов (см. V.8), где температуры на подошве ледников были хотя и отрицательные, но более высокие, чем вне их. Здесь большая льдистость верхней части разреза криолитозоны может сочетаться с аномально малыми ее мощностями (Балобаев, 1986), являющимися результатом протаивания мерзлых толщ снизу, в период существования ледникового покрова, и сохранившимися в виде положительных аномалий в льдистых дисперсных отложениях Западной Сибири.

3. Морские, ледово- и ледниково-морские синхронно эпикриогенные породы, образовавшиеся при промерзании слаблитифицированных отложений и осадков при регрессии полярного бассейна. Для них характерны высокая льдистость, наличие

пластовых льдов, засоленность глинистых разновидностей. Накопление этих отложений происходило в бассейне при отсутствии многолетнемерзлых пород. Промерзание начиналось с момента выхода из-под уровня моря. Поэтому более молодые поверхности, сложенные такими отложениями, проморожены на меньшую глубину, чем более древние. Это обусловлено более коротким периодом их промерзания. В настоящее время поверхности морских террас (равнин) характеризуются нестационарным аградационным состоянием мерзлых толщ. Такие отложения и соответствующие им поверхности распространены на севере Западной Сибири, на Северо-Сибирской низменности, частично на Северо-Востоке европейской части России. В арктических районах Западно-Сибирской равнины наблюдается тенденция увеличения мощности криолитозоны от молодых морских террас к более древним, вплоть до третьей, установленная В. В. Баулиным, Г. И. Дубиковым, В. Т. Трофимовым и др. Напомним, что толщи рассматриваемых отложений и заключенные в них пластовые льды многие геологи трактуют как изначально мерзлые морены и захороненные ледниковые льды (см. IV.2). Канадские исследователи (Х. Френч, Р. Маккей, Д. Харрис и др.) указывают на существование в дельте Маккензи и на Канадских арктических островах как погребенных ледниковых, так и внутригрунтовых сегрегационных и инъекционных залежей льда. Они также видят доказательства трансформации внутригрунтовых льдов и вмещающих бассейновых отложений надвигавшимися на них ледниковыми покровами. Весьма вероятно именно такая ситуация в развитии ряда районов севера Западно-Сибирской низменности, Северо-Сибирской низменности и ряда других аккумулятивных равнин.

Рассмотренные типы высокольдистых отложений плейстоцена сохранились в северной геокриологической зоне, где они послужили основой развития термокарстовых озер и существенно разрушены ими. Залежи подземных льдов разного генезиса, формы и размеров распространены как с поверхности, так и залегают в разрезе плейстоценовых осадочных отложений на разных глубинах. Так, пластовые льды мощностью от первых метров до 20—40 м в разрезах Ямала, Гыдана, Приенисейской части Западной Сибири встречаются до глубины 200 м, а возможно, и более. В верхних 40—60 м они распространены чрезвычайно широко, сильно усложняя инженерно-геокриологические и экологические условия этих территорий. В южной геокриологической зоне и на южной периферии северной эти отложения подверглись практически повсеместному протаиванию с поверхности в период голоценового оптимума. На месте массивов подземных льдов образовались термокарстовые озера, породы подверглись протаиванию и таберированию (см. IV.5). Произошла посткриогенная инверсия рельефа. Таким образом, рельеф и криогенное строение верхней части разреза криолитозоны платформ, представляющих собой аккумулятивные рав-



нины, резко различаются в пределах южной протаявшей и северной сохранившейся в изначально мерзлом состоянии частях. Граница между ними имеет сложную конфигурацию и проходит севернее границы между южной и северной геокриологическими зонами. Она разделяет южные протаявшие, а затем вновь промерзшие в позднем голоцене мерзлые толщи, от северных непротаявших, сохранивших исходное криогенное строение и залежи подземных льдов.

Равнинный характер поверхности платформы обуславливает проявление на них широтной природной зональности, в том числе и геокриологической (см. II.3). Последняя проявлялась на аккумулятивных равнинах и в долинах рек криолитозоны на всех этапах их развития в позднем кайнозое. В силу этого на аккумулятивных поверхностях в коррелятивных им отложениях, особенно в аллювиальных толщах, запечатлены черты геокриологической зональности соответствующего этапа плиоцен-плейстоцена. В северной геокриологической зоне они зафиксированы в виде криогенного строения синкриогенных отложений, первичных полигонально-жильных структур (повторно-жильных льдов и изначально-грунтовых, песчано-ледяных и других видов жил), криотурбаций в СТС и других образований. Ярким примером низкотемпературных синкриогенных пород являются отложения «ледового комплекса» (см. IV.2), накопившиеся на этапе позднеплейстоценового криохрона. Помимо этого толщи оттаявших ранее высокольдистых отложений сохраняются в виде таберальных образований (см. IV.5), менее льдистых пород в форме таберированных отложений и следов криогенных явлений в них (псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и др.). Все эти отложения повторно эпигенетически мерзлые.

В южной геокриологической зоне геологические результаты проявления геокриологической зональности сохранились в таберированных отложениях соответствующего возраста в виде следов криогенного строения: псевдоморфоз по повторно-жильным льдам, изначально-грунтовых жил, криотурбаций и других образований. Часть этих отложений находится в многолетне-мерзлом состоянии (эпигенетически промороженном), другая — в талом.

В мощностях криолитозоны современная геокриологическая зональность на платформах проявляется только в пределах южной геокриологической зоны, и может быть прослежена на мерзлых толщах позднеголоценового возраста мощностью от первых метров до 100—150 м (VI.5).

Платообразный рельеф Сибирской платформы с глубокими ящикообразными врезами долин и отдельными горами способствует проявлению как геокриологической зональности, так и элементов геокриологической высотной поясности. Зональность характерна для геокриологических условий равной поверхности структурно-денудационного плато. В его пределах

осадконакопление носит локальный характер и представлено в основном маломощными болотными и делювиальными накоплениями. В днищах глубоко врезанных долин рек (Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгуски, Вилюя и др.) проявляется инверсионное распределение температур воздуха и пород. Температуры пород высоких пойм рек, террас, делювиальных шлейфов, особенно у подножия склонов, экспонированных на север, в целом на 1—2 °С ниже, чем на междуречьях. Например, именно к ним приурочена южная граница современных растущих повторно-жильных льдов в пылеватых оторфованных суглинках и супесях. Вместе с тем на междуречьях на той же широте образуются только изначальнo-грунтовые жилы.

Проявление высотной поясности в горных массивах различно. На большей части платформы, где зимой господствует антициклональный режим, горы высотой до 1000—1200 м практически входят в нижний пояс, где с высотой температура пород обычно не понижается. Горы Путорана, находящиеся под воздействием арктического воздушного переноса, имеют геокриологическую поясность морского типа. Температура пород у подножия на высотах 200—500 м варьирует от +1 до —5 °С, а в привершинной части на высоте около 2000 м она снижается, судя по результатам расчетов, до —14 ... —15 °С (Фотиев и др., 1974). При этом понижение температур пород с высотой составляет 0,5—0,7° на 100 м. На юго-востоке Сибирской платформы находятся горы, образовавшиеся в результате новейшей активизации Алданского кристаллического щита и блокового воздымания его центральной части. Здесь проявляется высотная поясность континентального типа (см. П.3).

### VI.3. КРИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАТФОРМ

В гидрогеологическом отношении платформы представляют собой обширные (надпорядковые) артезианские платформенные области. Они включают в себя артезианские области (АО) и гидрогеологические массивы (ГМ) платформенного типа. В пределах мерзлой зоны частично или полностью расположены следующие гидрогеологические платформенные области: Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская, а также Индигиро-Колымский артезианский бассейн. Эти области состоят из крупных платформенных артезианских бассейнов (АБ) первого порядка, в которые включаются артезианские бассейны предгорных прогибов. Ярусность осадочного чехла платформ обуславливает ярусность гидрогеологического разреза артезианских структур. Существенно, что структурные особенности разных ярусов неодинаковы, границы структур в них не совпадают. Нечеткими являются и контуры антиклинальных поднятий, разделяющих бассейны. Между со-

седними АБ существует гидравлическая связь, поэтому границы между ними условны.

Гидрогеологические массивы платформенного типа различаются размерами. Структурами первого порядка являются Анабарский и Алданский ГМ Восточно-Сибирской сложной артезианской области. В последнюю входят и меньшие по размерам ГМ: Северо-Енисейский, Хантайский, Курейко-Сухотунгусский, приуроченные к ее западной границе. При отсутствии мерзлых толщ — криогенных водоупоров или при их островном и прерывистом распространении ГМ платформ являются внутренними областями питания АБ. Гипсометрически они обычно приподняты над поверхностью последних, что обеспечивает совпадение подземного и поверхностного стока, глубокую промытость их гидрогеологического разреза и присутствие преимущественно пресных подземных вод. Такую роль выполняют ГМ Восточно-Сибирской артезианской области в отношении сопредельных АБ. Исключение составляет Анабарский массив, промороженный в настоящее время до глубины около 1000 м, в пределах которого отсутствуют несквозные водоносные талики.

Внутренними областями питания вод АБ платформ являются площади выходов на поверхность пород водоносных горизонтов и комплексов. Внешними областями питания служат обрамляющие горные сооружения. В силу этого наличие или отсутствие мерзлых толщ, их сплошность, характер и местоположение таликов во внутренних и внешних областях питания играют большую роль в современных криогидрогеологических условиях артезианских платформенных областей и строении их криолитозоны.

Гидрогеохимическая вертикальная зональность является характерной особенностью АБ платформенного типа, влияющей на строение криолитозоны в разрезе. В вертикальном разрезе бассейнов выделяются следующие гидрогеохимические зоны: 1) пресных вод с минерализацией до 1 г/л преимущественно гидрокарбонатных кальциевых и натриевых; 2) солоноватых вод (1—10 г/л) переменного и сложного катионного и анионного состава, для которых характерно наличие сульфат-иона; 3) соленых вод (более 10 г/л); 4) рассолов (более 50 г/л). Для последних характерно преобладание хлоридных вод, натриевых и калиевых, а для глубоких частей структур — кальциевых и магниевых.

Мощности вертикальных гидрогеохимических зон неодинаковы в АБ молодых и древних платформ, сложенных к тому же породами разного генезиса и состава. Минимальная мощность 150—200 м верхней зоны пресных вод характерна для Тунгусского, Лено-Ангарского, Котуйского и Оленекского АБ Восточно-Сибирской артезианской области. Для них же характерна наибольшая мощность зоны соленых вод и рассолов, верхняя поверхность которой залегает на глубине 250—300 м от поверхности плато и до 50—100 м в днищах долин рек. Про-

стирается эта зона до фундамента, составляя несколько километров. Зона солоноватых вод прерывиста по мощности и по латерали. Она достигает максимальных величин (100—150 м) под междуречьями, выклиниваясь к долинам рек.

Наибольшие мощности зоны пресных вод составляют в Якутском АБ (400—500 м) и в Западно-Сибирской артезианской области. Исключение составляет находящийся на ее севере Карский АБ, территория которого затопливалась в позднем кайнозое водами морских трансгрессий Полярного бассейна. Засоленность отложений глинистого состава, наличие солоноватых и соленых вод в водоносных коллекторах — характерная черта гидрогеологических структур равнинных территорий, открытых в сторону Северного Ледовитого океана.

Мощность зоны пресных вод возрастает с приближением к областям питания АБ платформ, как внешним, так и внутренним, т. е. соответственно к горному обрамлению и платформенным ГМ. Она сокращается в центральных частях бассейнов. Связано это с уменьшением интенсивности водообмена от периферии к центру артезианских структур. Так, наибольшие зоны пресных вод в Якутском АБ характерны для Алданского крыла, где питание и сток осуществляются с Алданского ГМ прерывистого неглубокого промерзания. Северное, Анабарское, крыло Якутского АБ, как и сам Анабарский массив, глубоко проморожены. И тем не менее пресные трещинные льды в разрезе чехла встречаются до глубины 400—500 м. Это свидетельствует о былом активном водообмене, происходившем до начала сплошного глубокого промерзания этих структур. На этом этапе воды, стекавшие со стороны массива, промыли засоленные палеозойские породы, слагающие чехол платформы. Для этих пород в сопредельных частях бассейна характерно не только наличие соленых вод, но и прослоев галита, сильвенита, гипса и ангидрита.

Многолетний криогенез, т. е. глубокое охлаждение и промерзание пород осадочно-вулканогенного чехла, содержащих воды различной солености и состава, ведет к следующим криогидрогеологическим последствиям. Породы зоны пресных вод промерзают, образуя различное криогенное строение пород в массивах, о котором сказано ниже. При этом промерзание гидрокарбонатных кальциевых вод сопровождается выпадением из раствора  $\text{CaCO}_3$ , опреснением льда и *кальцитизацией* пород. Породы зоны солоноватых вод и верхней части подзоны соленых в зависимости от концентрации и состава солей, а также глубины охлаждения также преобразуется криогенезом. Общим является промерзание части гравитационных вод и переход их в опресненный лед при сохранении в растворе большей части солей и увеличении его минерализации. Этот процесс называется *криогенным концентрированием*. В результате его в слоистых толщах пород артезианского чехла возникают линзы соленых вод, окруженные опресненным текстурообразующим льдом

в трещинах, кавернах и порах пород. При промерзании отрицательно температурные воды в линзах приобретают криогенный напор. В результате они частично отжимаются в другие межмерзлотные и подмерзлотные коллекторы. При понижении пластовых температур до  $-8^{\circ}\text{C}$  происходит выпадение в осадок мирабилита ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) и *сульфатизация* пород. Наличие этого минерала на стенках трещин свидетельствует о понижении температуры на соответствующих глубинах до указанного выше значения. Повышение пластовой температуры приводит к растворению соленой водой опресненного текстурообразующего льда и к падению напора в межмерзлотных или внутримерзлотных линзах. Оттаивание подземных льдов в толще пород сопровождается появлением опресненных вод — *криогенным опреснением*, а также положительных гидрогеохимических аномалий на месте линз и подмерзлотных слоев, содержащих криопэги. Охлаждение сильно соленых вод и рассолов в разрезе АБ обычно не ведет к гидрогеохимическим криогенным преобразованиям.

Многолетний криогенез чехла АБ приводит к формированию различных типов разрезов криолитозоны, названных С. М. Фотиевым (1976) «криогенными толщами».

При криогенезе пород зоны пресных вод образуются одноярусные мерзлые толщи пород. Верхнеголоценовые толщи (мощностью до 100—150 м) южной геокриологической зоны всегда одноярусны. При мощности криолитозоны 300—400 м ниже ММП обычно существует ярус (горизонт или слой) охлажденных пород с отрицательно температурными (близкими к  $0^{\circ}\text{C}$ ) водами. Их повышенная минерализация — результат промерзания и криогенного концентрирования солоноватых или слабосоленых вод. В толще, содержавшей такие воды, возможно сочетание линз меж- и внутримерзлых вод с ММП. При мощностях криолитозоны от 300—400 до 1500 м присутствуют три яруса: верхний — ярус ММП, промежуточный — мерзлых пород с линзами криопэгов и нижний — охлажденных пород с криопэгами.

В чехле АБ платформенного типа нижний ярус состоит, как правило, из водоупорных горизонтов «морозных» пород, представленных массивными известняками, галитом, ангидритом и гипсом, алевролитами и сланцами, и горизонтов водоносных пород с криопэгами. Это кавернозные известняки, мергели, песчаники и трещиноватые изверженные породы. В кайнозойских отложениях роль немерзлых отрицательно температурных горизонтов выполняют глины, засоленные пылеватые суглинки и супеси, а водоносных — галечники, пески, слабосцементированные песчаники и конгломераты.

Таким образом, в пределах артезианских областей платформ в северной геокриологической зоне, где мощности криолитозоны колеблются от 300 до 1500 м, в вертикальном строении ее разреза присутствуют все три яруса, причем нижний ярус ох-

лажденных пород и вод (криопэггов) может даже превалировать. Его мощность на севере Восточно-Сибирской артезианской области достигает 1000—1200 м.

Для артезианских областей и артезианских платформенных бассейнов характерным является сокращение мощности яруса мерзлых пород и увеличение яруса охлажденных, во-первых, от их горного обрамления (внешних областей питания) к центральным частям, во-вторых, к северной периферии структур, открытых в сторону Полярного бассейна. В строении криолитозоны наследуются черты исходной вертикальной гидрогеохимической зональности этих структур.

Питание, сток и разгрузка подземных вод артезианских областей платформ, преобразованных криогенезом, различны в верхней зоне грунтовых вод и в артезианских водах. Распространение, глубина залегания и сток грунтовых вод зависят от особенностей рельефа и зонально меняются. Их питание везде происходит за счет атмосферных и поверхностных вод ручьев и озер. В зоне островных и прерывистых ММП, где широко распространены дождевально-радиационные талики на поверхности и склонах междуречий и в днищах долин, питание происходит на повышенных участках, а сток идет в сторону долин ручьев и рек. При равнинном рельефе зеркало грунтовых вод в таликах повсеместно залегает близко к поверхности. Это обуславливает важнейшую криогенную особенность пород чехла — полную льдонасыщенность в многолетнемерзлом состоянии.

В северной геокриологической зоне платформ, где отсутствуют радиационно-тепловые талики, грунтовые воды локализуются в подозерных и подрусловых таликах. Обычно для таких таликов характерна совершенная гидравлическая связь грунтовых и поверхностных вод. При равнинном рельефе в подрусловых таликах уровень грунтовых вод даже зимой близок к поверхности, хотя сток замедляется. Поверхностный сток сохраняется только в крупных и средних реках. В подрусловые талики часто происходит разгрузка артезианских вод, сильно влияющих на состав грунтовых вод в аллювии, особенно зимой.

При наличии рельефа плато и плоскогорий с глубоковрезанными долинами рек, высокими уступами террас уровень грунтовых вод в прибортовой (придолинной) части имеет форму депрессионной поверхности, повышающейся от бровки к водоразделу. В результате массивы хорошо проницаемых пород в прибортовой части террас и придолинных частей плато оказываются дренированными. При их многолетнем промерзании они сохраняют в мерзлом состоянии открытую пустотность (трещиноватость, пористость, кавернозность); для них характерны льдистость меньшая, чем открытая пустотность, и неполно выраженные криогенные текстуры (рис. VI.2). В таких массивах ММП, сложенных кавернозными раскарстованными известня-

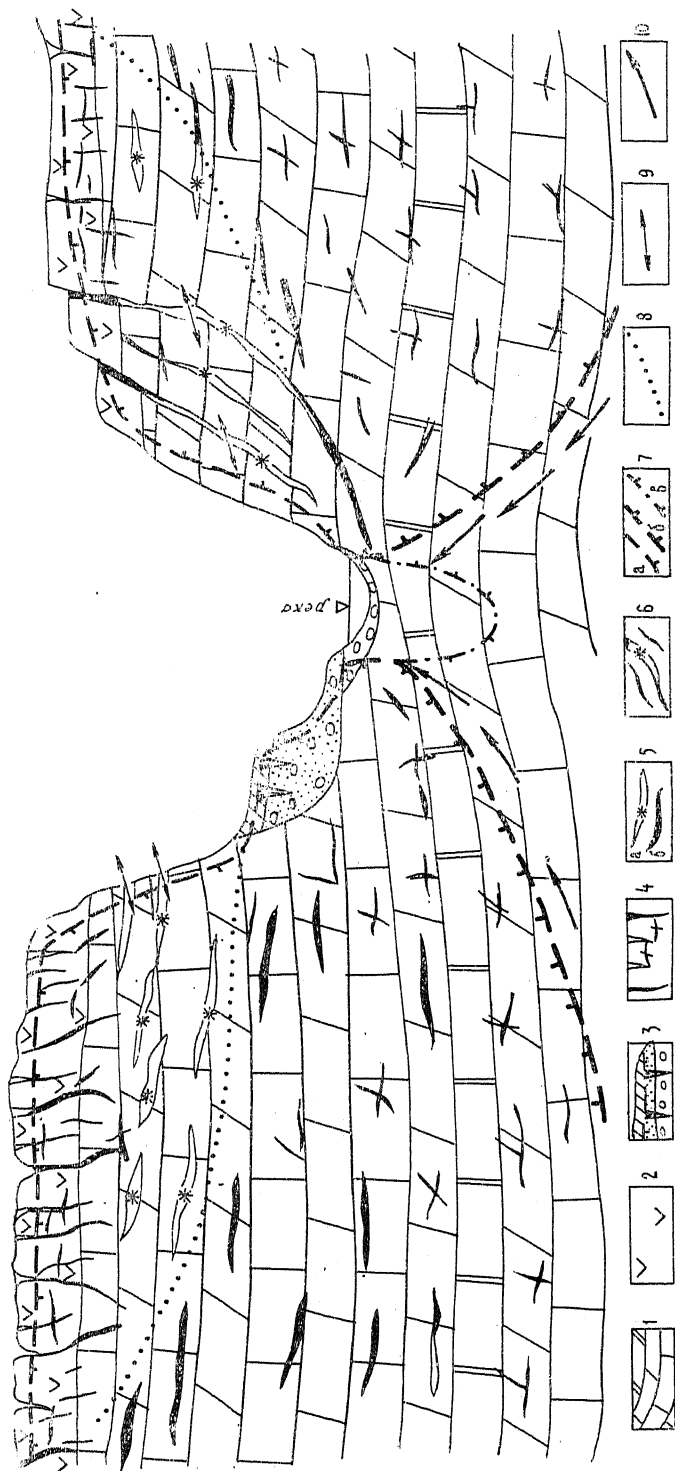


Рис. VI.2. Схема строения придольной части массива ММП в чехле Сибирской платформы (южная часть северной геокриологической зоны):

1 — переслаивание известняков, мергелей и доломитов; 2 — траппы; 3 — аллювиальные отложения (галечники, пески, супеси с вторично-жильными льдами); 4 — трещиноватость пород зоны экзогенной трещиноватости в мерзлом состоянии с полно выражеными трещинными криотекстурами; 5 — карстовые пустоты с неполно выраженными (а) и полно выраженными (б) криотекстурами; 6 — трещинны отрыва в оползнях «ангарского» типа с неполным заполнением льдом; 7 — границы ММП (а) и подошвы СТС (б), охлажденных пород (с); 8 — граница дренированной части массива; 9 — воздухообмен с мерзлой частью массива; 10 — направление движения криогалльных вод

ками, мергелями, трещиноватыми диабазами, галечниками и промытыми песками, возможны воздухообмен, возгонка и образование «сублимационного» льда. Эти массивы проницаемы для соленых вод и рассолов. Эта особенность имеет большое значение при строительстве гидротехнических сооружений. Пустоты трудно обнаружить при изысканиях и изучать обычными методами, которыми исследуется проницаемость пород. Поэтому в долинах рек и ручьев опасным является возникновение обходной фильтрации вокруг плотин и дамб, построенных с мерзлым ядром и примыкающих к ММП бортов.

При разведочном бурении и эксплуатации открытых карьеров и шахт, достигших горизонтов и трещиноватых зон с криопегами, производится откачка для понижения их уровня. Утилизация, складирование и захоронение этих вод, отрицательно влияющих на природную среду, обычно являются сложной и дорогой проблемой. Попытки создать на севере Сибирской платформы около водопонижающих скважин пруды-накопители часто приводят к неудаче — невозможности удержать в них рассолы. Эти рассолы проникают в массив ММП с неполным заполнением пустот льдом, используя последние как пути просачивания, постепенно растворяя лед, инфильтруются и уходят из накопителя, разгружаясь в днищах долин. Они поступают в открытые водотоки, засоляя их и делая непригодными для обитания.

Питание артезианских вод осуществляется как внутри рассматриваемых структур, на непромороженных площадях или на юге АБ, где мерзлота отсутствует, на щитах и других выступах складчатого основания, так и вне их пределов, на территории их горного обрамления. Воды из внешних областей переливаются в бассейн по системам потоков подземных и поверхностных вод. В зоне перелива в некоторых АБ происходит образование наледей за счет вод, выходящих на поверхность при уменьшении проницаемости пород и гидравлических уклонов, при сужении подземных потоков по сравнению с горно-складчатými областями. На южной периферии Яно-Колымского АБ известны огромные древние наледные поляны, свидетельствующие об активном наледообразовании в прошлом, при скромных размерах современных наледей. В северной геокриологической зоне питание артезианских вод практически не происходит из-за гипсометрически низкого положения уровня вод в подрусловых таликах крупных рек и отсутствия сквозных таликов под малыми реками.

Сток артезианских вод осуществляется только в верхних ярусах чехла и происходит очень медленно. Чаще всего он сосредоточен вдоль основных дрен — крупных водных артерий, таких как Обь и Енисей в Западно-Сибирской артезианской области, Вилюй, Алдан и Лена в Якутском АБ. В гидрогенные подрусловые талики этих рек осуществляется и разгрузка артезианских вод. На территории Восточно-Сибирской артезиан-



ской области, где широко представлены рассолы, их разгрузка в подрусловые талики рек Вилюя, Олекмы, Лены и их притоков создает мощные гидрогеохимические аномалии в грунтовом и поверхностном потоках вод. Особенно сильно повышается соленость этих вод в зимнее время, когда поверхностное питание отсутствует. В днище Лены, в верхнем ее течении, ниже мест выхода соленых вод в аллювии зимой вода не пригодна для питья. А в небольших притоках этой реки вода даже в летнюю межень имеет соленость более 10 г/л. Известна и субэральная напорная разгрузка отрицательно температурных рассолов по разрывным зонам в днищах малых рек и логов.

На севере Западно-Сибирской плиты в новейших структурах поднятий, в ядрах которых выходят слабосцементированные кремнисто-глинистые породы палеогена, существуют следы разгрузки в виде крупных гидролакколитов, достигающих высоты 25—30 и диаметра 250—400 м. Сульфатно-натриевый состав льда ядер гидролакколитов, наличие в них йода и брома свидетельствуют о глубинном происхождении вод, создавших эти образования, многие из которых находятся в состоянии разрушения (Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты, 1986). Помимо разгрузки на континенте происходит и субмаринная разгрузка артезианских вод на арктическом шельфе, изученная слабо.

Аномально низкие давления артезианских подмерзлотных вод являются характерной особенностью ряда АБ платформ, обусловленной их криогенезом. Наиболее ярко эта особенность проявляется в Якутском АБ. Здесь в водоносных комплексах нижней юры, верхней юры и нижнего мела воды обладают аномально низкими пластовыми давлениями. Пьезометрические уровни пресных подмерзлотных вод устанавливаются в скважинах не только ниже уровня воды в Лене, но и ниже уровня Мирового океана. Водоносные горизонты изолированы от поверхности мерзлой толщей мощностью 250 м и более. Области их возможного питания полностью заморожены; снизу они подстилаются мощной толщей пород преимущественно глинистого состава. Ниже залегают карбонатные породы кембрия, содержащие артезианские воды с нормальными напорами. Мерзлые толщи локально прерваны таликами под термокарстовыми озерами и руслом Лены. В их вертикальном разрезе преобладают глинистые породы, в которых установлено слабое нисходящее движение воды. Это, в частности, обуславливает глубокое проникновение температурных колебаний ниже днища озер в донные илистые осадки, обладающие низкой температуроводностью. Вблизи таликов дефицит напоров артезианских вод ниже, чем на удалении от них. Все это свидетельствует о пополнении артезианских вод за счет поверхностных источников и нестационарном состоянии системы.

По данным В. Т. Балобаева (1991), мерзлые толщи этого региона нестационарны и протаивают снизу. Верхнемеловые от-

ложения плотностью 1,6—1,9 г/см<sup>3</sup> и влажностью 15—23% протаивают со скоростью 1 см в год, а плотностью 2,0—2,5 г/см<sup>3</sup> и влажностью 5—13% — на 1,2 см в год. При таком протаивании за счет перехода подземного льда в воду на площади 1 км<sup>2</sup> освобождается соответственно 350 и 260 м<sup>3</sup> объема. Для всей площади АБ, где идет протаивание снизу и существуют дефициты напора, ежегодно освобождается примерно 30 млн м<sup>3</sup> объема. Последнее служит причиной понижения пластовых давлений артезианских вод в достаточно изолированных подмерзлотных горизонтах. В разных частях структуры дефицит неодинаков. Пьезометрический уровень воды наиболее низкую абсолютную отметку имеет в Намской опорной скважине (—134,4 м), находящейся в центре структуры; к ее периферии он повышается. Различие дефицита давлений объясняется неодинаковой скоростью оттаивания в разных частях структуры, обусловленной различием тепловых потоков. С. М. Фотиев показал, что наиболее низкие уровни свойственны тем частям структуры, где в подмерзлотном горизонте существуют наибольшие градиенты температур и  $q_{вз}$ . Таким образом, в рассматриваемых подмерзлотных горизонтах происходят разнонаправленные процессы: с одной стороны, деградация ММП, освобождение объема, способствующие падению давления; с другой — идет просачивание влаги через талики сверху и, видимо, медленная фильтрация снизу через подстилающий литологический водоупор. При этом поступление воды в изолированные промерзанием артезианские слои на настоящем этапе меньше, чем свободный объем, образующийся при деградации мерзлых толщ.

История образования «закрытого» многолетним промерзанием АБ выглядит следующим образом. На первом этапе происходит формирование мерзлых толщ на площади бассейна, их сплошность и мощность возрастают к северу. При этом в области питания, имеющей внутрискрутурное положение, сохраняются сквозные инфильтрационные талики (рис. VI.3, А).

Второй этап характеризуется аградацией мерзлоты, в том числе промерзанием инфильтрационных таликов на юге, прекращением питания и созданием криогенного напора. Возникновение последнего является причиной продолжающейся и даже интенсифицирующейся разгрузки подземных вод через напорно-фильтрационные талики в северных районах с очень суровым температурным режимом и аградирующими мерзлыми толщами. Большие расходы воды, разгружающейся через напорно-фильтрационные талики и наледи, приуроченные к выходам вод на поверхность, препятствуют промерзанию таликов. Увеличение мощности мерзлых толщ в пределах бывшей области питания составляло сантиметры в год, т. е. происходило достаточно медленно. В результате значительная часть подземных вод успевала выливаться из пластов на поверхность по таликам (рис. VI.3, Б).

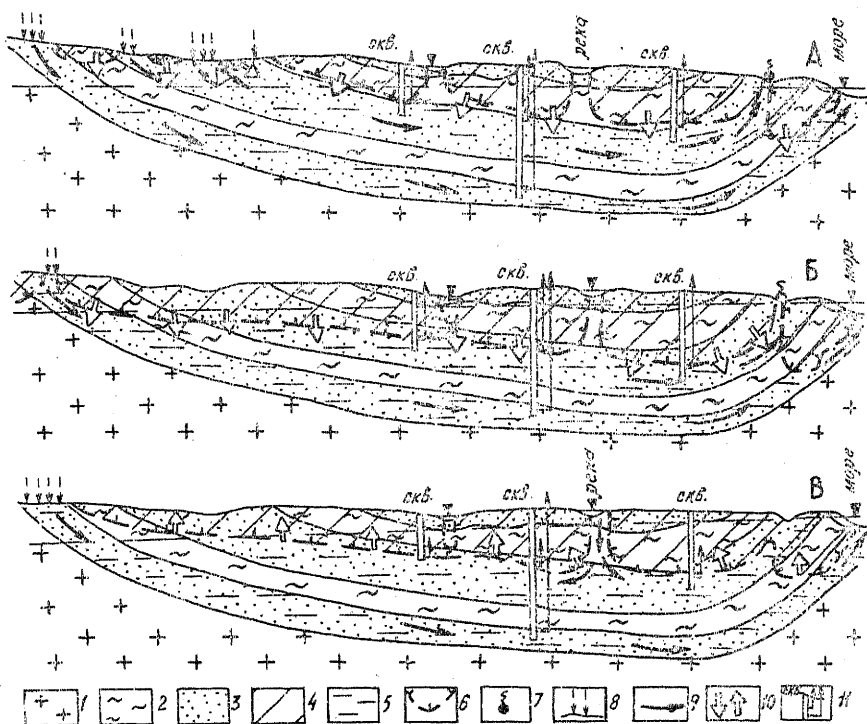


Рис. VI.3. Схема формирования anomalно низкого пластового давления в артезианском водоносном горизонте вследствие динамики мерзлых толщ: 1 — породы кристаллического фундамента; 2 — литологические водоупоры; 3 — хорошо проницаемые в талом состоянии породы; 4 — многолетнемерзлые породы; 5 — обводненные породы; 6 — граница многолетнемерзлых пород; 7 — восходящие источники; 8 — очаги питания подземных вод; 9 — направление движения подземных вод; 10 — направление движения границы ММП; 11 — скважина, стрелками показан появившийся и установившийся уровень подземных вод

Третий этап связан с потеплением климата и началом деградации мерзлых толщ, особенно с уменьшением их мощности за счет оттаивания снизу (рис. VI.3, B). С началом протаивания сплошных мерзлых толщ снизу, мощность которых даже на юге составляла 200—400 м, а подошва находилась ниже уровня моря, криогенное давление стало уменьшаться и, наконец, исчезло. Прекратилась напорная разгрузка артезианских вод; напорно-фильтрационные талики, существовавшие на севере еще в суровых геокриологических условиях, перемерзли, как бы запечатав артезианские водоносные пласты. Продолжающаяся деградация мерзлых толщ снизу привела к образованию свободных объемов, дефицитов напоров в водоносных слоях, к подтягиванию в них влаги через слабопроницаемые породы таликов и подстилающие пласты, т. е. к современному состоянию системы.

Водоносный комплекс пород кембрия, воды которого обладают нормальными пластовыми давлениями, имеет область питания на Алданском склоне Якутского АБ, где широко развит карст, что в геокриологических условиях, существенно более суровых, чем в настоящее время, обеспечивает сохранение инфлюационных таликов под реками и питание подземных вод.

Аномально низкое пластовое давление в артезианских водоносных горизонтах встречается и в других бассейнах северной геокриологической зоны. Например, по данным А. И. Косолапова, в Хатангском АБ дефициты давлений в пермском водоносном комплексе достигают 8,11 МПа. Такое сильное падение напоров связано, видимо, с происходящей в настоящее время деградацией мерзлых толщ в местах выхода пород перми на поверхность шельфа под уровнем моря Лаптевых (см. VIII.1).

#### **VI.4. ЗОНА ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПЛАТФОРМ МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ**

Газы подземной гидросферы платформ являются важным фактором в формировании их геокриологических условий. Взаимодействуя с подземными водами, природные газы при охлаждении литосферы образуют гидраты (см. VI.6). В вертикальном разрезе чехла платформ в северных широтах существует термобарическая область — зона гидратообразования (ЗГО), где газы находятся в гидратной форме. Криолитозона платформ и ЗГО сочетаются и взаимодействуют между собой при длительных климатических изменениях, вызывая возникновение ряда геологических эффектов. Среди них важным является концентрация газов в ЗГО. Большинство рассмотренных выше АБ представляют собой нефтегазоносные структуры, в недрах которых сосредоточены скопления природных газов метанового ряда. Кроме того, в водах растворены азот, кислород и другие газы. По термобарическим условиям северные части Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской артезианских (и нефтегазоносных) областей должны содержать природные газы в форме гидратов (см. VI.6). Поэтому в вертикальном разрезе этих структур криолитозона сочетается с ЗГО.

По анализам геотермических условий, мощностей ММП, вертикальной гидрогеохимической зональности, особенностей состава, свойств и распределения газов Н. В. Черским, В. П. Царевым и С. П. Никитиным (1983) проведена оценка глубин залегания подошвы ЗГО и ее мощностей для Тимано-Печорской провинции Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

В Тимано-Печорской провинции южная граница распространения ЗГО примерно совпадает с границей мощных, в том чис-

ле и реликтовых, мерзлых толщ, установленных в этом регионе Н. Г. Оберманом, Н. Б. Какуновым и другими в начале 70-х годов (рис. VI.4). Для подземных вод этой структуры ха-

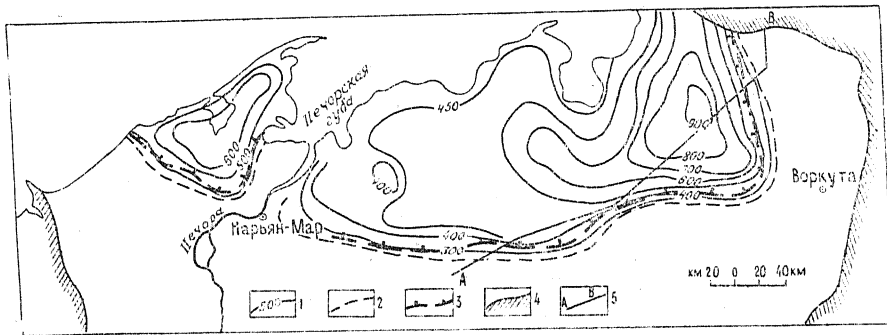


Рис. VI.4. Схема глубин залегания подошвы ЗГО Тимано-Печорской провинции:

1 — изогипсы подошвы ЗГО (м); границы 2 — распространения ЗГО; 3 — сплошного распространения многолетнемерзлых пород; 4 — складчатого обрамления провинции; 5 — линия геологического профиля (по Н. В. Черскому, В. П. Цареву, С. П. Никитину, 1983)

рактерна относительно невысокая минерализация, незначительно повышающая температуру гидратообразования. Подошва ЗГО находится на глубинах от 300 до 1030 м, и ее максимальная мощность составляет 700 м, причем наибольшему погружению подошвы соответствует наиболее близкое к поверхности залегание кровли (рис. VI.5). ЗГО отсутствует вдоль долины Печоры и в Печорском бассейне, примыкающем к Уралу.

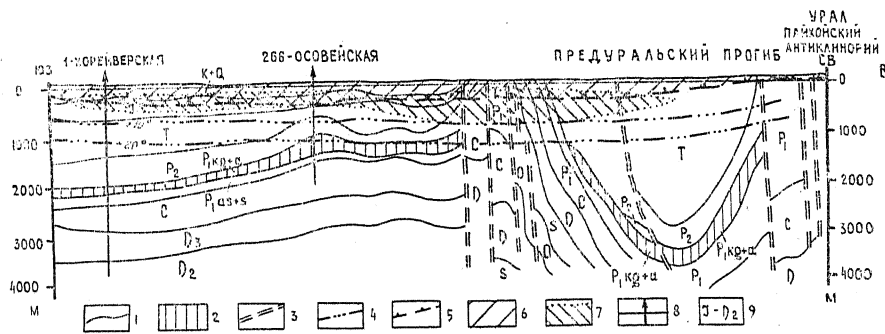


Рис. VI.5. Геологический профиль Тимано-Печорской провинции по линии А—В (расположение профиля см. на рис. VI.4) (по материалам Ухтинского ТГУ): 1 — стратиграфические границы; 2 — нижнепермская (кунгуро-артинская) покровка; 3 — тектонические нарушения; 4 — изотермы осадочного чехла (°С); 5 — нижняя граница многолетнемерзлых пород; 6 — многолетнемерзлая толща; 7 — зона гидратообразования; 8 — площади бурения; 9 — индексы стратиграфических подразделений (по Н. В. Черскому, В. П. Цареву, С. П. Никитину, 1983)

В пределах Западно-Сибирской плиты ЗГО охватывает осевую часть структуры, но отсутствует в западной приуральской провинции и в узкой полосе вдоль долины Енисея (рис. VI.6).

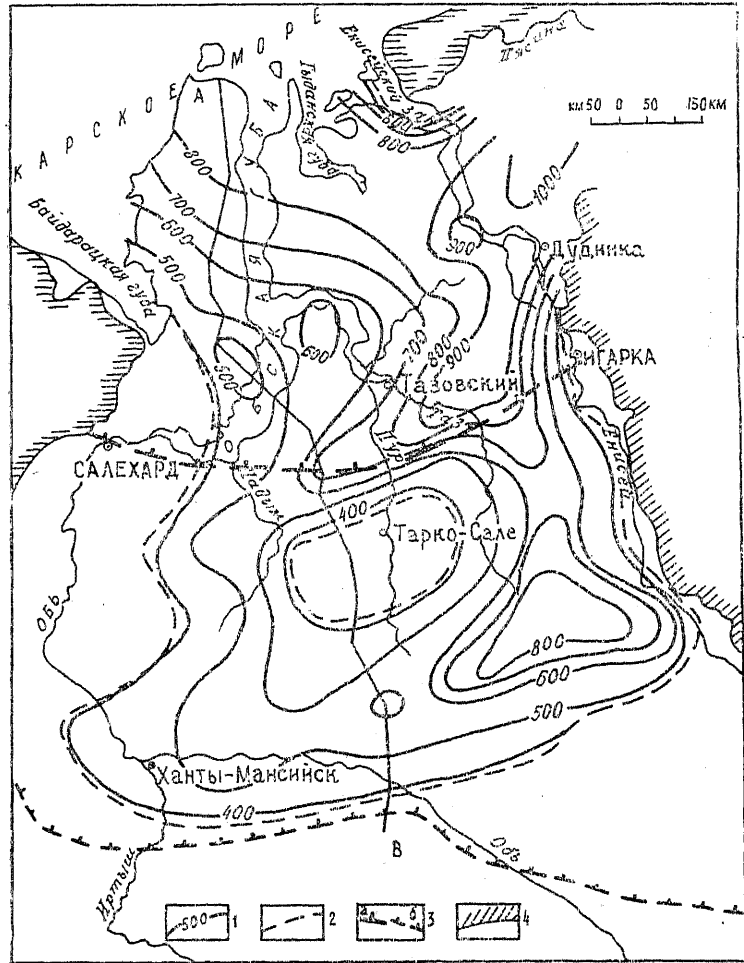


Рис. VI.6. Схема глубины залегания подошвы ЗГО Западно-Сибирской плиты:  
 1 — глубины подошвы ЗГО (м); 2 — границы распространения ЗГО; 3 — границы распространения многолетнемерзлых пород (а — сплошного, б — прерывистого и островного); 4 — границы складчатого обрамления плиты. А-В — линия геологического профиля (по Н. В. Черскому, В. П. Цареву, С. П. Никитину, 1983)

Для приуральской части характерны высокие  $q_{вз}$  и большие градиенты температур. Это приводит к сокращению мощностей

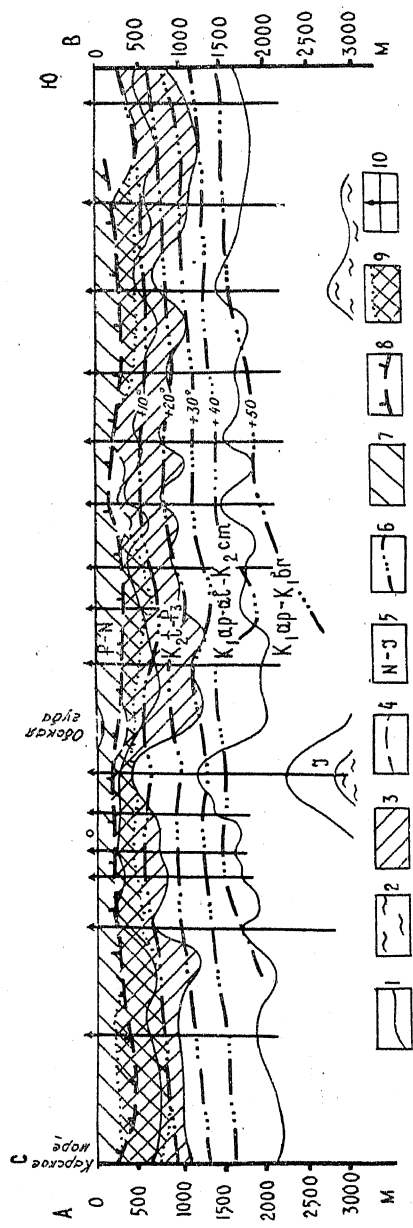


Рис. VI.7. Геологический профиль Западно-Сибирской плиты по линии А—В (расположение профиля на рис. VI.6) (по материалам Главтюменгеологии):  
 1 — стратиграфические границы; 2 — складчатый фундамент; 3 — турон-нижнеолигоценовая глинистая толща; 4 — кровля турон-олигоценовой глинистой толщи 5 — индекс стратиграфических подразделений; 6 — изотермы осадочного чехла, °С; 7 — турон-нижнеолигоценовая глинистая толща; 8 — подшоша многолетнемерзлой толщи; 9 — зона гидратообразования; 10 — площадь глубокого бурения (по Н. В. Черскому, В. П. Цареву, С. П. Никитину, 1983)

ММП и отсутствию условий для гидратообразования в недрах. Наибольших значений мощность ЗГО достигает в северной, северо-восточной и восточной частях плиты, для которых характерны наименьшие значения  $q_{вз}$ ,  $g$  и максимальные мощности криолитозоны (до 500—700 м). Глубина залегания подошвы ЗГО достигает здесь 800—900 м, а в прилегающей части Хатанго-Пясинского прогиба — 1000 м.

Характерной особенностью ЗГО Западно-Сибирской плиты является ее связь с палеогеокриологическими условиями позднего плейстоцена, когда сформировалась огромная по площади мощная мерзлая зона. Ее реликты распространены не только в современной южной геокриологической зоне в виде нижнего реликтового горизонта двуслойных мерзлых толщ, но и за ее пределами. Реликтовая ЗГО находится даже южнее границы реликтовых мерзлых толщ (рис. VI.7). В Тимано-Печорской провинции и на Западно-Сибирской плите нижняя граница ЗГО проходит ниже подошвы криолитозоны. При этом нулевая геозотерма находится ниже подошвы ММП на юге на несколько десятков метров, а на севере — на 200—300 м и более.

На Сибирской платформе условия образования и особенности распространения ЗГО своеобразны. Для этой платформы свойственны весьма низкие теплопотоки и очень небольшие геотермические градиенты (см. V.3), низкие пластовые температуры на больших глубинах, что является условием, благоприятствующим формированию мощной ЗГО. Вместе с тем для этой артезианской области характерны малая мощность зоны пресных вод и близкое залегание к поверхности тяжелых, предельно насыщенных хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциевых рассолов, существенно понижающих пластовые температуры, при которых газы переходят в гидратную форму. В результате ингибирующего действия таких рассолов мощность ЗГО сокращена, а ее подошва залегает как ниже, так и выше нижней границы криолитозоны (нулевой геозотермы). При этом максимальные мощности ЗГО прогнозируются не там, где известна наибольшая мощность криолитозоны (1470 м), т. е. на Анабарском крыле Вилюйской синеклизы, а в Тунгусской синеклизе (рис. VI.8). Здесь соленость артезианских вод в целом ниже, и возможная глубина залегания подошвы ЗГО может достигать 2000 м при мощности криолитозоны 600—800 м.

Характерной особенностью Сибирской платформы является наличие щитов и выступов докембрийского кристаллического фундамента, в пределах которых ЗГО прерывается (рис. VI.9). Южная граница ЗГО находится севернее южной границы сплошных мерзлых толщ. В гидрогеохимическом вертикальном профиле западной части Якутского АБ, для которого в целом характерны мощные зоны пресных, солоноватых и слабосоленых вод в интервалах глубин от 1100—1300 до 1700—1900 м, Р. С. Кононовой установлены положительные гидрогеохимические аномалии. Ранее они объяснялись криогенной метаморфи-



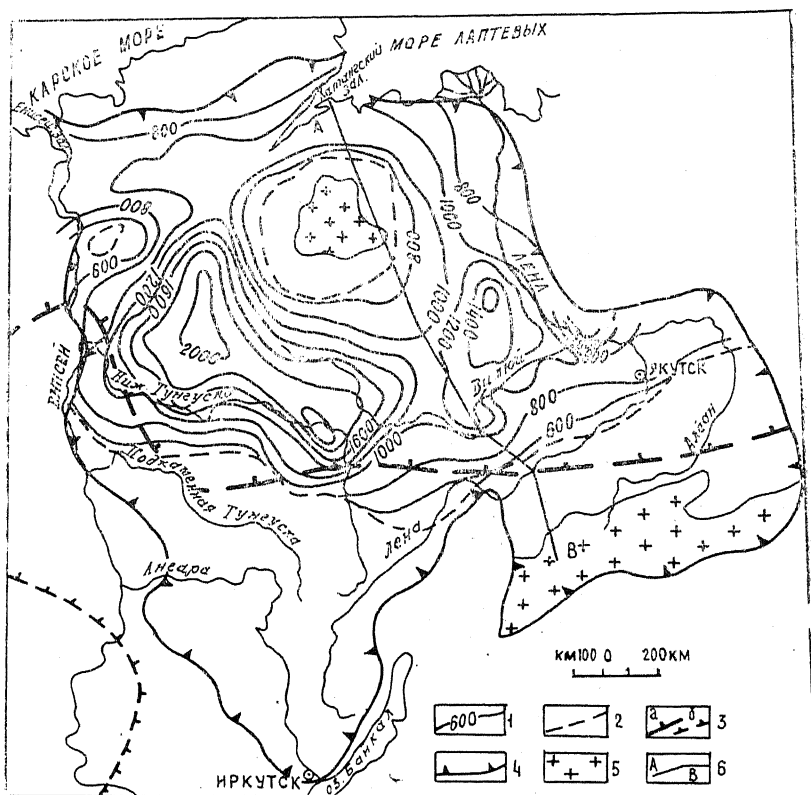


Рис. VI.8. Схема глубин залегания подошвы ЗГО Сибирской платформы:  
 1 — изогипсы относительных глубин залегания подошвы ЗГО (м);  
 2 — границы распространения ЗГО; 3 — границы распространения многолетнемерзлых пород (а — сплошного, б — прерывистого и островного); 4 — границы Восточно-Сибирской платформы; 5 — выходы на дневную поверхность докембрийских пород фундамента; 6 — линия геологического профиля (по Н. В. Черскому, В. П. Цареву, С. П. Никитину, 1983)

зацией вод при глубоком промерзании этой структуры в климатический минимум позднего плейстоцена. Однако даже при современных мощностях мерзлоты до 400—600 м увеличение ее мощности невозможно более чем вдвое. Вместе с тем образование ЗГО с нижней границей на этих глубинах по палеогеокриологическим реконструкциям термобарических условий вполне реально. Вероятно, что образование гидратов газов, при котором молекулами газа связывается вода, а в растворе остаются соли, происходит газогидратное концентрирование. При этом тяжелые высокоминерализованные растворы постепенно просачиваются вниз. В результате ниже гидратной залежи образу-

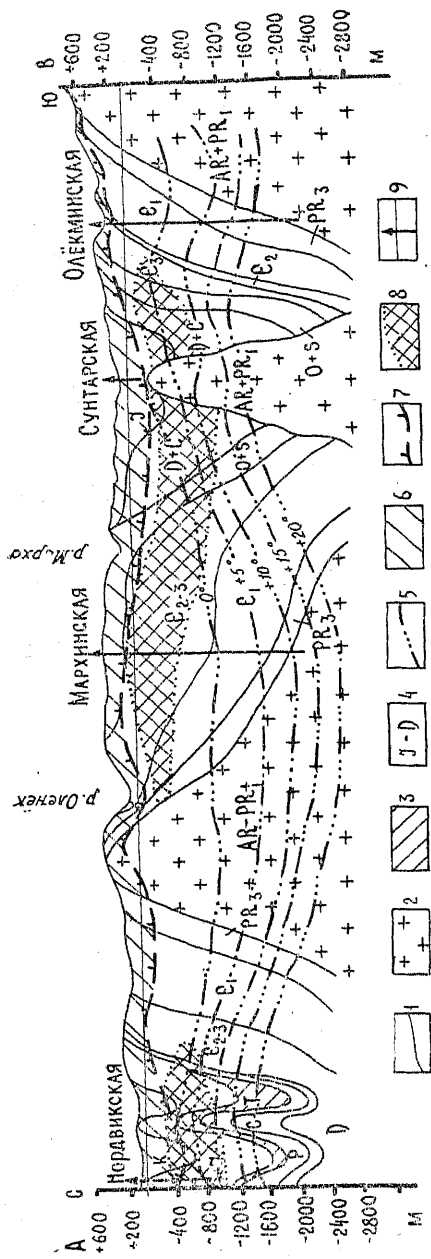


Рис. VI.9. Геологический профиль Восточно-Сибирской платформы по линии А—В (расположение профиля на рис. VI.8) (по материалам объединения Леннефтегаеология):  
 1 — стратиграфические границы; 2 — кристаллические докембрийские породы фундамента; 3 — региональные покровы; 4 — индексы стратиграфических подразделений; 5 — изотермы осадочного чехла (°С); 6 — толщина многолетнемерзлых пород; 7 — подошва многолетнемерзлых пород; 8 — зона гидратообразования; 9 — площадки глубокого бурения (по Н. В. Черскому, В. П. Цареву, С. П. Никитину, 1983)

ется слой повышенной солености, нарушающей нормальную вертикальную гидрогеохимическую зональность.

Образование и разрушение гидратов природных газов, происходящие под влиянием длиннопериодных климатических колебаний (потеплений и похолоданий), могут приводить не только к изменению конфигурации подошвы мерзлой толщи над газовыми (газогидратами) залежами (см. V.6), но и к концентрации в них газов. Так, В. П. Царев (1976) связывает с динамикой ЗГО формирование ресурсов природных газов в нефтегазоносных структурах.

Динамика ЗГО при похолоданиях и потеплениях приводит к обогащению природным газом верхних частей разреза литосферы до глубин порядка 2000 м. При этом наибольшее количество газа сосредоточивается выше 1200—1300 м. Концентрирование и миграция газов и ГГ в криолитозоне платформ часто приводят к высокому их содержанию в породах, залегающих даже неглубоко от поверхности, на глубине первых десятков метров. Разложение ГГ при снятии внешнего давления, повышении температуры может привести к образованию трещин и других пустот в дисперсных льдонасыщенных отложениях.

Сероводород существует в криопэгах в гидратной форме на небольших глубинах. Только снятие давления или повышение их температуры выше 0°C приведет к его бурному разложению. Содержание этого газа в криопэгах ряда районов Сибирской платформ весьма высоко. Однако при отрицательных температурах разложение гидрата сероводорода не происходит. Это обеспечивает возможность работы людей в горных выработках при условии откачки вод. Вне криолитозоны без применения специальных дорогостоящих устройств, удаляющих газ, и средств индивидуальной защиты сделать это было бы невозможно.

Для накопления ресурсов природного газа в ЗГО большое значение имеет амплитуда колебания ее подошвы. Чем больше колебания подошвы, тем с большего интервала разреза собираются в ЗГО углеводороды и тем значительнее аккумуляция в ней газа. Существенно, что для накопления ГГ не обязательно наличие в разрезе литологических покрышек и ловушек. Нужны только коллекторы и соответствующие термобарические условия в пластах. Льдонасыщенные и газонепроницаемые ММП платформ могут служить криогенным водо- и газопором. И чем длительнее период их существования, тем больше накапливается природного газа как в обычной, так и гидратной форме у их подошвы. Таким образом, условия газонакопления наиболее благоприятны в северной геокриологической зоне платформ, где мерзлые толщи и ЗГО существуют многие сотни тысяч лет, испытывая только колебания мощностей.

## VI.5. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И СТРОЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ ПЛАТФОРМ

Строение криолитозоны платформ невозможно понять без анализа природного процесса в позднем кайнозое, в том числе геологических событий, таких, как регрессии и трансгрессии моря, оледенения и дегляциации, изменений климата и палеомерзлотных условий. Учитывая изложенное в кратком очерке истории развития природы и мерзлоты (см. I.3), описанные выше закономерности криогенеза платформ и их геокриологические результаты (см. VI.1—VI.4), суммируем основные черты распространения и строения криолитозоны.

Многолетнее промерзание литосферы платформ началось в их северной части в позднем плиоцене. При этом в криохроны образовались мерзлые толщи и накапливались синкриогенные отложения. В термохроны они протаивали, отложения подвергались таберированию, сохраняя свидетельства образования в многолетнемерзлом состоянии в виде псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и следов других криогенных явлений. Многократность промерзания и протаивания пород обусловила создание посткриогенной текстурности дисперсных пород, их относительно невысокую льдистость и зависимость криогенного строения от состава отложений и наличия водоносных слоев (см. V.3). В скальных породах древних платформ происходило развитие зон криогенной дезинтеграции. Устойчивое сохранение пород в многолетнемерзлом состоянии даже в криохроны в субаральных условиях несомненно началось со среднего, но очень вероятно, что и с раннего плейстоцена. Другими словами, время начала постоянного существования мерзлых толщ на севере Сибирской платформы и на Приморских низменностях Северо-Востока России можно считать от 700—600 до 200 тыс. лет назад. Эти территории не затрагивались трансгрессиями Полярного морского бассейна и не покрывались ледниками, с одной стороны, но и не входили в зону многолетнего оттаивания в термохроны — с другой.

Северная периферия Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, Северо-Сибирская низменность и даже север Яно-Индибирской и Колымской низменностей уходили под уровень моря в период трансгрессий. Отсюда в строении их криолитозоны присутствуют с поверхности синхронно-эпикриогенные высокольдистые отложения с пластовыми первично-грунтовыми льдами (см. IV.3), нижний ярус охлажденных пород с криопэгами, а в разрезе — глинистые засоленные отложения и линзы внутримерзлотных криопэгов. Для Западной Сибири, части Северо-Сибирской низменности установлена зависимость мощности криолитозоны от возраста морских террас (см. V.4), а также нестационарный аградационный характер нижней границы мерзлых толщ на низких морских террасах. Несомненна генетическая связь северной приморской ча-

сти криолитозоны указанных регионов с криолитозоной арктического шельфа (гл. VIII).

Огромную роль в криогенезе литосферы вообще и в формировании современной криолитозоны в частности сыграли события позднеплейстоценового криохрона, видимо, одного из самых холодных или самого холодного этапа в позднем кайнозое. Граница многолетнего промерзания в сартанское время (20—18 тыс. лет назад) сдвинулась на юг по сравнению с современной на многие сотни и тысячи километров. При этом в наибольшей степени это произошло в Европе, меньше — в Западной Сибири. В Средней Сибири мерзлые толщи платформы соединились с мерзлотой ее южного горного обрамления — Западного и Восточного Саян. Происходило глубокое промерзание литосферы: на юге — новообразование мерзлых толщ, на севере — увеличение мощности существовавших. Сформировалась или расширилась вертикальная зона гидратообразования. Мощность мерзлых толщ в Западной Сибири, в Вилюйской синеклизе на 100—150 м, а возможно, и более превышала современную, составляющую ныне 300—700 м. Примерно на такую же величину понизилась подошва ЗГО, поднялась и ее верхняя поверхность.

В распространении мерзлых толщ, их температурной зональности и даже в развитии ряда криогенных процессов, особенно криогенного трещинообразования, существенно сгладились секториальность. Так, южная граница мерзлоты в Европе и Западной Сибири заняла почти широтное положение; климат этих регионов стал резко континентальным и сухим, похожим на климат Восточной Сибири. Это период широкого формирования высокольдистых синкриогенных отложений северного типа, содержащих сингенетические повторно-жильные льды.

Вопрос об оледенениях в позднем плейстоцене дискусионен. Ледниками, очевидно, были покрыты Северный, Полярный Урал, Новая Земля, плато Путорана и горы Бырранга. Ледники выходили на сопредельные равнины, деформируя высокольдистые дисперсные отложения и оставляя изначально мерзлые морены. На Путоране, ледник, видимо, был маломощным, «холодным» и под ним сохранялась мерзлота.

Существенно иная история становления криолитозоны была на Канадском щите. Здесь в течение всего висконсина существовал огромный мощный ледниковый щит, под которым мерзлые породы были только в его периферийной части, а центральная часть щита была талой. Сокращение его размеров началось примерно с 10 тыс. лет тому назад, а деградация завершилась 9—8 тыс. лет назад. Многолетнее промерзание пород щита происходило по мере уменьшения мощности льда и его исчезновения, т. е. по площади от периферии к центру оледенения. Таким образом, возраст мерзлых толщ Канадского щита даже в той части, где они входят сейчас в зону «сплош-

ной» мощной мерзлоты, не превышает 10—12 тыс. лет. В пределах Евразии такой ситуации не существует.

Деградация мерзлоты великой криогенной области началась в начале голоцена, а наибольшего развития достигла в период климатического оптимума (8,5—2,4 тыс. лет). Граница протаивания сместилась к северу на огромное расстояние. В северо-восточной части Европы протаиванию с поверхности подверглись породы практически до побережья. Исключение составляет только самая северо-восточная часть, к западу от Амдермы. В Западной Сибири граница многолетнего протаивания достигала 68° с. ш., причем южнее ее оставались острова ММП с глубоким сезонным протаиванием и «несливающейся» мерзлотой, где значения  $t_{ср}$  находились около 0°C.

В Восточной Сибири эта граница спускалась с северо-востока на юго-запад, т. е. понижалась по широте в глубь континента по мере нарастания континентальности климата. Положение ее условно: южнее ее встречаются массивы, не протаявшие сверху, а к северу — участки, где произошло несквозное оттаивание пород на некоторую глубину. Последние представляют собой песчаные массивы на террасах Лены и Вилюя (тукуланы), выходы на поверхность закарстованных карбонатных и других хорошо проницаемых пород. Эти несквозные талики представляли собой бассейны — потоки надмерзлотных грунтовых вод. Позже, в период позднеголоценового похолодания, эти бассейны частично или полностью промерзли. В первом случае они и сейчас сохранились в виде бассейнов-потоков надмерзлотных и межмерзлотных вод, известных на песчаных террасах Лены вблизи Якутска, на Вилюе, ниже устья р. Мал. Ботуби и в других местах. Разгрузка этих вод происходит в днищах логов и около уступов террас, где образуются наледи. Полностью промерзшие бассейны фиксируются в разрезах террас в виде высокольдистых слоев, линз, горизонтов, развитых на месте водоносных каналов стока.

Глубина многолетнего протаивания мерзлых толщ в период голоценового оптимума увеличивалась с севера на юг от первых десятков метров до 200—250 м и более. Мерзлые толщ мощностью 200—300 м и меньше протаяли полностью. Протаивание было неравномерным: глубже протаяли малольдистые, высокопроницаемые породы, с более высокими изначальными значениями  $t_{ср}$ . Сохранились в мерзлом состоянии или оттаивали на меньшую глубину оторфованные, глинистые высокольдистые отложения. На северо-востоке Европы и в Западной Сибири протаяли полностью мерзлые толщ в долинах рек.

В результате в середине голоцена сформировался *реликтовый слой ММП*, являющийся характерной чертой криолитозоны платформенного чехла Западно-Сибирской плиты и Восточно-Европейской платформы. На Сибирской платформе реликтовый слой не встречен. Здесь мощность яруса ММП около 200 м (см. VI.3); ниже обычно залегают охлажденные и морозные

породы, не содержащие льда и вследствие этого обладающие низкой тепловой инерционностью. В случае протаивания яруса ММП в нижележащих немерзлых слоях могли сохраниться или отрицательные температурные аномалии, скорее всего в положительном диапазоне температур, или гидраты подземных газов.

Реликтовые мерзлые толщи на равнинах северо-востока Европы и Западной Сибири приурочены обычно к междуречным пространствам и всегда представлены глинистыми породами с льдистостью порядка 10—15% и температурами до  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . Эти толщи оттаивают сверху и снизу за счет полного перехвата потока внутриверхнего тепла.

Многолетнее площадное протаивание верхней части платформ в среднем голоцене привело к уничтожению подземных льдов и высокой льдистости синкриогенных и синхронно-эпикриогенных отложений, их таберированию или таберальной переработке, посткриогенной инверсии рельефа и микрорельефа, образованию термокарстовых озер и подозерных сквозных таликов. Севернее границы площадного протаивания названные выше высокольдистые отложения и подземные льды сохранились. Термокарст и многолетнее протаивание были неповсеместными; глубины протаивания существенно зависели от времени существования, глубины и температурного режима озера, а также от его размеров. Только под крупными, существующими тысячами лет озерами образовались сквозные талики. Под озерами диаметром до 100—200 м талики несквозные. Многие озера дренируются речной и овражной сетью и на их месте образуются эрозивно-термокарстовые котловины, называемые в Якутии аласами, а в Западной Сибири — хасыряями.

В позднем голоцене, примерно 2400 лет назад началось новое похолодание, которое привело к повторному промерзанию протаявших толщ пород. В северной части зоны площадного протаивания произошло смыкание вновь образовавшейся мерзлой толщи и реликтового слоя ММП. Локально на их контакте сохранились внутримерзлотные водоносные линзы. Воды в них обладают криогенным напором, но имеют ограниченные запасы и быстро сбрасываются при откачках. Южная граница сомкнувшихся между собой позднеголоценовых и реликтовых плейстоценовых толщ рассматривается как южная граница северной геокриологической зоны. А южная периферия последней, где образовавшиеся в плейстоцене мерзлые толщи протаяли, утратив исходное криогенное строение, а затем породы промерзли вновь, сформировав монолитную в разрезе мерзлую зону, выделяется как южная подзона северной зоны. Наиболее ярко она прослеживается именно на платформах с мощным чехлом дисперсных отложений. К югу мощность новообразовавшихся позднеголоценовых мерзлых толщ уменьшается. В результате между поверхностью реликтовых и подошвой новообразовавшихся мерзлых толщ сохраняется талый

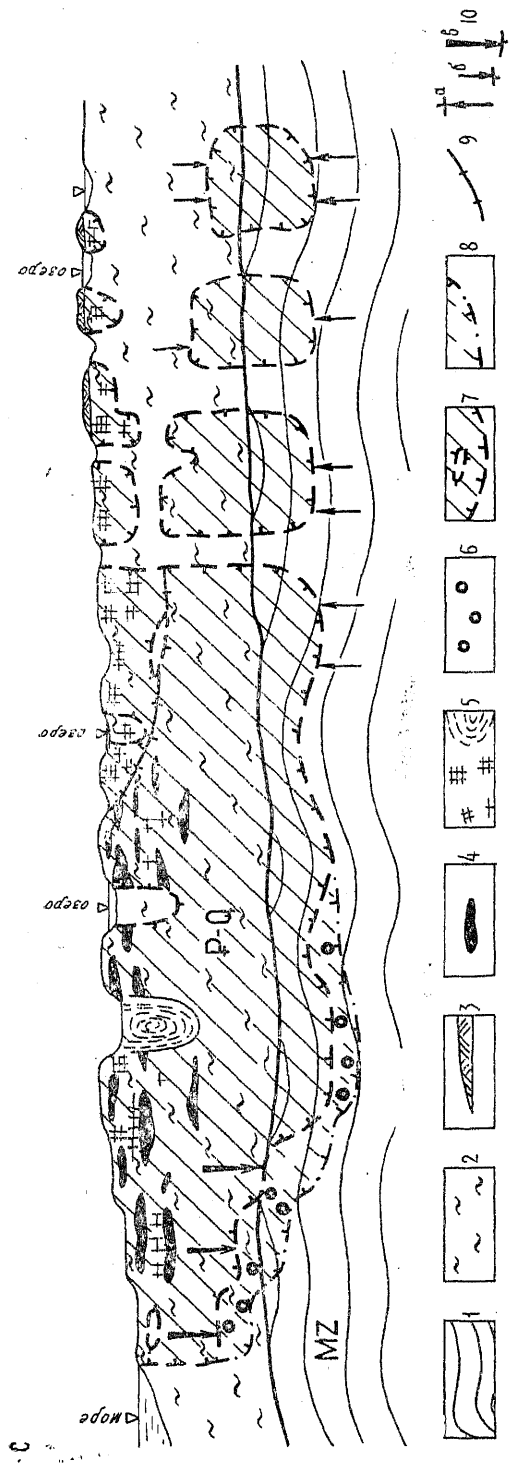


Рис. VI.10. Схема строения криолитозоны Западно-Сибирской плиты (меридиональный разрез):

1 — осадочные породы мезозоя; 2 — кайнозойские отложения (пески, супеси, суглинки); 3 — голоценовые торфяники; 4 — мономинаральные залежи подземного льда; 5 — криогенные текстуры; 6 — многолетнемерзлые породы и их границы; 8 — охлажденные породы, 9 — граница между многолетнемерзлыми породами, промерзшими в плейстоцене и позднем голоцене; 10 — направление смещения границы мерзлой толщи (а — деградация снизу, б — деградация сверху, в — аградация)



Северо-Сибирская низменность | Среднесибирское плоскогорье

горы Быранга

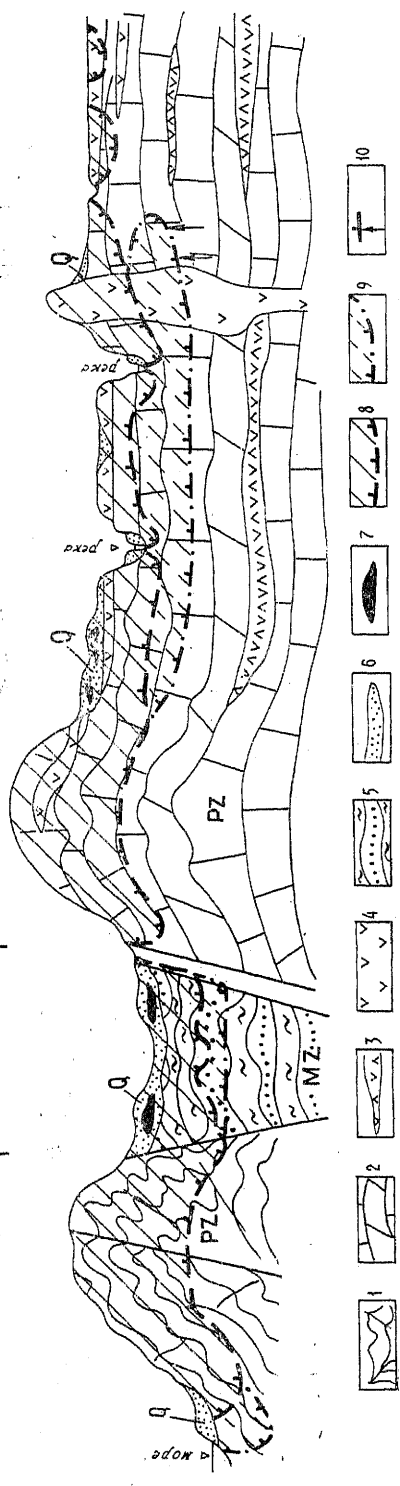


Рис. VI.11. Схема строения кринолитозоны Средней Сибири (меридиональный разрез):

1 — сложнослоистые карбонатно-терригенные породы палеозоя; 2 — субгоризонтально залегающие палеозойские породы чехла Сибирской платформы (песчаники, сланцы, угли, доломиты, мергели, известняки и др.); 3 — галогенные отложения; 4 — изверженные породы траппового комплекса; 5 — преимущественно терригенные отложения мезозоя; 6 — четвертичные отложения; 7 — залежи подземного льда; 8 — многолетнемерзлые породы и их границы; 9 — охлажденные породы с криопегами и морозные монсолитные породы; их граница; 10 — деградация снизу границы мерзлой толщи

горизонт — межмерзлотный региональный талик, часто содержащий пластовые межмерзлотные воды.

Многолетнее промерзание такого слоя над реликтовыми мерзлыми массивами происходило на большую глубину из-за отсутствия потока геотермического тепла и безградиентности разреза, чем на территориях со сквозными таликами, где реликтовый слой не сохранился. Этим определяется характерная дифференциация мощностей новообразовавшихся позднеголоценовых мерзлых толщ, а также сложная конфигурация южной границы северной геокриологической зоны, особенно в пределах Западной Сибири.

При позднеголоценовом похолодании в первую очередь началось промерзание оторфованных отложений и суглинков на участках, где мощность снега невелика. В результате возникли торфяные бугры и торфяные площадки пучения, до настоящего времени у которых наиболее низкие  $t_{ср}$ , занимающие наиболее южное положение в подзоне островной мерзлоты.

На рис. VI.10, VI.11 приведены схематические разрезы строения криолитозоны Западно-Сибирской равнины (плиты) и Средней Сибири, в том числе Сибирской платформы. Характерные черты и различия строения криолитозоны объяснены в тексте.

В позднем голоцене была восстановлена секториальность геокриологических условий, выразившаяся в смещении к югу границы многолетнемерзлых пород в направлении с запада на восток, т. е. от Восточно-Европейской равнины к Сибирскому плоскогорью, в увеличении континентальности сезонного промерзания и протаивания, в понижении температур пород на одной широте при движении с запада на восток.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КРИОГЕНЕЗА И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

#### VII.1. ОСНОВНЫЕ ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

На территории орогенных областей, занятой криолизонами, находятся области байкальской (Тиман, Байкальская область), палеозойской (Урал и Новая Земля, Салаиро-Саянская, Таймыр и Северная Земля), мезозойской (Верхояно-Чукотская, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская) и кайнозойской складчатости (Камчатско-Корякская). Кроме того, высокогорная (альпийская) мерзлота распространена на Алтае, Тянь-Шане, Памире и Кавказе. Для всех горно-складчатых областей характерно разнообразие состава слагающих их пород при общей высокой степени их дислоцированности. Это обуславливает высокую общую трещиноватость пород в массивах при несомненно более высокой трещиноватости трещинно-жильного типа по разрывным тектоническим нарушениям. В целом горные массивы сложены более древними и более метаморфизованными и плотными породами по сравнению с тектоническими межгорными впадинами. Последние чаще всего выполнены мезозойскими (песчаниками, сланцами, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, углями, лигнитами) и кайнозойскими (песками, галечниками, глинами, суглинками, супесями и др.) отложениями. Характерны и вулканогенные породы. Важной особенностью эффузивных пород является зависимость их свойств от возраста. Молодые эффузивы области кайнозойской складчатости (Камчатка) обладают высокой пористостью и проницаемостью, низкой плотностью и теплопроводностью. Для более древних эффузивов мезозойского возраста характерны снижение пористости, проницаемости, увеличение плотности и теплопроводности.

Важной особенностью орогенных областей является их новейшая тектоническая активность, которая существенно определяет ряд условий, в которых проявляется криогенез и формируется криолизона. Некоторые горные области палеозойской складчатости (Урал, Таймыр и др.) в настоящее время тектонически мало активные сооружения, сильно денудированные и выраженные в рельефе невысокими горами со сглаженными

формами рельефа. Новейшие и активизированные древние разрывные нарушения для них не характерны. Поднятие и опускание под влиянием внешних (ледниковых) воздействий носят массивный глыбовый характер. Тепловые потоки обычно невелики. Другие области байкальской и палеозойской (каледонской и герцинской) складчатости существенно активизированы новейшими движениями, носящими блоковый характер. Границами раздела блоков служат разрывные нарушения с субвертикальными элементами залегания. Чаще всего это древние дизъюнктивы, но омоложенные в мезозое и (или) кайнозое. Глубина их заложения различна и изменяется от нескольких сотен метров до нескольких километров. Такие дизъюнктивы являются границами разделов блоков литосферы, имеющих не только разные скорости и амплитуды перемещений, но и разное направление движения. Одни блоки орогенных областей воздымаются, образуя горные хребты, подвергаясь активной денудации. Другие блоки опускаются, и на их месте закладываются впадины, заполняющиеся продуктами разрушения гор. Это приводит к резкому различию в составе пород горных массивов и межгорных тектонических депрессий и разному строению их криолитозоны.

Дизъюнктивы под вулканогенно-осадочным чехлом тектонических депрессий обычно сохраняют свою активность. В результате этого чехол оказывается также нарушенным разрывными нарушениями. Большая часть этих нарушений обладает повышенной трещиноватостью и проницаемостью, вследствие чего они становятся путями питания, движения и разгрузки подземных вод. В основном это относится к рифтовым геоструктурам растяжения. По разрывам глубокого заложения возможна инфильтрация подземных вод до глубины в несколько километров. На этих глубинах воды сильно нагреваются, обогащаются микрокомпонентами и, разгружаясь, образуют серии термальных источников. Чем меньше глубина инфильтрации вод, тем ниже их температура.

Разрывные нарушения являются геологической основой существования водоносных таликов в самых суровых геокриологических условиях. По ним трассируется уменьшение мощностей мерзлых толщ, обычно достигающих наибольших значений на сопредельных ненарушенных блоках пород. Для последних характерна меньшая льдистость в мерзлом состоянии, в то время как ММП дизъюнктивов отличаются высокой льдистостью. Они способны давать осадки при оттаивании. Криотекстура пород ряда новейших разломов несет следы подвжек, произошедших, когда породы были уже в многолетне-мерзлом состоянии.

Новейшая тектоническая активизация сопровождается общим повышением тепловых потоков. Устанавливается прямая зависимость между величиной новейших воздыманий горных сооружений, выраженных в высотах горного рельефа, и тепло-

выми потоками (см. V.3). Высокие значения тепловых потоков характерны для мезозойской Верхояно-Чукотской области (60 мВт/м<sup>2</sup> и более), что обуславливает в целом небольшие значения мощностей мерзлых толщ, несмотря на низкие значения  $t_{\text{ср}}$  и влияние горного рельефа, способствующего увеличению мощностей (см. V.4).

Другая закономерность типична для древней байкальской складчатой области, представляющей собой в настоящее время континентальную рифтовую структуру. Для этой горной системы характерны резкая дифференциация тепловых потоков ( $q_{\text{вз}}$ ) и огромный диапазон изменения их величины (от 20—30 до 400 мВт/м<sup>2</sup> и более). Минимальные значения соответствуют тепловым потокам областей древней (салаирской, байкальской) складчатости, максимальные — областям новейшей вулканической деятельности. При этом низкие значения  $q_{\text{вз}}$  встречаются как на опускающихся блоках под тектоническими впадинами байкальского типа, так и под воздымающимися глыбами горных массивов. Такая ситуация известна в Верхне-Чарской тектонической впадине, где в одном из блоков чехла обнаружена мощность многолетнемерзлых дисперсных пород около 500 м при  $t_{\text{ср}}$  около  $-5^{\circ}\text{C}$ . В сопредельном массиве Удокан мощность мерзлой толщи в протерозойских песчаниках достигает 900—1300 м, но уже при  $t_{\text{ср}}$  порядка  $-7... -10^{\circ}\text{C}$  и влиянии горного массива, уменьшающего тепловые потоки (см. V.3). Максимальные значения  $q_{\text{вз}}$  связаны с разрывными нарушениями глубинного заложения и другими структурами новейшей тектонической активизации. Следствием высоких тепловых потоков являются положительные температурные аномалии, многочисленные талики и маломощные мерзлые толщи пород с достаточно низкими  $t_{\text{ср}}$ . Все они встречаются как в тектонических впадинах, так и в их горном обрамлении.

Важной особенностью горно-складчатых областей является резкая дифференциация пород по составу, теплофизическим свойствам, льдистости и в итоге по тепловой инерционности. Горные массивы сложены скальными и полускальными породами в целом с невысокой пустотностью, низкой влажностью в талом и льдистостью в многолетнемерзлом состоянии. Они обладают невысокой тепловой инерционностью. В силу этого большая часть мерзлых толщ скальных массивов является по температурному режиму квазистационарными. Это в равной мере относится как к мерзлым толщам небольшой мощности (до 100—150 м), характерным для южной геокриологической зоны, так и к мощным мерзлым толщам горных сооружений севера Байкальского рифта, Верхояно-Чукотской орогенной области и др. Здесь мощности мерзлых толщ горных массивов достигают 500—1000 м и более, причем признаков современного движения их нижней границы не обнаружено.

Тектонические впадины, межгорные тектонические депрессии различных размеров и глубин заложения, долины крупных рек обычно выполнены толщами континентальных дисперсных или слаболитифицированных отложений, иногда с включением эффузивных пород. В целом для них характерны значительная поровая или трещинная пустотность, обводненность в талом и льдистость в мерзлом состояниях. В результате этого толщи обладают высокой тепловой инерцией. Поэтому в тектонических впадинах южной части горных областей Восточной Сибири известны слоистые, несливающиеся и даже реликтовые мерзлые толщи, температурный режим которых существенно нестационарен. Однако площадь их распространения незначительна и изучены они недостаточно.

## VII.2. РЕЛЬЕФ И ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Конфигурация, местоположение и рельеф горных сооружений оказывают огромное и разностороннее влияние на формирование их геокриологических условий.

Морской тип высотной геокриологической поясности (см. II.3), характерен для горных сооружений, находящихся: 1) в области Арктического переноса воздушных масс (Чукотка, Новосибирские острова, Таймыр и Северная Земля, горы Путорана, Пай-Хой, Новая Земля, Хибинь); 2) в умеренных широтах под влиянием атлантического западно-восточного переноса (Полярный Урал, Енисейский кряж, северные и западные склоны Алтая, Западного и Восточного Саян, Байкальской горной области, Верхоянья); 3) в умеренных широтах под влиянием Тихого океана (горы Камчатки и Корьякии, восточный склон горных сооружений Чукотско-Охотского вулканогенного пояса, обращенный в сторону Охотского моря). В Арктической области геокриологическая поясность относится к северному варианту. В умеренных широтах с севера на юг зональные варианты меняются от северных через умеренные к южным.

На арктических островах, Урале, горах Бырранга широко распространены ледники, являющиеся характерным элементом их высотной поясности. Секториально меняется положение границы питания ледников, которая спускается до 250 м в Центральной Арктике и поднимается к западу и востоку. Высота арктических островов небольшая (несколько сотен метров), но больше половины их поверхности занято ледниками. Ледники имеют различные формы, размеры и мощности льда: это ледниковые щиты, купола, долинные и каровые ледники. На Шпицбергене и Новой Земле развито сетчатое оледенение. Мощности льда изменяются от первых десятков до 300—700 м (в долинных ледниках). Размеры и энергия оледенения в Арктике уменьшаются от Атлантики на запад и на восток; в этих

же направлениях снижаются мощности льда. На арктических ледниках встречаются все известные зоны льдообразования (см. V.8), причем резко преобладают низкотемпературные: снежная, снежно-фирновая и холодная фирновая зоны. Области питания занимают около 80% площади арктических ледников, область абляции — несколько более 20%.

Условия для формирования субгляциальных мерзлых толщ под ледниками в целом благоприятные. Этому способствуют низкие среднегодовые температуры льда и в целом его небольшие мощности. На Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, на Новой Земле под частью ледников с большой мощностью льда существуют талики и круглогодично происходит донное таяние льда. Перед ледниками, концы которых оканчиваются на суше, образуются наледи. В Центральной Арктике (Северная Земля, Таймыр) ледники относятся к холодным, ложе которых полностью находится в многолетнемерзлом состоянии.

Горные ледники характерны и для области тихоокеанского влияния: Камчатки и Корякского хребта. Обычно это ледники вершин и небольшие каровые ледники. На Корякском хребте под ледниками, судя по расчетным данным, породы часто находятся в многолетнемерзлом состоянии. На Камчатке из-за высоких тепловых потоков в горах вулканического происхождения, вершины которых покрыты ледниками, видимо, преобладает талое состояние пород их ложа.

Континентальный тип геокриологической высотной поясности (см. II.3) свойствен внутриконтинентальным районам Восточной Сибири, особенно внутренней части Верхояно-Чукотской горной области. Для этих регионов характерен преимущественно северный, а для юга — умеренный вариант геокриологической поясности. Южный вариант этого типа поясности (высокогорная мерзлота) характерен для гор Средней Азии и Южной Сибири. В этом случае мерзлые породы на сопредельных равнинах отсутствуют, а ММП развиты в верхнем геокриологическом поясе. Для высокогорной мерзлоты характерными особенностями являются: повышение южной границы распространения ММП при движении с севера на юг; сильная асимметрия геокриологических условий склонов горных сооружений; наличие горного оледенения на высотах верхнего геокриологического пояса. Ледники развиты больше на склонах высокогорных сооружений, обращенных к влагонесущим ветрам. Под большинством из них существуют как ММП и формируются изначально мерзлые морены, так и развиты субгляциальные таликовые зоны, обуславливающие формирование приледниковых наледей, имеющих питание в течение всего холодного периода года.

Для ряда внутриконтинентальных регионов юга Дальнего Востока, Прибайкалья и Забайкалья летом проявляется воздействие тихоокеанских муссонов, и здесь инверсионное распределение температур воздуха характерно для зимнего пе-

риода. Поэтому в среднегодовом выводе существует понижение среднегодовых температур воздуха с высотой, а возможно, и общее понижение температур горных пород от днщ впадин до горных вершин. Такая закономерность была установлена для района гор Удокана, Кодара и Верхне-Чарской впадины (см. II.3).

Высотная геокриологическая поясность в горных сооружениях, вытянутых с севера на юг, сочетается с геокриологической зональностью. В Северной и Южной Америке такая закономерность типична для Североамериканских Кордильер и Анд. В горных системах Урала и Североамериканских Кордильер, вытянутых на тысячи километров, существенно меняются как зональные, так и высотно-поясные геокриологические условия. В их северных частях ММП сплошного распространения развиты от сопредельных равнин до вершинных гор (северный вариант геокриологической поясности). В умеренных и низких широтах характерны мерзлые толщи альпийского типа, когда равнины, низкие и средневысотные части гор находятся в талом состоянии. Наличие резкой природной асимметрии западных, обращенных к влагонесущим ветрам, и восточных склонов гор, сухих, с континентальным климатом, обуславливает ряд различий в их геокриологических условиях. В первую очередь это более гипсометрически высокое положение границы мерзлоты на западных и более низкое — на восточных склонах. На западных склонах больше нивальных процессов и явлений (снежников, ледников и др.). Для восточных, малоснежных, склонов горных сооружений больше характерны наледи подземных вод и смешанные.

Анализ немногочисленных материалов позволяет предполагать, что с увеличением высоты горных сооружений возрастает контрастность геокриологических и других природных условий на склонах разной ориентации по отношению к влагонесущим ветрам. Так, западные склоны Кордильер высотой более 5 тыс. м сильно увлажнены и на них преобладают гляциально-нивальные явления (ледники, снежники) при относительно низком положении высотной границы распространения ММП. Напротив, внутренние и западные части этих горных сооружений отличаются очень сухим климатом, ландшафтами высокогорных сухих пустынь, континентальным засолением озер и отложений межгорных впадин, высоким положением снеговой линии, каменными глетчерами при гипсометрически более высоком положении нижней высотной границы распространения островов ММП, а также широким развитием так называемой «сухой мерзлоты». Отличительной особенностью последней является отсутствие льда в трещинах и пустотах скальных и крупнообломочных пород, слагающих горные массивы, террасы, конусы выноса и морены. Здесь СТС и СМС представляют собой по существу слои сезонного отепления и охлаждения, так как лед в них практически не образуется. Ниже подошвы



СТС в пустотах пород отсутствует натечно-инфильтрационный (гольцовый) лед. Массивы пород с отрицательной температурой содержат небольшое количество аблимационного льда и сохраняют воздухопроницаемость.

Наличие горного рельефа обуславливает специфический характер распространения, мощности, условий залегания рыхлых четвертичных отложений. В пределах горных хребтов преобладающими являются грубообломочные отложения: коллювиальные, десерпционные, перлювиальные, гляциальные, пролювиальные, флювиогляциальные и аллювиальные. Тонкодисперсными разновидностями представлены делювиальные, солифлюкционные и болотные отложения, занимающие выположенные поверхности междуречий, межгорных седловин и нагорных террас или образующие шлейфы в прибортовых частях долин рек. В целом для всех этих отложений характерны небольшая мощность, льдистость, близкая к полной влагоемкости, и ограниченное распространение мономинеральных масс льда. Только на участках переуглубленных долин тектонического и гляциального происхождения мощность дисперсных пород может достигать 50—100 м. Мономинеральные скопления льда — это чаще всего погребенный ледниковый лед, лед снежников и наледей. Особое место занимает гольцовый (натечно-инфильтрационный) лед в курумах (см. III.7) и лед каменных глетчеров (см. III.8). Сосредоточены все эти подземные льды в днищах и по бортам горных долин. По характеру промерзания — это как эпи-, так и синкриогенные отложения. Доля последних возрастает зонально к северу и с высотой, т. е. с увеличением длительности существования мерзлоты и ее суровости.

Межгорные впадины и депрессии, долины крупных рек выполнены обычно разными по генезису и дисперсности отложениями: аллювиальными, пролювиальными, флювиогляциальными, озерными, делювиально-солифлюкционными. В Верхояно-Чукотской горной области в межгорных впадинах довольно широко представлены «ледовый комплекс» и породы таберального комплекса (см. IV.5).

В целом для отложений межгорных впадин характерны: 1) преобладание в разрезах эпикриогенных отложений, промерзавших и протаивавших неоднократно и в силу этого обладающих невысокой льдистостью; 2) наличие в верхней части разреза синкриогенных отложений «ледового комплекса», конечных изначально мерзлых морен, делювиально-солифлюкционных, озерно-болотных и др. К северу зонально возрастает доля северных разновидностей синкриогенных отложений, являющихся основой для термокарста. В Каракульской высокогорной впадине на Памире распространены синхронно-эпикриогенные льдистые озерные отложения, включающие мономинеральные залежи сегрегационных и инъекционных льдов; термокарстовая переработка синкриогенных и синхронно-эпикриогенных отложений происходит слабее, чем на равнинах. Зна-

чительные уклоны не способствуют образованию термокарстовых озер, но благоприятны для их дренирования. Преобладают процессы плоскостного сноса, которые приводят, с одной стороны, к разрушению отложений, в том числе и высокольдистых, занимающих гипсометрически высокое положение, с другой — к накоплению осадков с невысокой льдистостью на выложенных поверхностях. Последние перекрывают льдистые отложения, предохраняя их от протаивания. Характерно, что в Восточной Сибири «ледовый комплекс» сохранился даже во впадинах и долинах рек Северного Забайкалья и Прибайкалья, т. е. в районах прерывистого распространения современных ММП. Это свидетельствует о большем консерватизме сузовых условий в голоцене в Восточной Сибири и о неблагоприятных условиях развития озерного термокарста.

### VII.3. КРИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

В орогенных областях мерзлой зоны формирование подземного стока и мерзлых толщ, распространение таликов и наледеобразование оказывают сильное и многообразное взаимное влияние. Орогенные области в гидрогеологическом отношении представляют собой гидрогеологические горно-складчатые области, состоящие из систем гидрогеологических массивов и адмассивов, артезианских бассейнов и адбассейнов, вулканогенных супербассейнов и разнообразных бассейнов карстовых вод, приуроченных к массивам карбонатных пород. Горные сооружения являются преимущественно гидрогеологическими массивами и адмассивами, вулканогенными супербассейнами. Межгорные депрессии и тектонические впадины — это чаще всего адартезианские бассейны, иногда адмассивы и бассейны карстовых вод.

Поверхностный и подземный стоки в гидрогеологических горно-складчатых областях происходят от наиболее высоко поднятых частей горных сооружений к их сниженной периферийной части. Бассейны стока, как правило, охватывают несколько структур, на границах которых происходит перелив вод из одной структуры в другую. Обычно верхняя часть бассейна стока начинается в приводораздельной части горного хребта, у его подножия переходит в другой массив или чаще в межгорный адартезианский бассейн, из последнего в следующий гидрогеологический массив и так далее до границ орогенной области. Здесь происходит перелив в артезианский бассейн платформы или разгрузка в море.

Бассейны поверхностного и подземного стоков часто не совпадают между собой. Это особенно характерно для гидрогеологических структур закарстованных карбонатных пород. В гидравлической связи гидрогеологических структур между собой и перетекании подземных вод из одного бассейна стока в дру-

гой большую роль играют новейшие, или омоложенные, «раскрытые» дизъюнктивные нарушения. Они являются одним из основных мест питания и путей движения подземных вод в орогенных областях. С ним связаны и места разгрузки подземных вод, фиксируемые в области развития ММП наледями (см. III.11).

Гидрогеологические структуры орогенных областей криолитозоны в разной степени преобразованы криогенезом. Основные криогенные преобразования заключаются в том, что многолетнее промерзание хорошо проницаемых пород превращает их в криогенные водоупоры. В результате уменьшается гидравлическая емкость структуры, горизонты грунтовых вод или исчезают, или воды приобретают криогенный напор. Пути питания, разгрузки подземных вод локализуются по таликам. Сток вод осуществляется как по таликам в долинах, так и под мерзлыми толщами. С поверхности, а также и в массивах в первую очередь промерзают породы с низкой проницаемостью. В талом состоянии сохраняются высокопроницаемые породы. В результате подземный сток локализуется по зонам, слоям, горизонтам с высокой открытой пустотностью. Отсюда еще большее гидрогеологическое значение приобретают зоны разрывных нарушений, скопления гравийно-галечных отложений, раскарстованные карбонатные породы. Водообмен по ним может происходить интенсивнее, чем вне мерзлой зоны.

Криогенные преобразования гидрогеологических структур могут приводить к изоляции поверхностных вод от подземных и полному прекращению водообмена. Криогенез не только изменяет гидрогеологические особенности структур, но и приводит к разнообразному криогенному строению мерзлой зоны литосферы в разных структурах. Существенно, что такие изменения происходят как в пространстве, т. е. зонально и высотно-поясно, так и во времени. Криогенез гидрогеологических структур и формирование мерзлых толщ проходят во времени ряд стадий, которые в итоге отражаются на их геокриологических особенностях.

Остановимся на наиболее важных пространственно-временных закономерностях формирования криогидрогеологических условий орогенных областей и строения криолитозоны.

1. Питание подземных вод в гидрогеологических структурах горных областей осуществляется вне мерзлой зоны практически на всей их площади. При этом в хребтах существуют мощная вертикальная зона просачивания (аэрации), зона периодического обводнения, выклинивающиеся к долинам рек, и ниже — зона постоянного обводнения. В долинах ее поверхность контролируется водотоками. Многолетнее промерзание формирует ММП (криогенные водоупоры), что на площадях питания подземных вод приводит к локализации последнего по дождевально-радиационным таликам. Под островами ММП в хребтах прекращается просачивание дождевых вод сверху. В трещиноватых

горных массивах возникает «эффект криогенного зонтика». В результате при прогрессирующем промерзании ниже льдонасыщенных криогенных водоупоров в состав мерзлых толщ переходят породы с открытой трещинной пустотностью, аблимационным льдом в трещинах и неполно выраженными криотекстурами пород. В последних может происходить воздухообмен при движении воздуха через нижнюю и боковые границы ММП.

Образование верхнего льдонасыщенного горизонта в горном массиве скальных трещиноватых пород происходит при затекании воды в трещины ниже СТС. Здесь вода замерзает, образуя натечно-инфильтрационный (гольцовый) лед, превращающий породу в криогенный водоупор.

При островном и прерывистом распространении ММП в горных массивах по дождевально-радиационным таликам сохраняется просачивание дождевых вод, питающих трещинные грунтовые воды. Уровень последних испытывает сезонные колебания, поднимаясь летом и снижаясь зимой. На боковых субвертикальных контактах таликов мерзлые породы насыщаются льдом так же, как со стороны их кровли. Границы эти подвижны, и здесь образуются субвертикально ориентированные зоны криогенной дезинтеграции пород, высокольдистые в мерзлом и хорошо проливаемые в талом состоянии.

Сплошное с поверхности промерзание горных массивов приводит к тому, что сквозные талики локализуются в днищах долин под водотоками. Важной особенностью гидрологического режима последних является сезонность поверхностного стока. В зимний период, называемый *водно-критическим*, питание подземных вод в подруловых таликах прекращается, происходит их сток вниз по долинам, сопровождающийся сработкой уровней в верховьях и частичной разгрузкой в средних частях, приводящей к образованию наледей.

Местоположение таликов в горных массивах со сплошным распространением ММП в днищах долин приводит к следующим последствиям.

1. Питание подземных вод в подруловых таликах и глубокого подмерзлотного стока осуществляется только под водотоками за счет поверхностных вод. Именно положение водотоков контролирует положение поверхности подземных вод в подруречных массивах. Там, где подошва ММП достигает этой поверхности, образуются льдонасыщенные породы с полно выраженными криотекстурами. Периодические колебания подошвы мерзлой толщи в таких условиях вызывают появление зон криогенной дезинтеграции. Последние обычно выражены в долинах, но затухают и выклиниваются в сторону междуречий. Если подошва мерзлоты находится выше поверхности подземных вод в массиве, мерзлые породы сохраняют открытую пустотность и через их нижнюю поверхность происходит воздухообмен между талыми и мерзлыми слоями. В последних образуется и исчезает аблимационный лед.

Увеличение мощности мерзлых толщ до уровня подземных вод сопровождается образованием льдонасыщенного горизонта и «запечатыванием» блоков мерзлых пород с неполно выраженными криотекстурами. В результате в гидрогеологических массивах гор при многолетнем криогенезе образуется сложная система пород с льдонасыщенными горизонтами и зонами криогенной дезинтеграции, блоками пород с неполно выраженными криотекстурами и открытой пустотностью.

2. Под долинами рек с временными водотоками в АБ межгорных тектонических впадин, в депрессиях горного рельефа, сложенных скальными породами, т. е. в гидрогеологических структурах, где свободные или пьезометрические уровни подземных вод находятся вблизи поверхности, мерзлые толщи представлены породами с полным заполнением пустот текстурно-образующим льдом. В скальных массивах, представляющих в рельефе орогенных областей межгорные депрессии, ниже мерзлых толщ присутствуют обводненные трещиноватые зоны, содержащие напорные воды. Эти зоны — свидетельство существования в прошлом более мощной мерзлой толщи и результат длительного и многократного колебания ее нижней границы. В криогидрогеологическом отношении — это бассейны трещинных грунтовых вод, трансформированные криогенезом в *криогенные бассейны напорных трещинных вод*.

3. Для гидрогеологических горно-складчатых областей типично распространение пресных подземных вод, поэтому криолитозона представлена преимущественно ММП с полно и неполно выраженными криотекстурами. Соленые воды в массивах скальных пород и толщах дисперсных отложений существуют только на побережье арктических морей. Здесь мощность охлажденных пород и криопэггов изменяется в широких пределах, достигая в районе г. Амдермы 700 м. Солоноватые воды ниже мерзлых толщ известны и во внутриконтинентальных горных районах. Они связаны с породами, обогащенными сульфидными минералами, со сплошным распространением мерзлых толщ и длительным существованием вод в условиях затрудненного водообмена. Мощность охлажденных пород ниже мерзлых толщ здесь составляет первые десятки метров.

4. Многолетнемерзлые скальные и полускальные породы обладают в целом невысокой льдистостью под массивами гор и повышенной под долинами рек и депрессиями рельефа. При общих повышенных величинах теплопотоки под горами ниже, а под долинами выше (см. V.3). Это приводит к большим мощностям мерзлых толщ под горными массивами, где они возрастают с высотой местности, по сравнению с мощностями в горных депрессиях. Эта закономерность прослеживается при всех типах геокриологической высотной поясности (см. II.3). Ниже мерзлых толщ в депрессиях находятся подмерзлотные контактирующие воды, которым характерны активный водообмен с поверхностными водами и большие скорости движения.

Второй закономерностью является квазистационарный характер температурных полей мерзлых толщ горных массивов; не установлено наличие явно деградирующих или аградирующих мерзлых толщ большой мощности, не отмечено температурных аномалий в местах бывшего существования ледников в позднем плейстоцене. Это свидетельствует о небольшой инерционности мерзлых толщ криомассивов гор и больших скоростях изменения положения их подошвы при динамике климата.

В межгорных впадинах, выполненных дисперсными отложениями с полным льдонасыщением, инерционность мерзлых толщ больше. Двуслойные и слоистые мерзлые толщи встречаются в ряде впадин Прибайкалья. Почти повсеместно для тектонических впадин характерно наличие квазистационарной мерзлоты.

5. Для горно-складчатых областей с активной новейшей тектоникой даже при наличии очень суровых геокриологических условий характерно существование под временными водотоками гидрогенных инфильтрационных сквозных таликов, по которым осуществляется питание подземных вод глубокого стока. Эти талики приурочены к разломам с высокой трещиноватостью пород, к закарстованным зонам в массивах карбонатных пород и мощным накоплениям валунно-галечного материала, выполняющего переуглубленные участки долин. Для них характерен специфический водно-температурный режим, являющийся фактором их сохранения. Породы этих таликов в летнее время полностью водонасыщены. Осенью с прекращением стока поверхностных вод начинается быстрое падение уровня грунтовых вод в таликах, опережающее темп сезонного промерзания пород. В результате в сезонномерзлое состояние переходят отложения, обладающие высокой открытой пустотностью и сохраняющие проницаемость. Глубины сезонного промерзания дренированных пород таликов достигают 5—8 м, но глубина падения уровня подземных вод всегда больше этих величин. В приводораздельных частях падение уровня в таликах составляет десятки — первые сотни метров. С началом весеннего снеготаяния происходит заливание талых снеговых вод в дренированные породы таликов. В СМС за счет «запасов зимнего холода» вода намерзает на поверхность валунов, гальки и стенки трещин. Происходит частичное снижение коэффициента фильтрации пород, но их проницаемость сохраняется. Затем под влиянием фильтрующихся вод намерзший лед оттаивает и исходная проницаемость восстанавливается.

6. В северной геокриологической зоне в бассейнах стока орогенных областей с активной новейшей тектоникой О. Н. Толстихиным (1974) установлена *гидрогеотермическая поясность*, с которой связаны наличие таликов в долинах рек, особенности режима подземных вод и характера наледообразования. Сверху вниз О. Н. Толстихин выделяет следующие гидротермические пояса.

*Пояс гидротермической аккумуляции*, начинающийся от линии водоразделов и включающий те части бассейнов стока, где поверхностные воды и воды СТС аккумулируют на площади водосбора такое количество тепла, которое обеспечивает существование несквозных подрусовых грунтово-фильтрационных таликов. Эти талики, приуроченные к грубообломочному аллювию, разобщаются зимой на систему изолированных «ванн». По разрывным зонам в этом поясе иногда существуют сквозные подрусовые инфильтрационные (инфлюационные) талики.

*Пояс инфильтрации и инфлюации* находится ниже и характеризуется преобладанием подрусовых таликов при ограниченном развитии пойменных грунтово-фильтрационных, а также распространением сквозных инфильтрационных (инфлюационных) таликов, приуроченных к разломам. В этом поясе емкость таликов значительна. В водно-критический период в них происходит сильная сработка уровня грунтовых вод, а весной активная инфильтрация поверхностных вод. В нижней части этого пояса формируются небольшие наледи грунтовых аллювиальных вод.

*Пояс транзита и аккумуляции* подземных вод обладает оптимальным сочетанием гидрологических и гидрогеологических условий. Летом у рек высокие расходы. Аллювий в днищах долин грубообломочный. Развиты несквозные и сквозные пойменные и подрусовые грунтово-фильтрационные талики, а также инфильтрационные и напорно-фильтрационные, многие из которых часть года работают в режиме поглощения, а другую — в режиме разгрузки. Здесь широко распространены наледи, сроки формирования и размеры которых увеличиваются от верхней границы пояса к нижней.

*Пояс разгрузки* подземных вод начинается от нижних частей горных сооружений и включает территорию межгорных артезианских и адартезианских бассейнов и криогенных напорных бассейнов. Разгрузка вызывается снижением уклонов долин, сменой грубообломочного состава аллювия на более тонкодисперсный, формированием предгорных конусов выноса. Воды подмерзлотного стока обладают здесь напором с устойчивым в течение года превышением пьезометрических уровней поверхности Земли. Ухудшение водно-фильтрационных свойств аллювия из-за увеличения его пылеватости приводит к промерзанию пойменных таликов, к смене сквозных таликов несквозными, а непрерывных по долинам — прерывистыми, разобщающимися зимой на систему изолированных ванн. Здесь происходит интенсивная разгрузка подземных вод по гидрогеогенным и подрусовым напорно-фильтрационным таликам, положение которых контролируется разломами. В этом поясе формируются наиболее крупные по размерам наледи.

На рис. VII.1 приведена описанная выше схема питания, стока и разгрузки подземных вод гидрогеологической орогенной области северной геокриологической зоны.

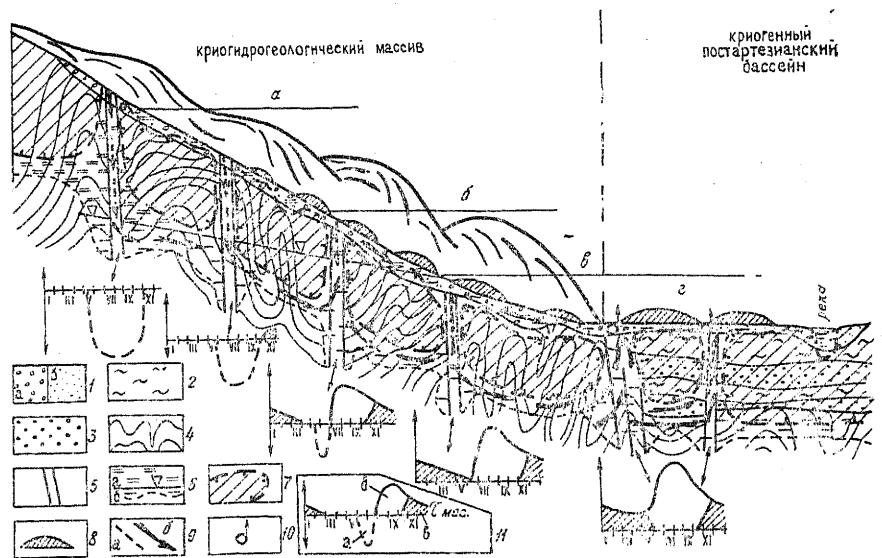


Рис. VII.1. Схема питания, стока и разгрузки подземных вод в гидрогеологической складчатой области в условиях активных новейших тектонических движений:

1 — аллювиальные галечники (а) и пылеватые пески и супеси (б); 2 — глинистые болотные и озерные отложения; 3 — песчано-гравийные аллювиальные и озерные отложения; 4 — сильно дислоцированные терригенные и вулканогенные отложения; 5 — новейшие и обновленные разломы; 6 — зоны периодического (а) и постоянного (б) интенсивного обводнения пород и их границы; 7 — многолетнемерзлые породы и их границы; 8 — наледь; 9 — направления движения подземных вод в зонах периодического (а) и постоянного (б) обводнения; 10 — источники; 11 — графики расходов подземных вод через подрусловые талики за счет инфильтрации (инфлюации) — поглощения (а) и напора фильтрации — разгрузки, уходящей речным стоком (б) и расходуемых на наледообразование (в). Высотные мерзлотно-гидрогеологические пояса (по О. Н. Толстихино, с уточнениями): а — пояс гидротермической аккумуляции; б — пояс инфильтрации и инфлюации; в — пояс транзита и аккумуляции; г — пояс разгрузки

7. В гидрогеологических орогенных областях криолитозоны наледообразование подчиняется высотной поясности. При этом существуют значительные различия в проявлении наледообразовательных процессов при северном и южном вариантах геокриологической поясности. В условиях северной геокриологической зоны (северный вариант поясности) при наличии сплошных мерзлых толщ в первых двух верхних гидрогеотермических поясах формируются небольшие наледы грунтовых вод и вод подмерзлотного стока. Период их образования и размеры увеличиваются вниз по долинам по мере снижения высоты местности. В нижнем поясе разгрузки происходит формирование наледей преимущественно вод глубокого стока в течение всей зимы, а сами наледы имеют максимальные размеры.



Во всех гидрогеотермических поясах существует превышение размеров наледных полей над площадями современных наледей. В верхних трех поясах это обычно следствие бывшего существования горных ледников, а при их наличии — больших размеров и большей мощности льда и его донного таяния. Это обуславливало в периоды оледенений интенсификацию питания и стока подземных вод, а также увеличение наледообразования (см. III.11). В поясе разгрузки очень большие размеры наледных полей — обычно результат миграции наледей под влиянием новейших движений и сейсмических явлений.

В регионах с высокогорной (альпийской) мерзлотой в геокриологическом поясе сплошных низкотемпературных мерзлых толщ наледообразование по-разному проявляется при наличии горного оледенения и его отсутствии. В первом случае наледи чаще всего образуются непосредственно ниже концов ледников. Питаются они за счет талых ледниковых вод, стекающих по подледниковым обводненным таликам. Широко развиты наледи и ниже, особенно на переуглубленных участках долин и в высокогорных впадинах. В долинах, где ледники отсутствуют сначала появляются небольшие наледи грунтовых вод, а вниз по долине их размеры постепенно возрастают. Появляются наледи вод глубокого подмерзлотного стока. В обоих указанных случаях в высокогорных регионах с «альпийской» мерзлотой проявляется тенденция возрастания размеров таликов, их живого сечения и водоносности с понижением высоты местности и уменьшением суровости геокриологических условий. В результате доля подземных вод, идущих на наледообразование, уменьшается. Все больше воды уходит подземным стоком. Таким образом, наледообразование, достигнув максимума своего развития на некоторых высотах, где существуют оптимальные условия по обводненности и суровости, постепенно ослабевает в поясе прерывистой мерзлоты и прекращается в поясе островной.

#### **VII.4. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Развитие природы орогенных областей в плейстоцене отличается рядом особенностей, оказывающих влияние на проявление криогенеза литосферы и формирование мерзлоты. Похолодания в горных областях обычно сопровождалось развитием оледенений, а потепления — деградацией ледников. Виды оледенений и размеры ледников были разными в разных горных областях. Общим было сохранение существующей в настоящее время тенденции сокращения размеров оледенений от областей, испытывающих влияние океанов, к внутриконтинентальным регионам. Поэтому ледники с Урала, Путорана, гор Бырранга спускались на окружающие их равнины. Вместе с тем горные ледники Верхоянья, системы хребтов Черского, Байкальской и других внутриконтинентальных областей оставались горно-долинными и не заполняли межгорные впадины.

Максимальных размеров достигало среднеплейстоценовое оледенение. Позднеплейстоценовые оледенения были существенно меньше по размерам (площади и мощности льда), хотя и развивались во время климатического минимума (см. I.3). По размерам и расположению наледных полей по отношению к ригильно-моренным комплексам можно судить о том, что ледники в долинах имели мощности льда, при которых происходили донное таяние, интенсификация питания подземных вод и наледообразования в приледниковой зоне.

В криолитозоне хребтов температурных аномалий, связанных с развитием ледников и субгляциальных таликов под ними, не сохранилось. Между тем можно предполагать разнонаправленность в развитии мерзлых толщ в горах на территориях, где образовывались и исчезали ледники и где они отсутствовали. В последних похолодания приводили к увеличению мощности мерзлых толщ; напротив, под ледниками их мощность в эти этапы сокращалась и даже появлялись талики. Таким образом, в криохроны возрастала контрастность геокриологических условий в одной орогенной области. Деградация оледенения при потеплениях приводила к многолетнему промерзанию пород на освободившихся ото льда субгляциальных таликах и к аградации субгляциальных мерзлых толщ. Напротив, мощность мерзлоты вне участков оледенения в термохроны сокращалась, в итоге контрастность геокриологических условий сглаживалась. Во всех случаях динамика мощностей мерзлых толщ была активной, что приводило к криогенной дезинтеграции пород.

В криохроны увеличение суровости мерзлотных условий в горах сопровождалось и изменением вертикальной геокриологической поясности: умеренный вариант трансформировался в северный, южный — в умеренный, или происходило понижение нижней границы распространения ММП. В термохроны происходил обратный процесс.

Существенно, что в настоящее время в орогенных областях мощность мерзлых толщ при их квазистационарном состоянии меньше, чем в период позднекайнозойского климатического минимума. Поэтому зоны криогенной дезинтеграции ниже мерзлоты находятся в талом состоянии и обводнены. Это способствует интенсификации подземного, особенно подмерзлотного, стока, что благоприятствует наличию источников подземного водоснабжения.

В горных массивах орогенных областей распространены преимущественно одноярусные эпикриогенные мерзлые толщии скальных пород (см. VII.2, VII.3). Ярус дисперсных отложений, обычно небольшой мощности, приурочен к горным долинам, подножиям склонов и межгорным седловинам. Здесь часто встречается маломощный горизонт синкриогенных отложений, имеющий прерывистое распространение по площади, залегающий в виде линз и представленный склоновыми накоплениями, аллювием, флювиогляциальными и моренными отложениями.

В крупных межгорных депрессиях и тектонических впадинах строение мерзлых толщ существенно разнообразнее и сложнее, особенно в северной геокриологической зоне. Во впадинах глубокого заложения мерзлые толщи мощностью 500 м и более обычно сложены только эпигенетически промерзшими породами чехла (дисперсными и вулканогенными). Верхнюю часть разреза составляет комплекс синкриогенных озерно-аллювиальных, делювиально-солифлюкционных, флювиогляциальных и пролювиальных отложений мощностью от 2—3 до первых десятков метров. Их дисперсность обычно увеличивается от бортов к центру впадин. В значительной мере эти отложения бывают переработаны термокарстом, а также наледями. Соответственно они трансформированы в таберальные и таберированные отложения, а также в наледный аллювий. В межгорных впадинах неглубокого заложения (до 200—500 м) нижняя часть мерзлых толщ бывает сложена скальными породами складчатого основания впадин с трещинными криотекстурами в мерзлом состоянии и трещинными напорными водами в талом. В этом случае для мерзлых толщ характерно двух- и трехъярусное строение.

Общей особенностью геокриологических условий межгорных тектонических впадин является зависимость распределения мощностей мерзлых толщ от тектонических особенностей впадин. К их числу относятся: сокращение мощностей ММП под разрывными нарушениями по сравнению с центральными частями блоков; приуроченность напорно-фильтрационных таликов и наледей к разломам и особенно к местам их пересечения; увеличение мощностей мерзлых толщ в осях синклинальных и сокращение в осях антиклинальных складок и др. (см. V.3).

Таким образом, в горных хребтах орогенных областей решающим фактором в формировании и распределении мощностей мерзлых толщ является геоморфологический, а в межгорных впадинах — геоструктурный. Во всех случаях важнейшее значение играют подземные воды.

В северной геокриологической зоне и высокогорных сооружениях умеренных широт время непрерывного существования мерзлоты исчисляется сотнями тысяч лет, т. е. оно соизмеримо с периодами активизации новейших движений. Поэтому в горах с высокой новейшей активностью, испытывавших в плейстоцене направленное воздымание, происходило изменение температурного режима пород в хребтах, связанное с увеличением их высоты. Видимо, имело место понижение температур пород, носившее характер тренда, на фоне которого проявлялись периодические изменения, обусловленные колебаниями климата, и явления, связанные с появлением и деградацией горных ледников. Учитывая, что за период порядка 200 тыс. лет поднятие некоторых горных групп, например Верхоянских гор, гор Сунтар-Хаята и других, оценивается в несколько сотен метров, температура пород в приводораздельной части гор за это время

могла понизиться на 3—5° С, а мощность мерзлых толщ увеличиться дополнительно на 200—250 м.

Еще одной особенностью криогенеза орогенных областей является возникновение новых черт криогенного строения ММП, слагающих разломы, которые испытывают новейшую активизацию. Это изменение криогенных текстур за счет пластического течения льда и режелаяции, образование открытой пустотности в зонах растяжения и др.

В орогенных областях на небольших расстояниях чередуются и резко дифференцированные районы активной денудации, где накопление происходит локально и существование отложений кратковременно, и районы длительной аккумуляции. В пределах последних накапливаются толщи дисперсных отложений, несущие следы криогенеза, по которым устанавливаются палеогеографические (палеомерзлотные) условия прошлых эпох. Особенности их накопления и промерзания подобны тем, которые описаны для аккумулятивных равнин. Между тем и горные хребты, т. е. участки интенсивной и длительной денудации, несут следы активного воздействия криогенных процессов прошлого. Так, установлено, что горы, сложенные породами, слабо поддающимися выветриванию, покрыты крупноглыбовым плащом криогенного десерпция (см. III.2, III.7). Последний формируется геологически длительное время, а в настоящем определяет специфический характер температурного режима, для которого важное значение имеет воздушная конвекция в зимнее время, способствующая понижению  $t_{ср}$ . Своеобразным является сезонное оттаивание отложений и влажностный режим этого слоя (см. II.6), дренированного осенью и зимой, но заполняющегося весной натеchno-инфильтрационным (гольцовым) льдом. Такие особенности термовлажностного режима приводят к криогенному растрескиванию льдистых, выветрелых скальных и грубообломочных пород под крупноглыбовым чехлом курумов. Трещины возникают потому, что поверхность мерзлой толщи в зимнее время благодаря воздушной конвекции охлаждается до температур приземного слоя наружного воздуха (—20...—40° С). Они заполняются весной талой водой, обуславливая рост поворачно-жильных льдов на склонах, междуречьях и нагорных террасах.

Характерно, что на огромных территориях орогенных областей, занятых мерзлыми толщами в настоящее время и находившихся в мерзлом состоянии в позднем плейстоцене, распространены полигонально-жильные структуры (см. III.4). Они вскрываются в «разборной скале», в разнообразных породах под покровом курумов, в щебнисто-глыбовом элювии, т. е. в породах грубообломочных и мало благоприятных для криогенного растрескивания. Сами структуры многообразны; часто они выполнены округленным щебнем, дресвой и мелкими валунами; на склонах они лишены заполнителя и служат путями стока вод СТС. В рельефе полигональная сеть таких структур выражена

неодинаково. Так, под плащом курумов она плохо видна, но обнаруживается в горных канавах. На слабонаклонных между-речьях, нагорных террасах и в основании делювиальных склонов она имеет вид «сортированных полигонов», а иногда и крупноблочного пологовыпуклого микрорельефа без заметных следов выпучивания крупнообломочного материала (см. III.4).

Практически повсеместное распространение таких полигонально-жильных структур рассматривается нами как свидетельство активного развития криогенного растрескивания и роста повторно-жильных льдов в эпоху позднеплейстоценового климатического минимума. Происходило это в условиях низких зимних температур воздуха, малой мощности снежного покрова, конвекции воздуха зимой в грубообломочных покровах на склонах гор, малой глубины сезонного протаивания, высокой льдистости подстилающих СТС пород, насыщенных гольцовым льдом. Последующее голоценовое потепление, увеличение влажности и смягчение суровости климата привели к уменьшению мощности льдонасыщенного горизонта за счет увеличения глубины сезонного оттаивания и к широкому (но далеко не повсеместному) превращению повторно-жильных льдов в псевдоморфозы, выполненные грубообломочным материалом.

В суровых условиях северной части Верхояно-Чукотской горной области, гор Бырранга, Новосибирских островов повторно-жильные льды в приповерхностных покровах гор сохранились. При прокладке дорог, планировании поверхности и других техногенных нарушениях они вскрываются и дают просадки.

Таким образом, в криохроны происходило увеличение льдистости приповерхностных слоев мерзлых толщ эпикриогенных массивов, а в термохроны — уменьшение и трансформация первичных полигонально-жильных структур во вторичные.

### СУБМАРИННАЯ КРИОЛИТОЗОНА АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

#### VIII.1. ТИПЫ СУБМАРИННОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ИХ ФОРМИРОВАНИИ

На дне Арктического (Полярного) бассейна широко распространены охлажденные отрицательно температурные и многолетнемерзлые породы, образующие субмаринную криолитозону. В предшествующих разделах (I.3, III.10, IV.3) показано, что в пограничной полосе континента и современного шельфа в позднем кайнозое происходили регрессии и трансгрессии Арктического бассейна. В периоды регрессий прибрежная часть шельфа оголялась, переходила в субазральный режим, а выходящие из-под уровня моря отложения промерзали и/или охлаждались ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . В периоды трансгрессий морем затапливалась территория с образовавшейся в субазральных условиях криолитозонной, которая в субмаринных условиях претерпевает существенные изменения, приобретая новые особенности. Такая криолитозона внутренней части шельфа выделяется под названием *континентально-погруженной*, или *прибрежно-шельфовой*, *криолитозоны*. Ее внутренняя граница проходит по границе континент — море, а внешняя — условно по изобате, соответствующей максимальному понижению уровня океана в конце позднего плейстоцена. Севернее под акваторией Арктического бассейна, где температуры донных отложений  $t_d$  ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , распространена *океаническая криолитозона*, включающая внешнюю часть шельфа, континентальный склон и пелагическую область.

Формирование, распространение и строение прибрежно-шельфовой криолитозоны связаны с проблемой регрессий и трансгрессий Мирового океана. Можно выделить два существенно различных взгляда на природу кайнозойских морских регрессий и трансгрессий и их связей с оледенениями.

Согласно первому представлению, уровенный режим Арктического бассейна в позднем кайнозое определялся преимущественно тектоническими движениями, обычно асинхронными в разных геологических структурах, слагающих прибрежную часть континента и шельф, открытых в сторону океана. Уровенный режим Арктических морей прямо не связан с похолоданиями и потеплениями климата, формированием ледниковых покровов и их разрушением. Ряд оледенений в северных горных ре-

гионах синхронны с морскими трансгрессиями, особенно на приморских низменностях Восточной Европы и Западной Сибири. Считается, что оледенениям подвергались только горы Скандинавии, Урала и Новой Земли, Таймыра и Северной Земли. Ледниковые покровы на равнинах занимали ограниченные территории, чаще они спускались в моря в виде шельфовых ледников, продуцируя айсберги и приводя к накоплению ледово- и ледниково-морских отложений.

В настоящее время большая группа исследователей развивает гляциоэвстатические представления об изменении уровня Мирового океана, связанном с ледниково-межледниковыми колебаниями объема океанской воды. В эпохи крупных оледенений происходят регрессии Мирового океана, в ледниковых щитах скапливаются и консервируются в виде льда большие массы воды. Падение уровней в океане носит глобальный и синхронный характер, тем больший, чем значительнее массы льда, концентрирующиеся в ледниковых щитах. Для этих периодов обычно характерно развитие оледенений морей, а именно образование и расширение площади многолетних паковых ледяных покровов, захватывающих часть морей умеренных широт. Сюда зона паковых льдов бывает обрамлена широкой полосой сезонных морских льдов, граница которых в целом сопрягается с южной границей распространения ММП (Величко, 1973).

Трансгрессии Океана обусловлены сокращениями размеров ледниковых щитов и массы льда в них. Такие изменения могут быть вызваны как уменьшением питания ледников в связи с усилением континентальности климата в умеренных и высоких широтах планеты, обусловлены сокращением испарения, связанным с оледенением морей, так и глобальными потеплениями (см. V.8). Первая причина редукции оледенения может предшествовать второй. В этом случае трансгрессия морей начинается в условиях сурового континентального климата и широкого распространения мерзлых толщ как на осушенной в период регрессии части арктического шельфа, так и на юге.

Ледниковые покровы располагались преимущественно на повышенных участках континентов. Увеличивались размеры Антарктического и Гренландского щитов, возникали Скандинавский, Лаврентийский ледниковые покровы и др. По представлениям М. Г. Гросвальда, Т. Хьюза и Г. Х. Дентона, ледниковые щиты, возникшие на континентах, могли распространяться на территорию шельфа арктических морей, образуя так называемые морские ледниковые покровы (ледники). В процессе эволюции климата и оледенений центральные наиболее высокие части последних перемещались на территорию шельфа, где условия питания ледников были оптимальными. В результате лед морских ледниковых щитов растекался как в сторону Северного Ледовитого океана, так и в южном направлении, на низменные равнины восточной части Европы, Западную Сибирь и др. Эта точка зрения оспаривается многими учеными.

Принимая в принципе представления о связи динамики крупных оледенений и колебаний уровня Мирового океана, учетные расходятся в количестве циклов трансгрессий и регрессий, амплитудах и времени наступления экстремумов. Для иллюстрации на рис. VIII.1 приводятся гляциоэвстатические кривые

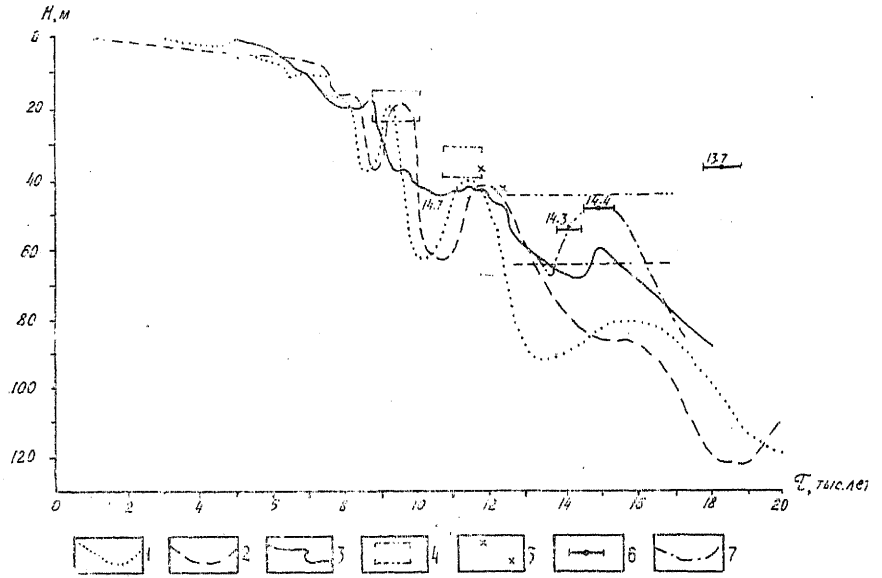


Рис. VIII.1. Гляциоэвстатические кривые хода послеледниковой трансгрессии (Holmes, Creager, 1974):

1 — по Каррею (1961, 1962); 2 — по Каррею (1965); 3 — по Мернеру (1971); 4 — положение стабилизации уровня по Фейрбриджу (1961); 5 — уровни моря на Чукотском шельфе, установленные Кригером и Макманусом (1965); 6 — датировки затопленных террас на Лаптевском шельфе (тыс. лет), по Холмсу и Кригеру (1974); 7 — кривая хода трансгрессии моря Лаптевых для интервала времени 13,5 — 17,5 тыс. лет

хода позднеплейстоценово-голоценовой трансгрессии (Holmš, Creager, 1974). На рис. VIII.2 представлена осредненная гляциоэвстатическая кривая, охватывающая весь позднеплейстоценовый цикл в 130 тыс. лет. По приведенной кривой высокие уровни океана были в период между 115—130 тыс. лет назад, т. е. в межледниковую эпоху (микулинскую, земскую, казанцевскую) и в голоцене (до современности). Пики наиболее глубоких понижений уровня океана приходятся на 70 и 20 тыс. лет назад. Последнее экстремальное падение уровня, достигавшее 120—130 м, относится ко времени сартанского оледенения. По оценкам других исследователей, понижение уровня могло изменяться в пределах от 80 до 170 м. Существенно, что колебания объема океанической воды и морские трансгрессии и регрессии не всегда совпадают между собой. Так, в областях покровных



оледенений ледниковые эпохи могут отмечаться относительным повышением уровня Океана, а межледниковья — его понижением. Причиной таких несоответствий являются гляциоизостатические, а иногда и неотектонические движения.

Гляциоизостатические движения земной коры носят преимущественно вертикальный характер. Они являются результатом нарушения изостатического равновесия земной коры при появлении и исчезновении ледниковой нагрузки. Дополнительная нагрузка, связанная с образованием ледниковых щитов, вызывает горизонтальное растекание подкорковых масс из центральной к периферийным частям области оледенения, сопровождающееся вертикальным опусканием поверхности Земли. При этом поверхность континента может опускаться ниже уровня Мирового океана. Движение вещества происходит в астеносфере, имеющей пониженную вязкость и залегающей на глубинах от 50—100 до 250—350 км. Снятие ледниковой нагрузки приводит к обратному движению вещества, вызывающему вертикальное поднятие поверхности. Гляциоизостатические движения земной коры запаздывают по сравнению со временем приложения или снятия ледниковой нагрузки. Поэтому они фиксируются по аномалиям силы тяжести, устанавливаемым при помощи гравиметрической съемки. Участки побережий арктических морей и шельфа, прогнутые ледниковыми покровами, покрывались морем после их разрушения в начале межледниковых трансгрессий, одновременно начиная изостатически подниматься. Это приводит к образованию морских террас и их быстрому поднятию, к осушению прибрежной мелководной части шельфа и его промерзанию. Гляциоизостатические явления на побережьях Мирового океана в кайнозое характерны для высоких широт. К таким районам относятся Скандинавский п-ов, Таймыр и острова Северной Земли, северная окраина Канадского щита, шельф Баренцева моря и ряд других районов Арктики. Голоценовые береговые линии в областях позднеголоценового оледенения бывают подняты на 100—150 м и более.

Гляциоизостатические представления в единую систему увязывают материковые оледенения и дегляциацию, колебания

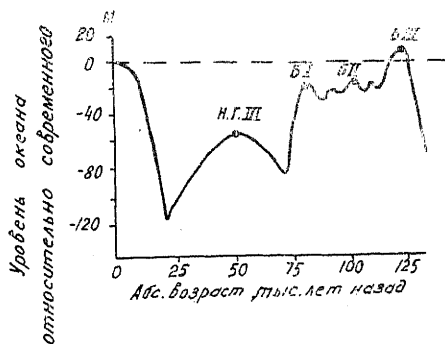


Рис. VIII.2. Осредненные гляциоизостатические изменения уровня Мирового океана за последние 130 тыс. лет. Реконструированы по вариациям  $\delta^{18}\text{O}$  в керне глубоководных осадков в экваториальной части Тихого океана. Контрольные точки Б.І, Б.ІІ, Б.ІІІ и Н.Г.ІІІ — уровни, полученные по террасам островов Барбадос и Новая Гвинея (Гляциологический словарь, 1984)

уровня Мирового океана, регрессии и трансгрессии на прибрежных равнинах и шельфе Арктического бассейна, а также формирование и деградация мерзлых толщ прибрежно-шельфовой криолитозоны.

Большинство советских исследователей, изучающих криолитозону шельфа (И. Я. Баранов, Н. Ф. Григорьев, Ф. Э. Арэ, Е. Н. Малочушкин, А. И. Фартышев, Я. В. Неизвестнов, В. А. Соловьев и др.), исходят из представлений о существовании в позднем плейстоцене регрессии моря, оголившей шельф в среднем до изобаты 100 м. Выход шельфа из-под уровня моря привел к формированию синхронно-эпикриогенных, а также накоплению низкотемпературных синкриогенных отложений ледового комплекса (см. IV.2). Последующая трансгрессия в конце позднего плейстоцена сопровождалась деградацией этих мерзлых толщ, включая абразию их верхней части, протаивание под морем и замещение пресных подземных льдов и вод солеными морскими. Чем дальше от современной береговой линии находится участок внутренней зоны шельфа, чем больше в настоящее время глубина моря, тем кратковременнее в позднем плейстоцене был период существования его в субаэральном состоянии и многолетнего промерзания пород. Прибрежные и мелководные части шельфа промерзали более длительное время, поэтому мощность мерзлых толщ на шельфе (при прочих равных условиях) была на начало трансгрессии наименьшей вблизи изобаты 100 м, а наибольшей — вблизи современного уреза моря. Позднеплейстоценовая—голоценовая трансгрессия привела к разрушению верхней наиболее льдистой части мерзлых толщ на шельфе и протаиванию последних сверху и снизу. В результате на шельфе возникли нестационарные, деградирующие мерзлые толщи. При этом в наиболее глубоководной внешней полосе, ушедшей под уровень воды в начале трансгрессии, ММП могли к настоящему времени оттаять полностью: чем ближе к берегу, тем больше мощность и выше сплошность (по площади) сохранившихся мерзлых толщ.

Таким образом, на современном арктическом шельфе в его прибрежной зоне можно выделить образовавшуюся в субаэральных условиях в период регрессии криолитозону, погруженную под уровень моря — шельфовую субаквальную континентально-погруженную криолитозону. Часть ее содержит охлажденные и многолетнемерзлые породы, находящиеся в состоянии деградации. Температурный режим этой криолитозоны резко нестационарный. В другой части мерзлые породы уже протаяли и/или частично перешли в охлажденное состояние, оставив в разрезе только различные следы бывшего мерзлого состояния (посткриогенные текстуры, соли, ожелезнения по трещинам и др.). Мощности и температурный режим криолитозоны здесь соответствуют современным условиям.

В периферийной части шельфа, никогда в плейстоцене не осушавшейся, на материковом склоне и в пелагической области

Арктического бассейна, где температура придонных слоев морской воды и донных отложений имеет отрицательные значения, существует океаническая криолитозона. Она представлена охлажденными осадками и породами различного состава. В благоприятных условиях, особенно в геоструктурах, сложенных осадочными породами с большой долей органической составляющей, с глубины моря более 200 м в отложениях, входящих в криолитозону и ниже ее границы, могут существовать и накапливаться гидраты газов метанового ряда. Мощность океанической криолитозоны определяется температурой донных отложений, постоянной в годовом цикле и слабоизменяющейся в геологическом времени, а также тепловыми потоками и теплопроводностью осадков.

А. И. Фартышев (1990) предложил выделять прибрежно-шельфовую криолитозону, включающую субаквальную континентально-погруженную, а также субаэральную криолитозону морских побережий. Внешняя граница последней проходит по берегу моря, внутренняя — по тыловому шву наиболее древних и высоких морских террас или морских равнин, т. е. поверхностей, образовавшихся под прямым воздействием моря. В состав криолитозоны побережий могут входить охлажденные засоленные отложения, породы с криопэгмами, залегающие в виде линз и прослоев в толще многолетнемерзлых пород или подстилающие последние. Схема типов криолитозоны Арктического бассейна представлена на рис. VIII.3.

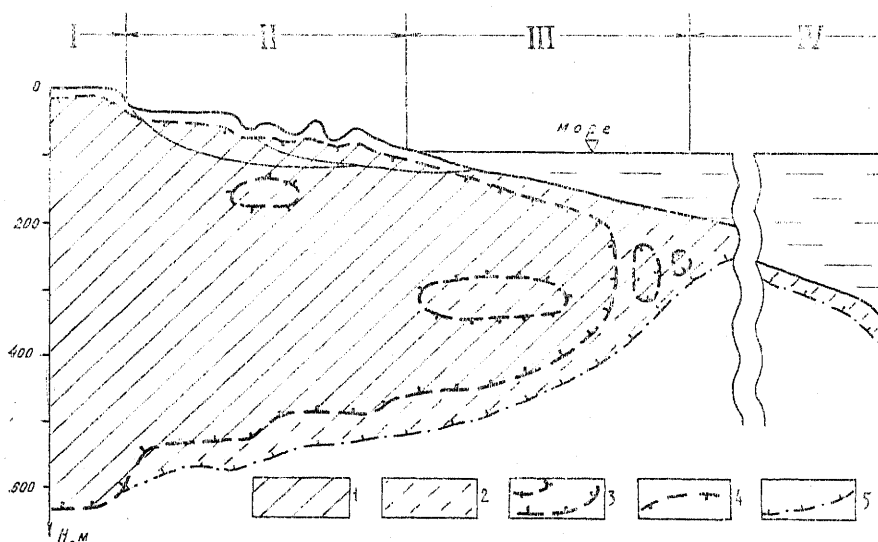


Рис. VIII.3. Схема строения субмаринной криолитозоны Арктического шельфа: I — субаэральная криолитозона; II — субаэральная криолитозона морского побережья; III — континентально погруженная криолитозона шельфа; IV — океаническая криолитозона; 1 — многолетнемерзлые породы; 2 — охлажденные породы. Границы: 3 — многолетнемерзлых пород; 4 — слои сезонного оттаивания; 5 — охлажденных пород

## VIII.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУР ПРИДОННОГО СЛОЯ ВОДЫ И ПОРОД АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Температурным режимом придонного слоя воды определяется современное распространение с поверхности дна многолетнемерзлых, охлажденных, а также талых и немерзлых пород в Арктическом бассейне. Работами Л. А. Жигарева и других исследователей доказано, что среднегодовые температуры придонного слоя воды и пород практически равны между собой. Это позволяет по данным гидрологических наблюдений судить о температурах пород дна.

Л. Н. Жигарев на основании натуральных данных, полученных в море Лаптевых, к востоку от устья Лены, установил хорошо выраженную зависимость между глубиной моря, ледовыми явлениями и температурным режимом пород дна. Установлено, что наиболее низкие среднегодовые температуры пород дна  $t_d$  характерны для глубин, близких к нулю (рис. VIII.4). В при-

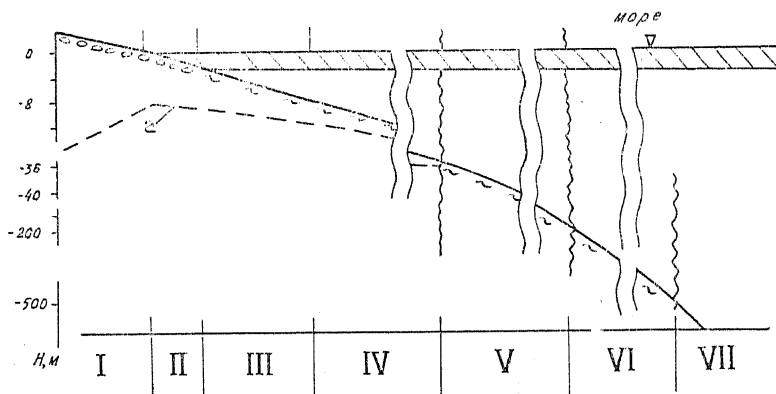


Рис. VIII.4. Схема распределения среднегодовых температур пород дна ( $t_n$ ) Арктического шельфа:

I — морские пляжи, косы,  $t_{ср} < 0^\circ$  (от  $-2$  до  $-7^\circ$ ); II — полоса припая,  $t_d$  — от  $t_{ср}$  до  $0^\circ$  (или  $-1^\circ$ ); III — полоса интенсивного летнего прогрева —  $t_d$  от  $0$  до  $+3^\circ\text{C}$  в зоне влияния рек или  $-0,5 \dots -1^\circ\text{C}$  вне зоны их влияния; IV — полоса сезонного перемешивания воды,  $t_d$  понижается от  $-0,5 \dots -1^\circ\text{C}$  до  $-1,7 \dots -1,8^\circ\text{C}$ ; V — зона постоянных в году температур, повышающихся с глубиной от  $-1,7$  до  $-0,8^\circ\text{C}$ ; VI — зона постоянных положительных температур; VII — зона постоянных  $t_d \approx -0,8 \dots -1^\circ\text{C}$ ; a — подошва слоя годовых колебаний температур

режной зоне выделяется полоса с глубинами от нуля до средней мощности морского сезонного ледяного покрова (1,8—2,0 м), так называемая полоса припайного льда, или морского припая. В этой полосе  $t_d$  возрастает от низких отрицательных температур, характерных для береговых пород, до  $0^\circ\text{C}$  на ее внешней границе. Закономерность повышения  $t_d$  сохраняется

повсеместно. Однако во многих районах Евразийского и Северо-Американского материков  $t_d$  остается отрицательной.

В полосе припая в зимнее время через слой льда, примерзающего к дну, осуществляется кондуктивное выхолаживание пород. В процессе формирования слоя морского льда в нем происходит образование пузырьков рассола, сильно охлажденного и мигрирующего вниз. Эти рассолы, вымораживаемые из ледяного покрова, концентрируются на контакте лед—породы или насыщают последние, приводя к их сильному сезонному засолению и дополнительному выхолаживанию. В летнее время породы припайной полосы испытывают тепляющее воздействие морской воды, температура которой достигает 10—12°С и которая постоянно перемешивается.

При глубинах моря больше мощности припайного льда (более 1,8—2 м), по данным Л. А. Жигарева,  $t_d$  в восточной части моря Лаптевых переходит в положительную область, достигая в интервале глубин 2—3 м +2,8°С (рис. VIII.5). При увеличении глубины моря до 7—8 м происходит понижение  $t_d$  до 0°С. Причинами этого являются, во-первых, сильное прогревание моря летом (до 10—12°С), во-вторых, высокие отрицательные температуры (выше -1,7...-1,8°С) морской воды зимой. Лед в этой полосе находится на плаву и через него не происходит непосредственного выхолаживания пород дна. Кроме того, воды этой части моря Лаптевых опреснены за счет речного стока Лены, Омлоя, Яны, и температура их замерзания выше, чем у морской воды с нормальной соленостью.

В других районах Арктического бассейна на глубинах от 1,8 до 8 м  $t_d$  обычно отрицательны (-0,5...-0,6°С). Средние температуры воды и пород дна понижаются до глубины 35 м, где они достигают -1,7°С. Глубже, до изобаты 200 м, на обширной площади Арктического шельфа сохраняется гомотермический режим и температуры дна обычно не выходят за пределы -1,6...-1,8°С. На глубине 200—500 м (вне зоны влияния атлантических и тихоокеанских течений) наблюдается постепенное повышение  $t_d$  до -1...-0,8°С. Амплитуда колебания температуры на поверхности дна и глубина проникновения сезонных температурных колебаний уменьшаются от кромки берега с увеличением глубины. До глубины 20 м летом температура придон-

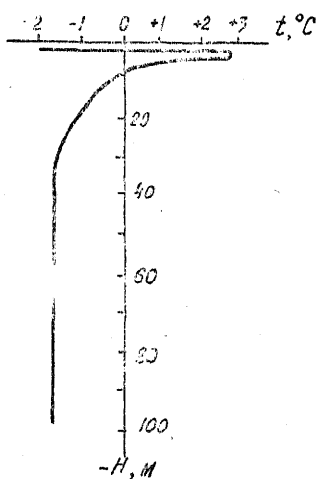


Рис. VIII.5. Изменение среднегодовых температур придонного слоя воды и температуры пород дна в зависимости от глубины моря Лаптевых (по Л. А. Жигареву)

не 200—500 м (вне зоны влияния атлантических и тихоокеанских течений) наблюдается постепенное повышение  $t_d$  до -1...-0,8°С. Амплитуда колебания температуры на поверхности дна и глубина проникновения сезонных температурных колебаний уменьшаются от кромки берега с увеличением глубины. До глубины 20 м летом температура придон-

ных слоев воды и дна достигает положительных значений. На глубине 30 м и более температуры остаются практически неизменными в течение года.

В нижней части шельфа и верхней части материкового склона установлено поле глубин с положительными температурами воды и дна. Оно обусловлено течениями из Атлантического и Тихого океанов, несущими теплые воды. Подсчитано, что воды Гольфстрима приносят в Северный Ледовитый океан порядка  $880 \cdot 10^{15}$  кДж, из которых моря Лаптевых достигает  $(56-72) \cdot 10^{15}$  кДж. Атлантические воды проходят в основном на глубине 200—800 м. В этой глубине в зоне действия течений из Атлантического океана  $t_d$  могут достигать  $+0,8...+1^\circ\text{C}$ . Тихоокеанские воды достигают температуры  $+1,2^\circ\text{C}$  и распространяются до  $72^\circ$  с. ш. Эти теплые воды подстилаются холодными с температурами  $-0,5...-1^\circ\text{C}$ , занимающими большую часть пелагической области.

Влияние средних и крупных рек на температурное поле дна арктических морей в целом носит локальный характер, хотя есть и исключения. Наибольшее влияние оказывают воды Лены, которые формируют ленское стоковое течение с пониженной соленостью морских вод и повышенными температурами (до  $+1^\circ\text{C}$ ). По мнению А. И. Фартышева, воздействие ленских вод, усиленное стоком из рек Яны и Омоя, прослеживается и дальше к востоку, до границы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Ленское стоковое течение вызывает в западной части моря Лаптевых холодное таймырское компенсационное течение с отрицательными температурами холодных морских вод с нормальной соленостью.

Влияние таких гигантских рек, как Обь и Енисей, на температуры придонного слоя морских вод незначительно, так как северным частям губ этих рек свойственны большие глубины. Поэтому теплые речные пресные воды подстилаются здесь холодными и тяжелыми водами Карского моря.

В дельтах рек ММП обычно приурочены к мелководным участкам, обнажающимся в зимнюю межень и находящимся под слоем льда, через который происходят их выхолаживание и промерзание. ММП приурочены к косам, барам, отмелям и характеризуются высокими отрицательными  $t_{ep}$  ( $-0...-2^\circ\text{C}$ ) и мощностями от нескольких до первых десятков метров.

### VIII.3. МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЕ СУБМАРИННОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

Мощности и строение криолитозоны Арктического бассейна изучены еще недостаточно. Это в равной мере относится к субмаринной шельфовой континентально-погруженной и океанической криолитозоне.

Мощности и строение континентально-погруженной криолитозоны известны с разной степенью детальности только в не-

скольких районах Арктики. В Североамериканском секторе это прибрежная часть моря Бофорта; в Евразийском — в районе Новосибирских островов. В этих районах проведены геофизические исследования и буровые работы как на акватории шельфа, так и в пределах побережий. В других районах, как правило, имеются единичные данные по скважинам, расположенным на берегу или в море при малых глубинах воды в небольшом удалении от берега.

На шельфе моря Бофорта на основе бурения установлена подошва мерзлой толщи, находящаяся в интервале глубин 450—700 м от дна при удалении до 80 км от берега и глубинах моря до 60 м. Мощности криолитозоны в этом регионе обычно превышают мощности ММП на несколько десятков метров. Над ММП залегают обычно талые, преимущественно охлажденные, отложения мощностью от первых метров до 200 м и более. В ряде скважин установлены два горизонта ММП, разделенных охлажденными. Температура мерзлых толщ на шельфе при значительных глубинах моря имеет как близкие к нулю, так и довольно низкие отрицательные значения, свидетельствующие о резко нестационарном ее состоянии. Так, в скважине глубиной 440 м, пробуренной в Канадском секторе моря Бофорта в 80 км от берега при слое воды в 32 м, температура пород в интервале 125—350 м была  $-2,0...-2,5^{\circ}\text{C}$  (Taylor and oth., 1989). Скважина не прошла полностью мерзлую толщу, по сообщению А. Джаджа, на глубине 350 м в ней был вскрыт пласт льда мощностью 1,5 м.

На основании обобщения результатов геокриологических работ А. Джажем составлена карта, на которой показано изменение мощности ММП на шельфе моря Бофорта, прилегающем к дельте р. Маккензи и п-ову Туктоятак. Мощность ММП, достигающая 700 м у побережья, убывает до 400—200 м с увеличением глубины моря до 60 м (рис. VIII.6).

Суммируя основные особенности строения шельфовой криолитозоны моря Бофорта, можно отметить: 1) большие глубины залегания подошвы мерзлых толщ, свидетельствующие о глубоком промерзании пород в период позднеплейстоценовой регрессии моря; 2) мощности шельфовой криолитозоны превышают глубину залегания нижней границы ММП; 3) мощности ММП (и криолитозоны) закономерно уменьшаются с увеличением расстояния от берега и глубины моря; 4) температурный режим толщи ММП резко нестационарен; 5) наличие толщ талых охлажденных пород, не содержащих льда, над мерзлыми породами. Последнее, согласно представлениям Т. Остеркампа и других исследователей, является не только результатом протавания льдистых мерзлых пород под морем, но и комплекса процессов, ведущих к замещению подземных льдов в породах солеными морскими водами. Процессы эти протекают сложно и медленно. Это предопределяет увеличение мощности охлажденных пород над мерзлыми с удалением от берега, неравномер-

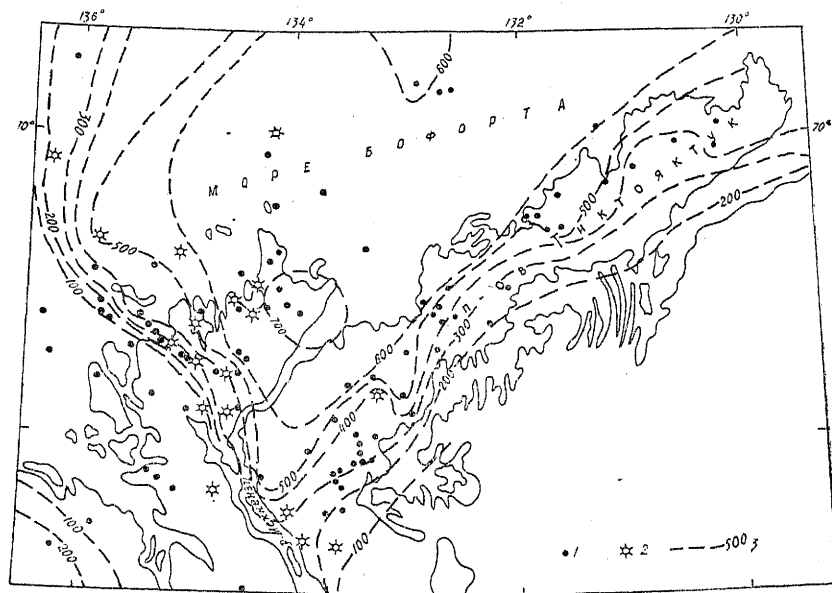


Рис. VIII.6. Схематическая карта глубины залегания подошвы многолетнемерзлых пород в районе дельты р. Маккензи и прилегающей части моря Бофорта, по А. Джаджу (1986):

1 — положение скважин; 2 — газогидраты; 3 — глубина залегания подошвы ММП, м

ность глубин замещения и геологически длительный период сохранения мерзлых толщ под акваторией.

В пределах Российского сектора Арктики существуют многочисленные свидетельства наличия ММП под дном окраинных морей, но отсутствуют буровые данные, фиксирующие их мощности. Представления о мощности и строении континентально-погруженной криолитозоны шельфа базируются на результатах математического моделирования промерзания пород, слагающих внутреннюю часть шельфа при регрессиях, и протаивания образовавшихся мерзлых толщ при трансгрессиях. Получаемые результаты носят прогнозный характер и зависят от выбранных схем развития палеогеографических событий, особенно на последнем позднеплейстоцен-голоценовом этапе, на представлениях о геологическом строении шельфа, его гидрогеологических особенностях и тепловых потоках из недр Земли. В целом большая неопределенность в выборе начальных и граничных условий, а также свойств промерзающих и протаивающих пород предопределяют целесообразность использования упрощенных математических моделей, позволяющих получить только оценочные результаты.

Такие оценки распространения и возможной мощности многолетнемерзлых пород на территории шельфа Российского сек-



тора Арктики или его частей были сделаны Л. А. Жигаревым, Я. В. Неизвестным, В. А. Соловьевым и А. И. Фартышевым. Последние два исследователя базировались преимущественно на данных, полученных по району Новосибирских островов, и составляли схематические прогнозные карты для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

В число общих предпосылок, принятых при расчетах промерзания и оттаивания пород шельфа при регрессивно-трансгрессивных циклах и базирующихся на широко известных закономерностях, входят следующие.

1. Температура пород при регрессии или трансгрессии моря меняется скачком. Температура пород в субаэральных условиях  $t_{cp}$  принимается как средняя зональная, понижающаяся с юга на север. Температура морских вод у берега  $t_{mb} = t_d$  принимается в диапазоне от  $-2...-1,7^\circ$ , т. е. от температуры начала замерзания океанской воды нормальной солености, до  $+1...+2^\circ$  С. Последние значения приняты Л. А. Жигаревым, который распространяет закономерности, полученные им для восточной части моря Лаптевых (см. VIII.2), на все Арктическое побережье. Во всех случаях  $t_d$  азональна, в силу чего скачок температур на поверхности пород при регрессиях или трансгрессиях  $\Delta t_{пр} = |t_{mb}| - |t_{cp}|$  возрастает с юга на север. Это обуславливает зонально возрастающий к северу темп многолетнего промерзания пород на освобождающейся из-под моря поверхности шельфа.

2. Увеличение глубины моря принимается как свидетельство более раннего затопления участка шельфа и меньшего периода его существования в субаэральных условиях в период регрессии. Поэтому имеется связь между современными глубинами моря и периодом промерзания при регрессии и протавивании при трансгрессии. Распределение глубин моря получается с батиметрических карт без учета абрадированной, термокарстово просевшей или размытой части разреза при трансгрессии моря. Последнее вносит дополнительную ошибку, иногда существенную, особенно если верхняя часть разреза была сложена мощной толщей пород ледового комплекса (см. IV.2). При протавивании последнего мощность остающегося таберального осадка составляет около 20—30% протаявшей толщи, да и то в том случае, если он не размывается и не выносится течением.

3. Температура замерзания-оттаивания засоленных отложений или вод, находящихся в пустотах пород, ниже  $0^\circ$  С; она понижается с возрастанием минерализации. Поэтому при отрицательных температурах ( $0...-2^\circ$  С) породы из мерзлого состояния могут переходить в охлажденное, образуя в разрезах криолитозоны наряду с деградирующими ММП линзы и горизонты, не содержащие льда, а состоящие из засоленных глинистых отложений или пород, вмещающих криопэги.

Содержание солей в поровых водах осадков арктических морей на 4—23 г/кг выше, чем соленость морской воды (Неизве-

стнов, Семенов, 1973; Молочушкин, 1975; и др.). Минерализация поровых вод в осадках вдоль побережья морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского варьирует от 13 до 157 г/кг (Жигарев, 1979). Л. А. Жигарев утверждает, что при такой минерализации поровых вод в отложениях под дном арктических морей невозможны формирование и сохранение ММП. Этот вывод слишком категоричен, так как не учитывает существование в разрезе донных отложений слабопроницаемых пород, прерывающих прямые контакты минерализованных поровых растворов и включений подземного льда. Исследования в районе Новосибирских островов и на прилегающем шельфе показали, что в местах активной термоабразии берегов и выноса оттаявшего материала ММП со слабоминерализованным льдом залегают непосредственно под дном моря. В местах аккумуляции осадков ММП погребены под мощной (в несколько десятков метров) толщей морских сильно засоленных отложений.

В представлениях об эволюции шельфовой криолитозоны в позднем кайнозое И. Д. Данилов и Л. А. Жигарев (1977) исходят из двух важных положений, отличающих их подход от подходов других исследователей. Во-первых, они считают, что в позднем плейстоцене уровень Северного Ледовитого океана понижался всего на 30 м, т. е. шельф оголялся и промерзал до соответствующей изобаты. По мнению Л. А. Жигарева, об этом свидетельствуют многочисленные песчаные банки — останцы бывшей озерно-алювиальной равнины зырянско-сартанского времени, формировавшейся на шельфах морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. На территории шельфа с большими глубинами многолетнего промерзания пород не происходило. Во-вторых, в период позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии моря среднегодовые температуры последнего при глубинах от 2 до 7 м всегда были положительными (см. VIII.2). При этом указанный интервал глубин в эпоху трансгрессии на каждом затапливаемом участке шельфа сохраняется сотни, а возможно, и тысячи лет. Поэтому под полосой трансгрессирующего моря с указанным диапазоном глубин происходит активное длительное двустороннее протаивание ММП, приводящее при их исходно небольших мощностях к полному протаиванию. Исходя из этих представлений, Л. А. Жигарев полагает, что полоса с островами реликтовых мерзлых толщ небольшой мощности не выходит за изобату 30 м. Кроме того, он выделяет новообразованные ММП на низких морских террасах, осушках у побережий континента и островов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Ширина полосы с такими породами достигает 30—40 км.

Ф. Э. Арз, Я. В. Неизвестнов, В. А. Соловьев, А. И. Фартышев и другие придерживаются представлений о том, что шельф Арктического бассейна примерно 16—20 тыс. лет назад оголялся до изобаты 100 м. Это соответствует представлениям об общем гляциоэвстатическом понижении уровня Мирового океана

(см. VIII.1). Ряд исследователей полагают, что предшествовавшая каргинская трансгрессия, продолжавшаяся более 20 тыс. лет с максимумом около 27 тыс. лет назад, превышала по высоте современный уровень моря. На большей части шельфа она привела к деградации ММП, сформировавшихся в зырянское похолодание позднего плейстоцена или в среднем плейстоцене. Однако следы этой трансгрессии на шельфе морей Восточно-Сибирского и Лаптевых южнее островов Фадеевский и Новая Сибирь достоверно не обнаружены. Вследствие этого многолетнее промерзание в этих районах происходило, по мнению Я. В. Незвестнова, в течение 50—60 тыс., а местами и свыше 100 тыс. лет до начала позднплейстоцен-голоценовой трансгрессии. Такое длительное промерзание могло происходить в структурах, погружение которых компенсировалось континентальным осадконакоплением в среднем и позднем плейстоцене.

Ход глобальной позднплейстоцен-голоценовой трансгрессии, позволяющий определить начало деградации мерзлых толщ в зависимости от глубины моря, по представлениям Я. В. Незвестнова выглядел следующим образом. Стояние моря на отметках —50...—55 м было 14—15 тыс. лет назад, на изобате —30 м — 8,5—9 тыс. лет назад; —10 м — более 7 тыс. лет назад. Максимум трансгрессии с уровнем моря на 2—3 м выше современного был 5 тыс. лет назад. Падение уровня моря в позднем голоцене до современного обусловило формирование низких морских террас, ваттов и прибрежных мелководий, особенно характерных для западной части Восточно-Сибирского моря.

Дегляциация, разрушение ледниковых щитов в позднем плейстоцене—голоцене привели к гляциоизостатическому поднятию Северной Земли, Таймыра, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и других, подвергшихся ранее оледенению. Поднятие обусловило формирование здесь серии молодых, но достаточно высоко приподнятых террас (на Таймыре более чем на 100 м). На этих террасах после их выхода из-под уровня моря формируется криолитозона, аналогично той, которая сформировалась в ходе позднплейстоценовой регрессии.

На серии голоценовых морских террас островов Земли Франца-Иосифа и Новой Земли геофизическими методами и расчетным путем было установлено закономерное увеличение мощности мерзлых толщ от молодых к более древним морским террасам (табл. VIII.1), при довольно однообразных  $t_{ср}$  (—11...—12°С) (Акимов и др., 1976). Поэтому различия в мощностях ММП здесь преимущественно обусловлены разным временем промерзания. При расчетах мощностей мерзлых толщ на оголившейся части шельфа указанными выше авторами учитывались свойства слагающих их пород, содержание в них воды, соленость этих вод и  $q_{вз}$ .

Расчеты мощности мерзлых толщ при регрессии и их протаивания под морем проводились Я. В. Незвестновым и В. А. Соколовым по методу экстремальных оценок при скачко-

Таблица VIII.1

Зависимость средней мощности мерзлой толщи  $H_{\text{ММТ}}$   
от высоты ( $h$ ) и возраста ( $\tau$ ) морских террас

| $h$ , м                         | 0  | 1           | 2           | 3           | 4           | 6           | 8   | 10   | 15   | 20   | 25  |
|---------------------------------|----|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----|------|------|------|-----|
| $\tau$ ,<br>тыс. лет            | 0  | 0,1—<br>0,7 | 0,2—<br>1,2 | 0,4—<br>1,5 | 0,5—<br>0,7 | 1,2—<br>2,2 | 3,0 | 4,52 | 5,56 | 6,76 | 7,4 |
| $H_{\text{ММТ}}$ м <sup>2</sup> | 20 | 36          | 50          | 66          | 82          | 120         | 158 | 180  | 208  | 226  | 240 |

образном изменении температуры на поверхности (Шарбатян, 1974). А. И. Фартышев использовал численные методы расчета на ЭВМ многолетнего промерзания—оттаивания различных по составу пород, насыщенных водами разной солености. Выбор температур, при которых происходило промерзание шельфа, базировался на палеогеокриологических реконструкциях позднего плейстоцена. По данным большинства исследователей, время максимума регрессии было экстремально холодным. Зональные температуры пород на севере Восточной Сибири были на 6—8° ниже современных. Поэтому породы шельфа на уровне архипелага Анжу промерзали при  $t_{\text{ср}}$  порядка  $-20...-22^{\circ}\text{C}$ , а современного побережья  $-16...-18^{\circ}\text{C}$ . Протаивание, особенно в начале трансгрессии, происходило при отрицательных температурах дна (от  $-1,7...-1,8$  до  $-0,5...-1^{\circ}\text{C}$ ).

Полученные Я. В. Незвестновым, В. А. Соловьевым и А. И. Фартышевым результаты различаются между собой, хотя и не могут рассматриваться как противоречащие друг другу. Глубины промерзания шельфа моря Лаптевых по прогнозным оценочным данным, полученным А. И. Фартышевым для геологических структур с низким  $q_{\text{вз}}$  ( $30-40$  мВт/м<sup>2</sup>) и невысокой влажностью кристаллических пород, превышают 1000 м, а для структур с высоким  $q_{\text{вз}}$  ( $60-80$  мВт/м<sup>2</sup>), выполненных осадочными породами с солеными водами, замерзающими при температурах ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , уменьшаются до 600—800 м. Величины деградации ММП снизу и сверху, рассчитанные с учетом разновременности погружения под уровень моря, повсеместно оказались меньше мощностей ММП. Из этого им сделан вывод о практически сплошном распространении реликтовых мерзлых толщ как в положительных, так и в отрицательных структурах в пределах осушавшейся полосы Арктического шельфа моря Лаптевых.

По расчетам Я. В. Незвестнова для всего Российского сектора арктического шельфа и В. А. Соловьева для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского прогнозные мощности мерзлых толщ характеризуются первыми сотнями метров. Их деградация под морем с учетом приведенного выше хода последней трансгрессии привела к полному оттаиванию ММП при глубинах

моря более 60 м. При меньших глубинах выделяются пояса редкоостровного, островного и сплошного распространения реликтовых ММП, мощности которых возрастает с уменьшением глубин. По В. А. Соловьеву, мощности сохранившихся линз ММП при редкоостровном распространении составляют несколько метров, а при островном распространении могут варьировать от величин менее 50 до 200 м и более. В поясе преимущественно сплошного распространения в зависимости от геологических условий преобладают мощности от 100 до 200 м и более. Полоса сплошного распространения субмаринных деградирующих ММП приурочена к прибрежной зоне континента и арктических островов. По реконструкциям Я. В. Неизвестнова ее ширина не превышает 30—40 км, а по В. А. Соловьеву — варьирует от первых десятков до 150 км. Около абрадируемых берегов мерзлые породы могут залегать непосредственно под дном моря, однако обычно над ними существует слой оттаявших охлажденных отложений мощностью до нескольких десятков метров.

А. Л. Чеховский (1972) рассмотрел возможное распространение мерзлых толщ на дне Карского моря, исходя из гипотезы развития в зырянскую эпоху ледникового щита, залегавшего на шельфе. При мощностях ледникового покрова от 500 до 1000 м и температуре льда  $-28^{\circ}\text{C}$  были рассчитаны температуры пород его ложа и возможная глубина многолетнего промерзания пород. Оценка мощностей субгляциальных мерзлых толщ проведена с учетом различных температурных градиентов в приобской ( $g=4-6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) и приенисейской ( $g=2-3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) частях шельфа. Максимальные мощности мерзлых толщ под ледником в приенисейской части могли составлять 1200 м, а в приобской — 500 м. Их протаивание снизу после разрушения ледникового покрова и погружения шельфа под море составляет 600—500 м. Таким образом, мощность реликтовой мерзлой толщи пород, по представлениям этого автора, залегающей от поверхности дна, при отрицательных температурах воды может колебаться от 100 до 600 м. Эти взгляды корреспондируются с представлениями М. Г. Гросвальда (1983) о развитии морских ледниковых покровов на шельфе арктических морей в позднем плейстоцене.

Суммируя изложенные выше представления о характере распространения и строения шельфовой континентально-погруженной криолитозоны, следует подчеркнуть их прогнозный характер.

**Океаническая криолитозона** Арктического бассейна охватывает территории дна с отрицательными температурами и представлена охлажденными породами различного состава. В отрицательных структурах, где происходит накопление морских отложений, содержащих обычно значительное количество органического вещества, в пределах толщи охлажденных осадков и под ними возможно образование гидратов природных газов метанового ряда.

Океаническая криолитозона имеет стационарный характер. Ее мощность контролируется температурами поверхности дна  $t_d$ , теплопроводностью пород  $\lambda_t$  и величинами тепловых потоков из недр Земли  $q_{вз}$ . Последние изменяются в широких пределах в зависимости от возраста и степени активизации геологических структур. Так, в осевых зонах срединных хребтов  $q_{вз}$  достигает 155 мВт/м<sup>2</sup> и снижается до 50—65 мВт/м<sup>2</sup> в глыбовом хр. Ломоносова. На обширных пространствах поднятий и котловин пелагической области преобладают значения  $q_{вз}$  от 40 до 80 мВт/м<sup>2</sup> (Любимова, Никитина, Томара, 1976). Мощность океанической криолитозоны изменяется от нескольких метров до 50—75 м (табл. VIII.2).

Т а б л и ц а VIII.2

Мощность океанической криолитозоны, м

| $\lambda_t$ , Вт/м·К | Тепловой поток $q_{вз}$ , мВт/м <sup>2</sup> |      |      |                                |      |      |                                |      |       |
|----------------------|--|------|------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|------|-------|
|                      | 40   |      |      | 60                             |      |      | 80                             |      |       |
|                      | при $t_d = -0,4^\circ\text{C}$               |      |      | при $t_d = -0,8^\circ\text{C}$ |      |      | при $t_d = -1,2^\circ\text{C}$ |      |       |
| 1,25                 | 12,5   | 8,3  | 6,25 | 25                             | 16,6 | 12,5 | 37,5                           | 25,0 | 18,75 |
| 2,00                 | 20,0   | 13,3 | 10,0 | 40,0                           | 26,6 | 20,0 | 60,0                           | 40,0 | 30,0  |
| 2,50                 | 25,0   | 16,6 | 12,5 | 50,0                           | 33,3 | 25,0 | 75,0                           | 50,0 | 37,5  |

Начиная с глубины моря 220—230 м и более, в донных осадках существуют термобарические условия, благоприятные для накопления природных газов метанового ряда. Гидраты CO<sub>2</sub> могут накапливаться с глубины около 130 м, а H<sub>2</sub>S практически с нулевых глубин, т. е. на всей площади Арктического бассейна. Это определяет газонасыщенность морских осадков и глубинную поясность состава газов, фиксируемых в осадках в виде гидратов. Накопление гидратов газов возможно как в виде акцессорного минерала при гидратосодержании менее 1%, так и в виде одного из главных породообразующих минералов и гидратоминеральной породы (Соловьев, Гинсбург, 1989). Две последние формы скоплений тяготеют, видимо, к осадкам — коллекторам, преимущественно к пескам. Накопление гидрата за счет подтока газа снизу, из толщи осадков, содержащих органическое вещество, может вызвать уменьшение засоленности отложений в ЗГО за счет связывания молекул воды и газа, образования в поровом пространстве остаточного рассола повышенной плотности, постепенно опускающегося вниз за счет плотностной конвекции (см. V.6). Гидратонасыщенные осадки обладают пониженной плотностью (1,1—1,3 г/см<sup>3</sup>) и повышенными сейсмоакустическими свойствами по сравнению с водонасыщенной породой. Скорости упругих волн в первых в два раза больше. Сходные физические свойства имеют льдонасыщенные горизонты и подземные льды, обогащенные минеральны-

ми включениями. Гидратонасыщенные тела обнаруживаются морской сейсморазведкой в виде эффекта отражения «от ложного дна» (BSR) на глубинах, где нет условий для формирования льдонасыщенных мерзлых пород.

Отличительной особенностью ЗГО на внешней части арктического шельфа является изменение термобарических условий при регрессиях и трансгрессиях моря, а также неотектонических и, возможно, гляциоизостатических поднятиях. Существенно, что диапазон изменений температур дна в термохроны и криохроны невелик ( $-0,5...-1,8^{\circ}\text{C}$ ), а давлений может быть значителен (около 1 МПа в позднем плейстоцено-голоцене). Геологическим эффектом таких изменений при регрессии моря может быть трансформация гидратов природных газов в газ и воду, которая в условиях океанической криолитозоны может переходить в лед (см. V.6). Таким образом, неустойчивость ЗГО в осадках внешней части арктического шельфа в силу изменения термобарических условий при трансгрессиях и регрессиях моря является отличительной особенностью океанического криолитогенеза в этом глубинном поясе.

**Многолетняя динамика океанической криолитозоны** практически не изучена. На основании анализа изменений условий накоплений осадков в Арктическом бассейне и палеогеографических реконструкций плейстоцена можно полагать, что в периоды оледенений и регрессий моря поступление вод из Атлантического и Тихого океанов ослабевало или прекращалось совсем. Так, образование в позднем плейстоцене «берингийского моста», — суши, соединявшей Азию и Северную Америку, несомненно привело к исчезновению глубинного пояса с положительно температурными водами и, как следствие, расширению площади океанической криолитозоны в этой части Северного Ледовитого океана. Следует утверждать общее понижение температур дна в связи с усилением теплоотдачи в атмосферу, ледовитости океана и, главное, сокращением поступления тепла с течениями. Максимальная депрессия  $t_d$  могла быть до  $-2^{\circ}\text{C}$ . Это увеличивало мощность океанической криолитозоны в 2—4 раза по сравнению с современной. Трансгрессия в позднем плейстоцено-голоцене привела к возрастанию притока теплых океанических вод из Атлантики, восстановлению течений из Тихого океана и, как следствие, сокращению площади океанической криолитозоны и ее мощности до современного состояния.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Настоящая работа является первым учебным пособием, в котором сделана попытка систематически изложить современные представления о криогенезе верхней части литосферы: зональных, секториальных, высотно-поясных и региональных закономерностях проявления этого сложного природного процесса, о его геотемпературных, геологических и географических результатах, нашедших многообразное проявление в умеренных и высоких широтах континентов, а также в высоких горах низких широт, на шельфах полярных морей, континентальном склоне и в пелагической области Северного Ледовитого океана, а возможно, и морей, омывающих Антарктиду. Это только первый шаг в создании целостной научной концепции криогенеза литосферы. В ряде случаев аспекты проблемы изложены в виде альтернативных представлений разных ученых. Автор старался быть объективным в их изложении, равно рассматривая их слабые и сильные стороны, вместе с тем имея свою собственную точку зрения и личные научные пристрастия.

Следствием личных научных пристрастий явилось впервые сделанное в учебной литературе по мерзлотоведению рассмотрение роли гидратов природных газов в системе криогенеза литосферы. Это новая актуальная научная и практическая проблема, связанная с разведочной геотермией, имеющая выходы на поиски и оценку состояния газоносных структур, на решение вопросов бурения и эксплуатации газовых скважин в толщах мерзлых пород. До 1992 г. газовые гидраты из керна пород не извлекались и обнаруживались только геофизическими методами и по таким признакам, как изменения давления, притоков газа и др. Зимой 1992/93 г. канадским геологом Франком Делимором при помощи специального пробоотборника из скважины, пробуренной в районе дельты р. Маккензи, с глубины более 300 м был поднят керн мерзлой породы, содержащей гидрат газа. Гидратосодержащая зона была предварительно намечена при помощи термобарических расчетов и выделена геофизическими методами. Таким образом, наличие гидрата в керне явилось прямым подтверждением правильности интерпретации геофизических данных.

**Глобальные изменения климата и криогенез.** Глобальные изменения климата — это проблема, волнующая сейчас всю мировую общественность, так как в ближайшие десятилетия



она грозит превратиться из научной в важнейшую проблему, затрагивающую жизненные интересы человечества. Особенно актуальна она для побережий морей и океанов, районов современного оледенения и территорий распространения многолетне-мерзлых пород. Здесь условия внешнего теплообмена способны изменить не только термический режим верхних горизонтов пород, но и их состояние, что вызовет коренное изменение свойств, протекающих в них процессов, рельефа поверхности, ландшафтов и в целом экологических условий обитания человека. Наибольшее опасение вызывает прогнозируемое многими учеными глобальное потепление климата, обусловленное возрастающим антропогенным воздействием. Оно может привести к деградации с поверхности льдистых мерзлых пород, к таянию ледников и, как следствие, к повышению уровня воды Мирового океана, затоплению низменных территорий побережий морей, в том числе арктических, к уменьшению ледовитости Северного Ледовитого океана и т. д.

Проблема эволюции криолитозоны в будущем зависит главным образом от глобальных изменений климата и может рассматриваться количественно только на этой основе. Прогноз климатических изменений является исходным для геофизиологических прогнозов, однако его достоверность не является единственной сложностью для предсказания эволюции криолитозоны в будущем. Изменения климата вызовут изменения и ландшафтных условий, в первую очередь растительности, которые обязательно будут направлены на снижение величины внешнего воздействия. Природные системы будут пытаться сохранить свою устойчивость. Изучение обратных связей между климатом, ландшафтом и мерзлотными условиями находится на начальных стадиях, что делает малодостоверными расчетные прогнозы в силу неполноты моделей и невозможности их проверки в натуре.

Глобальные изменения климата будут состоять из *естественных изменений*, которые существовали на всех этапах эволюции Земли (см. I.3), а также антропогенных изменений, вызванных все возрастающим нерегулируемым воздействием человечества на природу планеты.

В. Т. Балобаевым (1991) был проведен частотный анализ палеотемпературной кривой, построенной Н. В. Кинд для территории севера Сибири на период от современности до 60 тыс. лет назад. На кривой показаны более теплые и более холодные по сравнению с современностью промежутки. Результаты частотного анализа показали, что климатические изменения, вызывавшие смену ледниковых и межледниковых периодов, за последние 60 тыс. лет имели период 40 тыс. лет. 210 000-летние колебания вызывали значительные похолодания и потепления внутри этих периодов, а 3000-летние и более короткие колебания формировали различные стадии палеоклиматического процесса. Для определения тенденции изменений температур на

ближайшие тысячелетия В. Т. Балобаевым было принято предположение, что колебания климата с установленными периодами будут проявляться и в дальнейшем. Сложение гармоник с разными периодами показало, что за голоценовым климатическим оптимумом (примерно с 9,5 до 4,5 тыс. лет назад) последовало похолодание, которое в настоящее время сменилось новым потеплением. Продолжительность современного потепления оценивается в 3 тыс. лет, а его интенсивность как более глубокая, чем в оптимум голоцена. Прогнозируемое за ним похолодание (4—8 тыс. лет) должно быть более теплым, чем современность. Самое теплое время может наступить через 12 тыс. лет, после чего должен начаться медленный переход к очередному длиннопериодному похолоданию и оледенению. Таким образом, современность является началом длительного периода, а тенденция потепления, осложняемого периодическими колебаниями, будет продолжаться еще многие тысячи лет. В. Т. Балобаев, проведя независимые оценки по времени позднеплейстоценового климатического минимума (18 тыс. лет назад), средней температуры голоцена и зная современные среднегодовые температуры воздуха, установил наличие тенденции уменьшения амплитуды колебаний температур с уменьшением периода колебаний и предложил оценочные значения этих амплитуд для приполярной части Западной Сибири. Так, гармоника с периодом 40 тыс. лет имеет, по его оценке, амплитуду 6—8 °С, 10 тыс. лет — 4—6, 3000 лет — 1—3 °С. Причем последнюю оценку он считает наименее достоверной. Чтобы оценить изменения среднегодовых температур пород, нужно иметь сведения об изменении континентальности климата, мощности и свойствах снежного покрова. Количественный прогноз их недостоверен, что ухудшает качество геокриологического прогноза. Однако оценки повышения температур пород под воздействием рассмотренных выше климатических циклов дают достаточно скромные величины (1—1,5 °С за 1000 лет). При таком темпе повышения изменения природной среды будут проходить постепенно и человечество незаметно адаптируется к происходящим изменениям природы. Наибольшие изменения ландшафтных и мерзлотных условий будут происходить в южной геокриологической зоне, где деградируют высокотемпературные ММП мощностью до 100—150 м, на севере увеличатся площади субаэральных таликов, массовыми будут термокарстовые просадки, продолжится деградация реликтовых и нестационарных ММП платформ.

Антропогенное воздействие на климат и природную среду за последние десятилетия увеличилось многократно и стало угрожающим. Его влияние на криолитозону складывается из воздействия меняющегося климата и изменений, вносимых человеком в ландшафтную обстановку на больших площадях. На климат в наибольшей степени оказывают воздействие выделение тепловой энергии, продуцируемой главным образом при

сжигании органического топлива, в атмосферу, выбросы аэрозолей и увеличение содержания в атмосфере газов, влияющих на радиационно-тепловой обмен Земли.

Поступление в атмосферу тепла, образующегося при использовании человеком производимой им энергии, так называемое *термическое загрязнение атмосферы*, составляет всего 0,01% от поглощенной солнечной энергии и не может сколько-нибудь существенно влиять на планетарный климат. Подсчеты, проведенные некоторыми учеными, показывают, что к началу следующего столетия, когда население планеты достигнет 10 млрд человек, потребление энергии по сравнению с концом 70-х годов увеличится в пять раз. В пределе термическое загрязнение атмосферы может составить  $8 \cdot 10^{14}$  Вт. Учитывая, что поглощенная солнечная энергия составляет  $8 \cdot 10^{16}$  Вт, приток тепла в атмосферу, по расчетам В. Вашингтона, не может превысить энергию планетарной системы более чем на 1%.

Вместе с тем тепловое загрязнение атмосферы отличается высокой неравномерностью. В крупных современных городах выброс тепла соизмерим с приходом солнечной энергии, вследствие чего температуры приземных слоев воздуха могут повышаться на несколько градусов. Моделирование предельных случаев теплового загрязнения атмосферы, характерного для густонаселенных промышленных регионов, показывает возможность повышения температур воздуха, различного для разных широт. Так, при увеличении суммарной радиации Земли на 1% ее средняя температура, по расчетам Р. Везерольда и С. Манабе, повысится на 2°C. При этом в полярных широтах повышение должно быть в три—пять раз сильнее, чем в приэкваториальной зоне, так как относительный вес антропогенной добавки энергии в высоких широтах велик, а у экватора — незначителен. Территория распространения ММП отличается очень низкой плотностью населения, и антропогенное энерговыделение намного ниже среднего по земному шару. Поэтому в обозримом будущем не следует ожидать заметного теплового загрязнения атмосферы территории криолитозоны и значительного повышения температуры поверхности в городах (Балобаев, 1991).

Вторым механизмом антропогенного воздействия на климат является увеличение содержания аэрозолей в атмосфере, которое происходит не только над городами и промышленными районами, но и отмечается во всей атмосфере планеты. Воздействие на климат изучено недостаточно и рядом исследователей оспаривается. Аэрозоли, с одной стороны, уменьшают поглощенную солнечную радиацию вследствие того, что они поглощают часть прямой солнечной радиации. С другой стороны, они изменяют суммарное альбедо земли и играют двойственную роль: их увеличение в атмосфере может вести как к потеплению, так и к похолоданию. Это заставляет большинство зарубежных ученых воздерживаться от количественных оце-

нок их воздействия на глобальные изменения климата. Однако М. И. Будыко оценивает величину вероятного повышения температуры воздуха к концу настоящего столетия на  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Учитывая, что на Западе ужесточаются требования к уменьшению выбросов промышленных аэрозолей, содержание их в атмосфере может начать снижаться. Аэрозоли живут в атмосфере недолго и не могут переноситься в значительных количествах на большие расстояния. Поэтому их содержание над территорией криолитозоны существенно ниже общепланетарного и заметного воздействия на климат этих регионов оказывать не будут.

Третий механизм антропогенного воздействия на изменения глобального климата планеты является самым мощным и наиболее достоверно установленным. Это — увеличение содержания в атмосфере двуокиси углерода, выделяющейся при сжигании ископаемого органического топлива и при окислении органических веществ при воздействии человека на биосферу (уничтожение лесов, распахивание земель, сжигание древесины и др.). Около половины  $\text{CO}_2$ , выделяющегося в атмосферу, сохраняется в ней, постепенно накапливаясь. Остальная часть поглощается океаном. По некоторым оценкам, выброс в атмосферу  $\text{CO}_2$  возрастает со скоростью  $5,7\%$  в год. Прогнозируется, что удвоение его содержания в атмосфере произойдет в интервале 2025—2050 гг.

Увеличение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере вызывает возрастание парникового (оранжерейного) эффекта. Двуокись углерода практически прозрачна для коротковолновой солнечной радиации, но поглощает в некотором диапазоне частот длинноволновое противои излу чение Земли. Это приводит к нагреву приземного слоя воздуха и повышению средней температуры. В качестве критерия оценки повышения среднегодовых температур воздуха принято принимать их возрастание при удвоении содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Согласно данным численного моделирования климата, проведенного М. К. Маккрекеном, можно с вероятностью  $50\%$  считать, что удвоение концентрации  $\text{CO}_2$  приведет к повышению средней глобальной температуры воздуха у земной поверхности от  $1,5$  до  $4,5^{\circ}\text{C}$ . Если принимать, что за последние 100 лет концентрация  $\text{CO}_2$  возросла с 290 до 340  $\text{млн}^{-1}$ , то должно было произойти потепление климата, составляющее  $0,7 \pm 0,36^{\circ}\text{C}$ . Однако помимо того что сами модели климата сильно упрощены и часто не учитывают важнейших природных механизмов, значения входящих в них параметров могут быть определены в настоящее время с низкой вероятностью. Например, по мнению К. Я. Кондратьева, для доиндустриального уровня концентрации  $\text{CO}_2$  возможен интервал значений 250—290  $\text{млн}^{-1}$ , а временной ход концентрации углекислого газа за столетие (1850—1950) недостаточно достоверен в такие периоды, когда роль биосферы как фактора изменчивости концентрации  $\text{CO}_2$  была более существенной, чем вклад промышленных выбросов. Это означает, что с 1850 по 1950 г.

концентрация двуокиси углерода могла измениться от 40 до 90 млн<sup>-1</sup>. Следовательно, оценки потепления климата могут отличаться только за счет различий входных данных в два раза. По одномерной радиационно-конвективной модели В. Раманасана и его коллег при удвоении содержания CO<sub>2</sub> наиболее вероятно повышение глобальной температуры на  $2,4 \pm 1,1$  °С. Результаты расчетов по разработанной Манабе и Везерольдом циркуляционной модели атмосферы, учитывающей термодинамическое взаимодействие воды и пара, превращение их в снег и лед, влагообмен атмосферы и океана, показали нагрев атмосферы на 2—3 °С. Каждое последующее удвоение содержания CO<sub>2</sub> будет повышать глобальную приземную температуру на указанные выше величины. При этом в высоких широтах из-за движения к северу границ распространения снега и льда должно произойти повышение температур воздуха в пределах материка на 7 °С, а на полюсе — на 10 °С. К 2150—2200 гг. в максимально возможном варианте средняя температура воздуха может повыситься на 6 °С и создадутся условия, подобные климату мезозоя.

М. И. Будыко с коллегами, применив метод сравнения современных условий с условиями раннего кайнозоя, когда содержание CO<sub>2</sub> было равно удвоенному доиндустриальному, получили для разных широт Северного полушария следующие данные о повышении температур приземного слоя воздуха: на широтах 20—40° приращение составило +0,3 °С; 45—60° — +0,5 °С; 65° — +1 °С; 70° — +1,1 °С; 75—80° — +1,2°. Позднее прогнозировалось повышение температуры воздуха в Северном полушарии к 1990 г. на 0,7 °С. Этот прогноз не подтвердился фактическими результатами.

Приведенные данные о возможном повышении приземных температур воздуха имеют довольно большой разброс, и достоверность их невелика. Однако если прогнозируемое потепление произойдет по наиболее теплому сценарию, то оно будет сопровождаться глубокими и катастрофическими изменениями криолитозоны, которые нанесут большой урон проживающей в северных широтах части человечества. Проведенные В. Т. Балобаевым (1991) прогнозные расчеты, основанные на результатах моделирования потепления климата, полученных Манабе и Везерольдом, показали, что условия для сохранения ММП с поверхности после удвоения концентрации в атмосфере CO<sub>2</sub> будут существовать только в Якутии и на Таймыре севернее Полярного круга. В этих регионах возрастут глубины сезонного оттаивания отложений, изменится комплекс криогенных процессов и начнется протаивание ММП снизу. На остальной территории криолитозоны мерзлые толщи будут протаивать сверху и снизу, переходя в реликтовое, резко нестационарное состояние. В полосе широт 60—70° к 2030—2040 гг. протаивание сверху достигнет 10—15 м. Скорость протаивания будет составлять 20—30 см в год при предполагаемом линейном повы-

шении температур воздуха. Легко можно представить катастрофические последствия такого рода деградации мерзлых ледяных пород на огромной территории для биосферы и человечества. Будет разрушена хозяйственно-экономическая инфраструктура и резко ухудшится экологическая обстановка на севере Евразии и Северной Америки. Однако большинство ученых скептически относится к столь пессимистическим прогнозам, основанным на результатах моделирования. Обращается внимание на то, что внешняя оболочка Земли представляет собой огромную, энергетически емкую, саморегулирующуюся, весьма инерционную систему. Эти свойства системы препятствуют быстрым глубоким изменениям и способны поддерживать ее равновесное состояние в условиях резких флуктуаций некоторых ее параметров. Так, резкое возрастание содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере и повышение ее температуры должно активизировать те процессы, которые направлены против этого и стремятся вернуть систему в прежнее ее состояние. Видимо, многое будет определяться изменением ледовитости и теплового состояния Арктического бассейна, взаимодействием Мирового океана и атмосферы планеты, а также рядом других природных процессов, значение и роль которых не выяснены или не оценены количественно современной наукой.

Таким образом, антропогенное повышение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере достоверно установлено, но размеры вызываемого им повышения температуры приземного слоя атмосферы остаются невыясненными. В последние годы в Северном полушарии установлен положительный тренд температуры воздуха, сменявший короткопериодное похолодание 40—65-х годов. Однако амплитуда повышения температуры не выходит за пределы амплитуд короткопериодных периодических колебаний климата. Вместе с тем человеческое общество должно готовиться к весьма вероятному потеплению климата и деградационному направлению развития ММП, криогенных процессов и явлений, а точнее, к *деградационной фазе эволюции криогенеза литосферы*. Необходимы правильное прогнозирование последствий этой фазы процесса для природной системы хозяйствования, разработка методов и новых инженерных приемов освоения территории криолитозоны, обеспечивающих в условиях глобального потепления строительство с необходимой степенью надежности и устойчивости сооружений, а также сохранение качества природной среды.

**Криогенез литосферы и природопользование.** При освоении территории криолитозоны человеком происходят масштабные нарушения ландшафтных условий. Наибольшие по площади нарушения связаны с зонами тайги и лесотундры, где в результате пожаров выгорают обширные площади лесов. В результате изменяются теплоизоляционные свойства растительных покровов, понижается альbedo поверхности, меняется тепло-влажностный обмен между приземным слоем воздуха, мохово-травяным

покровом и почвой. В большинстве случаев это ведет к повышению температуры пород, возрастанию глубины сезонного оттаивания отложений, термокарстовым просадкам, появлению заболоченности.

Менее масштабные, но более глубокие изменения ландшафтов и геокриологических условий обусловлены механическим нарушением или полным уничтожением растительных покровов и почв при езде гусеничного транспорта по тайге и особенно по тундре, при разработках полезных ископаемых, строительстве дорог, поселков и городов. При этом механическое воздействие часто сопровождается различными видами загрязнения: химическим, нефтепродуктами, бытовыми и промышленными отходами и др. Механические повреждения мохово-травяных покровов и почв приводят к нарушению поверхностного и подповерхностного стока и вспышкам термоэрозийного процесса, приводящего к катастрофически быстрому развитию овражной сети, трансформации рельефа на больших площадях, накоплению синкриогенного ложкового аллювия. Создание отвалов породы при горном производстве в криолитозоне, различный характер промерзания техногенных отложений, их разное криогенное строение вызвали к жизни проблему их изучения с инженерно-геологической и экологической точек зрения. С этих же позиций проводится изучение антропогенного химического загрязнения территорий городов, поселков, районов горнодобывающих и горноперерабатывающих производств, например Якутска и Норильского горнопромышленного района. Здесь совместно протекают процессы антропогенного загрязнения и криогенеза, приводя часто к качественно новым явлениям, изменяя старые и вызывая новые процессы. На территории Якутска процессы естественного континентального засоления отложений в холодной и сухой обстановке дополнились антропогенным засолением, происходящим при ежегодно повторяющемся сезонном оттаивании и промерзании подверженных загрязнению отложений. В результате легкорастворимые соли отжимаются вниз и постепенно скапливаются вблизи подошвы сезонно-талого слоя и в верхних слоях мерзлой толщи. В итоге здесь в отложениях концентрация солей увеличивается настолько, что они переходят из многолетнемерзлого состояния в охлажденное, утрачивая лед и резко снижая свои прочностные свойства. В песках образуются линзы криопэгов. В результате разрушаются железобетонные конструкции зданий и затрудняется образование растительности.

Масштабы воздействия человеческой деятельности на природу северных регионов возросли настолько и будут продолжать возрастать, что они существенно повлияют на протекание криогенных процессов в интразональном, региональном и даже планетарном масштабах. В результате в настоящее время происходит формирование нового направления в учении о криогенезе — *антропогенный криогенез литосферы*.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аградация мерзлых толщ 9, 260  
Аласы (харысеи) 121, 176  
Аномально низкие давления подземных вод 259
- Байджерахи 78, 151  
Бугры пучения многолетние:  
инъекционные 22, 85—86  
миграционные 22, 60, 83—85
- Великая криогенная область 19  
Влияние на температуру пород:  
растительности 41—42  
рельефа 61  
снега 38—40  
состава отложений 59  
Выветривание криогенное 75  
Выпучивание обломков 82, 101  
Высотная климатическая поясность 32
- Геокриологическая:  
зональность 43, 61, 143  
поясность 49, 55, 70, 111  
секториальность 30, 45, 69
- Гидраты газов 13, 169, 218  
Гидрогеологические структуры 213—218, 285  
Гидрогеотермическая поясность 288  
Гидрогеохимическая вертикальная зональность 214, 253  
Гляциоизостатические движения 299  
Гляциоэвстатические колебания 297  
Гольцовый лед 72, 110, 113, 173  
Гольцовый тип сезонного оттаивания 72
- Дегградация мерзлых толщ 9, 59, 272  
Дезинтеграция криогенная 77, 173, 247 270  
Делли 107  
Десерпция 76, 109
- Зона гидратообразования 218, 262  
Зональная глобальная циркуляция 32  
Зональные варианты:  
криогенного строения синкриогенных отложений 147—151, 161  
курумов 111  
морозобойного растрескивания 89  
наледообразования 132  
полигонального микрорельефа 98  
термокарстовых форм 123—124  
Зоны льдообразования ледников 234
- Инверсионный тип поясности 35  
Инерционность тепловая 247, 279
- Каменные глетчеры 114—119  
Каменные кольца 76, 102  
Климатический минимум плейстоцена 19, 295  
Климатический оптимум голоцена 20, 98, 123, 184  
Континентальный тип поясности 51, 281  
Криогенез 5, 10, 254  
Криогенное строение 78, 140, 143—150, 152—163  
Криогенные процессы и явления 10, 50, 73  
Криогенный напор 134, 255, 273  
Криогидрогеологические структуры 12, 213, 217  
Криолитозона:  
альпийская 58, 114, 277  
океаническая 296, 304, 311  
субаэральная 182  
субгляциальная 234, 281  
субмаринная 296, 304  
шельфовая 170, 296, 304  
Криопэги 214, 229  
Криотурбации (инволюции) 99, 179  
Криохроны 16, 113, 184, 270, 292  
Критическая глубина озер 122  
Курумы 79, 82, 98, 109—113
- Ледники:  
горные 233, 238, 281, 291  
покровные 233, 238  
теплые 237  
холодные 156, 233, 271, 281  
Ледовый комплекс 16, 177, 249  
Литологический контроль 67, 93  
Льдистость 127, 141, 150, 161
- Мерзлые отложения:  
асинхронно-эпикриогенные 141  
парасинкриогенные 141, 154  
синкриогенные 15, 118, 142  
синхронно-эпикриогенные 141  
табальные 121, 165—178



- таберируемые 179  
эпикриогенные 140, 163
- Мерзлые толщи:  
двухслойные 22  
квазистационарные 190, 288  
несливающиеся 23, 275, 280  
нестационарные 250, 259, 300  
реликтовые 11, 21, 272
- Меридиональный теплоперенос 29
- Морены изначально мерзлые 156
- Морской (нормальный) тип поясно-сти 34, 51, 280
- Мощность криолитозоны 19, 183, 193, 245, 266, 304, 312
- Нагорные террасы 80, 99, 109
- Наледи 130—139, 242, 290
- Нивация 71, 79
- Оледенения 14, 19, 115, 231
- Оранжевый эффект 46
- Орфографическая инверсия 36
- Орфографические барьеры 33, 48
- Пластовые льды 160, 168
- Покровные суглинки 77, 81
- Полигонально-жильные структуры:  
вторичные 86, 96  
изначально-грунтовые жилы 16, 92, 98, 149  
первично-песчаные жилы 15, 92  
первичные 91  
песчано-ледяные жилы 82, 92  
повторно-жильные льды 16, 91, 121, 149, 161
- Полигональный микрорельеф 88, 95
- Породы:  
многолетнемерзлые 24, 181, 214  
морозные 181, 214, 255  
охлажденные 181, 214, 255, 296
- Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам 15, 18, 97
- Пульсация криогенная 81
- Пучение 81
- Пятна-медальоны 80, 99, 107
- Радиационный баланс поверхности 26
- Распространение многолетнемерзлых пород 44, 61, 64, 68
- Растрескивание криогенное 86—91
- Региональные особенности:  
выветривания криогенного 75  
изначально мерзлых морен 158  
курумов 111  
термоабразии 126  
термокарста 120
- Региональные факторы 59, 66
- Регрессии и трансгрессии 17, 227,
- Ритмичность криогенная 144  
296, 307
- Северная геокриологическая зона 17, 22, 86, 183, 215, 217
- Сезонного промерзания и оттаивания:  
глубина 43, 50, 66  
типы 50, 67—72, 82
- Синкриогенные отложения:  
субаквальные 153—156  
субаэральные 142—152  
субгляциальные 156—159
- Солифлюкция 100, 104—108
- Сортировка криогенная 113
- Стебельковый лед 76, 101
- Строение криолитозоны 182, 215, 277, 304
- Структурные полигональные формы 76, 83, 98
- Суффозия 98, 109, 173
- Таллики:  
гидрогенные 64  
грунтово-фильтрационные 134  
дождевально-радиационные 65  
напорно-фильтрационные 138  
радиационно-тепловые 64  
радиационные 65  
субгляциальные 157, 233  
тепловые 65
- Температуры:  
донных пород 228, 302  
интегральная 53  
поверхности Земли 24, 27  
поверхности пород 9, 24  
среднегодовая пород 9, 25, 44
- Температурная сдвигка 25, 59
- Тепловой поток 192—200, 245, 279
- Теплоемкость пород 185
- Теплопроводность пород 186—190, 201
- Термоабразия 125—129
- Термоденудация 126, 128
- Термокарст 21, 119—125, 175, 273
- Термохроны 16, 184, 270
- Циклы промерзания и протаивания 5, 75, 142
- Циркуляция атмосферы 28
- Эпикриогенные породы:  
дисперсные 141, 163—170, 293  
скальные 141, 171, 292
- Этапы развития криолитозоны 13
- Южная геокриологическая зона 17, 22, 184
- Южная граница многолетнемерзлых пород 9, 15, 44, 46

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

1. Акимов А. Т., Ларин С. М., Неизвестнов Я. В., Холмянский М. А. Некоторые закономерности изменения мощности многолетнемерзлых пород на Арктических островах//Геофизические исследования мерзлых толщ. Якутск, 1976. С. 5—11.
2. Алисов Б. П. Климат СССР. М.: Высшая школа, 1969. 104 с.
3. Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 160 с.
4. Арэ Ф. Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука, 1985. 172 с.
5. Аэроклиматический атлас северного полушария. Л.: Гидрометеониздат, 1963. 213 с.
6. Балобаев В. Т. О реконструкции палеотемператур многолетнемерзлых пород//Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 129—136.
7. Балобаев В. Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
8. Балобаев В. Т., Левченко А. И. Геотермические особенности и мерзлая зона хребта Сунтар-Хаята//Геотеплофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 129—142.
9. Баранов И. Я. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:10 000 000 (пояснительная записка). М.: Знание, 1960. 48 с.
10. Баранов И. Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М.: Наука, 1965. 150 с.
11. Баулин В. В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М.: Наука, 1985. 176 с.
12. Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1967. 214 с.
13. Баулин В. В., Чеховский А. Г., Суходольский С. Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири//История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М.: Наука, 1981. С. 41—60.
14. Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
15. Втюрина Е. А. Высотная геокриологическая поясность в пределах СССР//Геокриол. исслед. при инж. изысканиях. М., 1970. С. 247—267.
16. Гаврилова М. К. Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск: Наука, 1981. 112 с.
17. Гасанов Ш. Ш. Криолитологический анализ. М.: Наука, 1981. 195 с.
18. Геокриология СССР/Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Недра. Т. 1—5. 1988—1989.

19. Гляциологический словарь/Под ред. В. М. Котлянова. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 527 с.
20. Горбунов А. П. Пояс вечной мерзлоты Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1974. 33 с.
21. Горбунов А. П. Криолитозона Центрально-Азиатского региона. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1986. 57 с.
22. Горбунов А. П. Каменные ледники. М.: Наука, 1988. 108 с.
23. Горбунов А. П., Титков С. Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. Якутск, 1989. 164 с.
24. Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1969. 128 с.
25. Гречищев С. Е. Основные закономерности терморегуляции и температурного растрескивания грунтов//II Междунар. конф. по мерзлотовед. Докл. и сообщ. Вып. 4. Якутск: Изд-во АН СССР, 1973. С. 26—34.
26. Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966. 180 с.
27. Григорьян С. С., Красс М. С., Гусева Е. В., Геворкян С. Г. Количественная теория геокриологического прогноза. М.: Изд-во МГУ, 1987. 266 с.
28. Гройсман А. Г. Теплофизические свойства газовых гидратов. Новосибирск: Наука, 1985. 94 с.
29. Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шлейфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
30. Губкин Н. В. Подземные воды бассейна верхнего течения реки Колымы. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 131 с.
31. Данилов И. Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
32. Данилов И. Д., Жигарев Л. А. Криогенные породы Арктического шельфа//Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 17—26.
33. Демидюк Л. С. О структурном примере районирования Забайкалья//Мат-лы VIII Всесоюз. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению). Якутск, 1966. Вып. 3. С. 143—152.
34. Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах//Исслед. вечной мерзлоты в Якутск. респ. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 3. С. 162—194.
35. Дубиков Г. И. Закономерности формирования состава и криогенного строения мерзлых осадочных пород (на примере Западной Сибири): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1984. 48 с.
36. Елисафенко Т. Н. Закономерности криогенного преобразования толщ пород и подземных вод угольных бассейнов Дальнего Востока: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1988. 29 с.
37. Ершов Э. Д. Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 212 с.
38. Ершов Э. Д. Общая геокриология. М.: Недра, 1990. 559 с.
39. Ершов Э. Д., Данилов И. Д., Чеверев В. Г. Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987. 311 с.
40. Ершов Э. Д. и др. Проблемы гидратообразования в криолитозоне//Геокриолог. исслед. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 50—63.
41. Жигарев Л. А. Причины и механизм развития солифлюкции. М.: Наука, 1967.
42. Жигарев Л. А. Термоденудационные процессы и деформационное поведение протаивающих грунтов. М.: Наука, 1975. 107 с.
43. Жигарев Л. А. Инженерно-геологическая характеристика шельфа юго-восточной части моря Лаптевых//Исслед. прибрежных равнин и шельфа арктич. морей. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 91—96.
44. Иванов М. С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. 216 с.
45. Каган А. А., Кривоногова Н. Ф. Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. Л.: Стройиздат, 1978. 208 с.

46. Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР//Тр. ВНИИ-1. Т. XVIII. Магадан, 1960. 125 с.
47. Каплина Т. Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Якутск, 1987. 41 с.
48. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении плейстоценового оледенения криолитозоны//ДАН СССР. М., 1976. Т. 231, № 5. С. 1185—1197.
49. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально мерзлых морен//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. № 4. 1977. С. 314—319.
50. Катасонов Е. М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений//Вопросы криологии при изучении четвертич. отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962. С. 37—44.
51. Қирюхин В. А., Толстихин Н. И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.
52. Кондратьева К. А. Мерзлотно-температурная карта Новой Земли в масштабе 1:2 500 000//Мерзлот. исслед. М.: Изд-во МГУ, 1979. Вып. 18. С. 80—101.
53. Кондратьева К. А. Мерзлотные условия Земли Франца-Иосифа//Мерзлот. исслед. М.: Изд-во МГУ, 1980. Вып. 9. С. 76—101.
54. Кондратьева К. А. Северная Земля (к Геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000)//Мерзлот. исслед. М.: Изд-во МГУ, 1982. Вып. 20. С. 84—96.
55. Конищев В. Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
56. Красс М. С., Ловчук В. В. Влияние структурных неоднородностей земной коры на динамику ее промерзания и конфигурацию нижней границы мерзлых толщ//Тр. ПНИИИС. М., 1972. Т. XVIII. С. 212—222.
57. Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
58. Кудрявцев В. А. Температуры верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 183 с.
59. Кудрявцев В. А. О сезонном промерзании и протаивании почвы//Мат-лы VII Междувед. совещ. по мерзлотовед. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 168—173.
60. Кудрявцев В. А. Значение мерзлотно-температурной зональности в образовании сингенетических мерзлых толщ со слоистой криогенной текстурой//Мерзлот. исслед. М.: Изд-во МГУ, 1961. Вып. I. С. 21—25.
61. Курумы гольцового пояса гор/Н. Н. Романовский, А. И. Тюрин, Д. О. Сергеев и др. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
62. Курчинов А. Р., Ставицкий Б. П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра, 1984. 134 с.
63. Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 288. 237 с.
64. Луговой П. Н. Особенности геокриологических условий горных стран. М.: Наука, 1970. 135 с.
65. Лысак С. В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 200 с.
66. Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976. 224 с.
67. Макагон Ю. Ф. Гидраты природных газов. М.: Недра, 1974. 208 с.
68. Макагон Ю. Ф. Газовые гидраты, предупреждение их образования и использование. М.: Недра, 1985. 232 с.
69. Мерзлотоведение (краткий курс)/Под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1961. 240 с.
70. Молочушкин Е. Н. Мерзлотно-геологические исследования юго-восточной окраины шельфа моря Лаптевых//Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 87—91.

71. Мочанов Ю. А. Древнейший палеолит Диринга (стратиграфия и геологический возраст памятника). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 32 с.
72. Мячкова Н. А. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1983. 192 с.
73. Неизвестнов Я. В., Семенов Ю. П. Подземные криопэги шельфа и островов советской Арктики//Тр. II Междунар. конф. по мерзлотовед. Якутск, 1973. Вып. 5. С. 98—103.
74. Некрасов И. А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития. Якутск, 1976. 248 с.
75. Общее мерзлотоведение/М. И. Сумгин, С. П. Качурин, Н. И. Толстихин и др. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1940. 347 с.
76. Общее мерзлотоведение (геокриология)/Под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
77. Основные типы гидрогеологических структур СССР/И. К. Зайцев, Е. А. Басков, Я. В. Неизвестнов и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1974. 92 с.
78. Пархоменко С. Г. Схематическая карта районов мерзлоты и глубокого промерзания почвы в СССР//Тр. ЦНИИгеодезии, аэросъемки и картографии. М., 1937. Вып. 18. С. 8—35.
79. Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 237 с.
80. Павлов А. В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, 1984. 254 с.
81. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
82. Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
83. Романовский Н. Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
84. Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1983. 231 с.
85. Романовский Н. Н. О взаимодействии криолитозоны и природных газов подземной гидросферы//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1986. № 3. С. 3—17.
86. Романовский Н. Н. Криолитозона и зона гидратов природных газов (проблема взаимоотношения и взаимодействия)//Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1988. С. 35—40.
87. Романовский Н. Н., Афанасенко В. Е., Корейша М. М. Динамика и геологическая деятельность гигантских наледей Селенняхской тектонической впадины//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1973. № 6. С. 52—74.
88. Романовский Н. Н., Барковская Е. Н., Комаров И. А. Роль гидратов газов в криолитогенезе отложений арктического шельфа//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1988. № 5. С. 3—14.
89. Романовский Н. Н., Корейша М. М. Ледники, субгляциальные талики и многолетнемерзлые породы//Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М.: Наука, 1986. С. 206—219.
90. Савельев Б. А. Термика и динамика природных льдов. М.: Наука, 1983. 223 с.
91. Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР (атлас). М.: ГУГК, 1984. 76 с.
92. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеониздат, 1975. 189 с.
93. Соловьев В. А., Гинсбург Г. Д. Газогидратообразование как особый тип криолитогенеза в океане//Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1989. № 10. С. 115—120.
94. Соломатин В. И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986. 214 с.
95. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток, 1928. 372 с.
96. Суходровский В. Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979. 280 с.
97. Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 227 с.
98. Теплофизические исследования криолитозоны Сибири/В. Т. Балобаев,

- А. В. Павлов, Г. З. Перлыштейн и др. Новосибирск: Наука, 1983, 214 с.
99. Теплофизические свойства горных пород/Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1984. 204 с.
100. Типенко Г. С., Серегина Н. В., Романовский Н. Н., Комаров И. А. Математическое моделирование взаимодействия мерзлой толщи и залежей гидратов природного газа//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1990. № 2. С. 73—84.
101. Толстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
102. Томирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
103. Трофимук А. А., Макагон Ю. Ф., Якушев В. С. Влияние динамики зон гидратообразования на температурный режим пород в области распространения криолитозоны//Геол. и геофиз. М., 1986. № 11. С. 3—9.
104. Тюрин А. И., Романовский Н. Н., Полтев Н. Ф. Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М.: Наука, 1982. 150 с.
105. Фартышев А. А. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1990. 25 с.
106. Фельдман Г. М. Термокарст и вечная мерзлота. Новосибирск: Наука, 1984. 261 с.
107. Фотиев С. М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
108. Фотиев С. М., Данилова Н. С., Шевелева Н. С. Геокриологические условия Средней Сибири. М.: Наука, 1974. 146 с.
109. Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
110. Царев В. П. Особенности формирования, методы поисков и разработки скоплений углеводородов в условиях вечной мерзлоты. Якутск, 1976. 214 с.
111. Черский Н. В., Царев В. П., Никитин С. П. Исследование и прогнозирование условий накопления ресурсов газа в газогидратных залежах. Якутск, 1983. 156 с.
112. Чеховский А. Л. О распространении многолетнемерзлых пород под шельфом Карского моря//Тр. ПНИИИС Госстроя СССР. 1972. Т. XVIII. С. 100—111.
113. Шарбатян А. А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. М.: Наука, 1974. 122 с.
114. Швецов П. Ф. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М.: Наука, 1974. 132 с.
115. Швецов П. Ф., Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В. Основные закономерности криогенных процессов в пылевато-глинистых и песчаных образованиях//II Междунар. конф. по мерзлотовед. Якутск, 1973. Вып. 4. С. 63—73.
116. Швецов П. Ф., Седов В. П. Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаяхта. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 82 с.
117. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария//Зап. геогр. о-ва СССР. Новая серия. М.-Л., 1957. Т. 16. 337 с.
118. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М.: Наука, 1955. 492 с.
119. Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности)/В. Т. Трофимов, Ю. Б. Бадю, Ю. И. Васильчук и др. М.: Изд-во МГУ, 1986. 288 с.
120. Advances in Periglacial Geomorphology/Ed. M. J. Clark. 1988. 481 p.
121. Brown R. J. E. Permafrost map of Canada//Can. Geogr. J. 1968. Vol. LXX, N 2. P. 56—63.
122. French H. M. Active Layer Processes//Advances in Periglacial Geomorphology, 1988. P. 151—177.
123. Halmes M. L., Greager J. S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf//Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Berlin-New York, 1974. P. 211—229.

124. Judge A. S. Permafrost distribution and the Quaternary history of the Mackenzie—Beaufort region. A geothermal perspective in Correlation of Quaternary Deposits and Events Around the Margin of Beaufort Sea: Contributions from joint Canadian-American Workshop, April 1984/Ed. J. H. Heggenbottom and J. S. Vincent. Geol. Surv. Can. Open File Report 1237. 1986. 60 p.
125. Lachenbruch A. H. Mechanics of the thermal contraction cracks and ice-wedge polygon in permafrost//Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 1962. N 70. 68 p.
126. Mackay J. R. The growth of pingoes, Western Arctic Coast, Canada//Can. J. Earth. Sci. 1973. Vol. 10. P. 979—1004.
127. Mackay J. R. An equilibrium model for hummocks (non-sorted circles) Garry Island, Northwest Territories//Geol. Surv. Can. Pap. 79-1A. 1979. P. 165—167.
128. Sinha A. K. EM soundings for mapping complex geology in time permafrost terrain of Northern Canada//V Conf. on Permafrost in Trondheim, Norway, August 2—5, 1988. Vol. 2. Trondheim, 1988. P. 994—999.
129. Taylor A., Allen V. Shallow sediment temperature perturbations and sediment thermal conductivities, Canadian Beaufort Shelf//Can. J. Earth Sci. 1984. Vol. 24, N 4. P. 2223—2234.
130. Taylor A., Judge A., Allen V. Recovery of precise offshore permafrost temperatures from a deep geotechnical hole, Canadian Beaufort Sea//Geol. Surv. of Can. Pap. 89-1D. 1989. P. 119—123.
131. Van Vliet-Lanoe. B. The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction//J. Quat. Sci. 1988. N 3. P. 85—96.
132. Washburn A. L. Geocryology — a Survey of Periglacial Processes and Environments, Edward Arnold. London, 1979. 406 p.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

|  |    |
|--|----|
| Предисловие . . . . .  | 3  |
| Глава I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КРИОГЕНЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ   | 5  |
| I.1. Понятие о криогенезе литосферы . . . . .  | 5  |
| I.2. Развитие учения о криогенезе литосферы Земли . . . . .  | 7  |
| I.3. Основные этапы развития современной криолитозоны  | 13 |
| Глава II. ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД, ТАЛИКОВ, СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ . . . . . | 24 |
| II.1. Роль радиационных, климатических и ландшафтных факторов в формировании температурного режима поверхности Земли и пород . . . . .                                   | 24 |
| II.2. Причины и особенности широтной геокриологической зональности и секториальности . . . . .   | 43 |
| II.3. Геокриологическая высотная поясность, ее типизация и особенности проявления в зависимости от высоты и географического положения орогенов . . . . .                 | 49 |
| II.4. Влияние региональных факторов на распространение и температурный режим многолетнемерзлых пород   | 59 |
| II.5. Закономерности распространения и существования таликов . . . . .   | 64 |
| II.6. Основные закономерности сезонного промерзания и протаивания отложений . . . . .  | 66 |
| Глава III. ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ КРИОГЕННЫХ ЯВЛЕНИЙ . . . . .  | 73 |
| III.1. Соотношение между криогенными процессами и явлениями в системе криогенеза . . . . .   | 73 |
| III.2. Криогенное выветривание (зональные и региональные закономерности) . . . . .   | 75 |



|   |     |
|---|-----|
| III.3. Закономерности современного распространения процессов пучения. Формы пучения, их региональная и зональная приуроченность . . . . . | 81  |
| III.4. Закономерности криогенного растрескивания и формирования полигонально-жилых структур . . . . .                                     | 86  |
| III.5. Пятна-медальоны и криотурбации . . . . .   | 99  |
| III.6. Солифлюкция и солифлюкционные образования . . . . .  | 104 |
| III.7. Курумы, закономерности их распространения, строения и подвижности . . . . .  | 109 |
| III.8. Каменные глетчеры, закономерности их образования и распространения . . . . .   | 114 |
| III.9. Термокарстовые образования, закономерности их распространения и морфология . . . . .   | 119 |
| III.10. Термоабразия, закономерности распространения и развития . . . . .   | 125 |
| III.11. Закономерности формирования наледей и наледных образований . . . . .  | 130 |

**Глава IV. ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СИНКРИОГЕННЫХ И ЭПИКРИОГЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ . . . . .** 140

|  |     |
|--|-----|
| IV.1. Синкриогенные и эпикриогенные породы и их роль в строении криолитозоны . . . . .   | 140 |
| IV.2. Региональные и зональные закономерности формирования синкриогенных отложений . . . . .                                   | 142 |
| IV.3. Региональные и зональные особенности распространения и криогенного строения эпикриогенных дисперсных отложений . . . . . | 163 |
| IV.4. Эпикриогенные скальные породы и их криогенное строение в массивах . . . . .  | 171 |
| IV.5. Таберальные и таберированные отложения . . . . .   | 175 |

**Глава V. РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЗОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРОЕНИЯ И МОЩНОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ . . . . .** 181

|   |     |
|---|-----|
| V.1. Методический подход к анализу региональных и зональных особенностей строения и мощности криолитозоны . . . . . | 181 |
| V.2. О теплофизических свойствах пород, влияющих на формирование и динамику мерзлых толщ . . . . .                  | 185 |
| V.3. Закономерности влияния геоструктурной обстановки на мощности и строение криолитозоны . . . . .                 | 191 |
| V.4. Влияние геоморфологического устройства поверхности на мощности и строение криолитозоны . . . . .               | 207 |
| V.5. Влияние подземных вод на строение, мощность и прерывистость криолитозоны . . . . .                             | 212 |
| V.6. Газы подземной гидросферы нефтегазоносных структур и их взаимодействие с криолитозоной . . . . .               | 218 |

|   |     |
|---|-----|
| V.7. Влияние регрессий и трансгрессий на криогенное строение и мощности криолитозоны . . . . .                    | 227 |
| V.8. Оледенения и дегляциация, их взаимоотношение и взаимодействие с криолитозоной . . . . .                      | 231 |
| Глава VI. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КРИОГЕНЕЗА И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ПЛАТФОРМ . . . . .                        | 245 |
| VI.1. Основные геоструктурные особенности платформ и их влияние на геокриологические условия . . . . .            | 245 |
| VI.2. Рельеф и верхнекайнозойские отложения платформ и их влияние на геокриологические условия . . . . .          | 248 |
| VI.3. Криогидрогеологические особенности платформ . . . . .   | 252 |
| VI.4. Зона гидратообразования нефтегазоносных областей платформ мерзлой зоны . . . . .                            | 262 |
| VI.5. История развития и строение криолитозоны платформ . . . . .   | 270 |
| Глава VII. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КРИОГЕНЕЗА И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ . . . . .             | 277 |
| VII.1. Основные геоструктурные особенности орогенных областей и их влияние на геокриологические условия . . . . . | 277 |
| VII.2. Рельеф и верхнекайнозойские отложения, их влияние на геокриологические условия . . . . .                   | 280 |
| VII.3. Криогидрогеологические особенности орогенных областей . . . . .  | 284 |
| VII.4. История развития и особенности криолитозоны орогенных областей . . . . .                                   | 291 |
| Глава VIII. СУБМАРИННАЯ КРИОЛИТОЗОНА АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА . . . . .  | 296 |
| VIII.1. Типы субмаринной криолитозоны Арктического бассейна и представления о их формировании . . . . .           | 296 |
| VIII.2. Закономерности формирования температур придонного слоя воды и пород Арктического бассейна . . . . .       | 303 |
| VIII.3. Мощности и строение субмаринной криолитозоны . . . . .  | 304 |
| Заключение . . . . .  | 314 |
| Список литературы . . . . .   | 324 |
| Оглавление . . . . .  | 330 |

# CONTENTS

---

|   |    |
|---|----|
| Introduction . . . . .  | 4  |
| I. GENERAL INFORMATION ABOUT CRYOGENESIS OF LITHOSPHERE . . . . .   | 5  |
| I.1. Concept of Lithosphere Cryogenesis and How the Book is Structured . . . . .  | 5  |
| I.2. Development of the Earth Lithosphere Cryogenesis . . . . .   | 7  |
| I.3. Principle Stages of Development for Recent Permafrost . . . . .  | 13 |
| II. ZONAL AND REGIONAL REGULARITIES OF SPREADING AND THERMAL REGIME FOR PERMAFROST, TALIKS, SEASONAL FREEZING AND THAWING OF SOILS . . . . .                              | 24 |
| II.1. The Role of Radiation, Climatic and Landscape Factors in the Formation of Thermal Regime for Earth Surface and Soils . . . . .                                      | 24 |
| II.2. Causes and Features of Geocryological Latitudinal Zonality and "Sectorality" . . . . .  | 43 |
| II.3. Geocryological Altitudinal Zonality, Its Types and Peculiarities of Manifestation in Connection with Altitude and Geographical Location of Mountain Areas . . . . . | 49 |
| II.4. The Influence of Regional Factors on Distribution and Thermal Regime of Permafrost . . . . .  | 59 |
| II.5. Regularities of Talik Distribution and Existence . . . . .  | 64 |
| II.6. Principal Regularities of Seasonal Soil Freezing and Thawing . . . . .  | 66 |
| III. ZONAL AND REGIONAL REGULARITIES OF PERIGLACIAL PROCESSES DEVELOPMENT AND SPREADING OF PERIGLACIAL PHENOMENA . . . . .  | 73 |
| III.1. The Relations Between Periglacial Processes and Phenomena in the System of Cryogenesis . . . . .   | 73 |
| III.2. Frost Weathering (Zonal and Regional Regularities) . . . . .   | 75 |

|   |     |
|---|-----|
| III.3. Regularities of Recent Spreading of Frost Heaving. Phenomena of Frost Heaving and Its Regional and Zonal Location . . . . .  | 81  |
| III.4. Regularities of Frost Cracking and Polygonal—Wedge Structures Formation . . . . .  | 86  |
| III.5. Spot Medallions and Cryoturbation . . . . .  | 99  |
| III.6. Solifluction and Solifluction Phenomena . . . . .  | 104 |
| III.7. Regularities of Kurum Spreading, Composition and Mobility . . . . .  | 109 |
| III.8. Rock — Glaciers. Regularities of Formation and Distribution . . . . .  | 114 |
| III.9. Thermocarst Phenomena. Regularities of Formation, Spreading and Mobility . . . . .   | 119 |
| III.10. Thermoabrasion. Regularities of Spreading and Development . . . . .   | 125 |
| III.11. Regularities of Icing and Icing Features Formation . . . . .  | 130 |
| <br>  |     |
| IV. ZONAL AND REGIONAL REGULARITIES OF SYNGENETIC AND EPIGENETIC PERMAFROST STRATA FORMATION . . . . .                              | 140 |
| IV.1. Syngenetic and Epigenetic Permafrost Strata. Their Role in Permafrost Zone Formation . . . . .                                | 140 |
| IV.2. Regional and Zonal Regularities of Syngenetic Perennially Frozen Deposits Formation . . . . .                                 | 142 |
| IV.3. Regional and Zonal Regularities of Spreading and Cryogenetic Building of Epigenetic Perennially Frozen Soils . . . . .        | 163 |
| IV.4. Epigenetic Frozen Rocks and Their Cryogenic Building in Massifs . . . . .   | 171 |
| IV.5. Taber and Taberlike Deposits . . . . .  | 175 |
| <br>  |     |
| V. REGIONAL AND ZONAL REGULARITIES OF PERMAFROST BUILDING AND PERMAFROST THICKNESS FORMATION . . . . .                              | 181 |
| V.1. Method of Analysis for Regional and Zonal Features of Permafrost Building and Permafrost Thickness . . . . .                   | 181 |
| V.2. To the Question of Thermal Properties of Soils and Rocks in Massifs . . . . .  | 185 |
| V.3. Regularities of Influence of Geostructural and Geothermal Conditions on Permafrost Thickness and Permafrost Building . . . . . | 191 |
| V.4. Influence of Geomorphology and Topography on Permafrost Thickness and Permafrost Building . . . . .                            | 207 |
| V.5. Influence of Ground Water on Permafrost Distribution, Building and Thickness . . . . .   | 212 |
| V.6. Gases and Gas Hydrates in Aquasphere and Their Interaction with Permafrost . . . . .   | 218 |
| V.7. Influence of Arctic Seas Transgression and Regression on Permafrost Building and Thickness . . . . .                           | 227 |
| V.8. Glaciation and Deglaciation. Their Relations and Interaction with Permafrost . . . . .   | 231 |

|  |     |
|--|-----|
| VI. BASIC FEATURES OF CRYGENESIS AND PECULIARITIES OF PLATFORM PERMAFROST . . . . .                        | 245 |
| VI.1. Main Geostructural Features of Platforms. Their Influence on Permafrost Conditions . . . . .         | 245 |
| VI.2. Relief and Late Cepozoic Deposits. Their Influence on Permafrost Conditions . . . . .                | 248 |
| VI.3. Cryohydrogeological Features of Platforms . . . . .  | 252 |
| VI.4. Zone of Gas Hydrate Formation of Oil and Gas Regions in Permafrost Area . . . . .                    | 262 |
| VI.5. Natural History and Building of Platforms Permafrost . . . . .                                       | 270 |
| VII. BASIC FEATURES OF CRYOGENESIS AND PECULIARITIES OF MOUNTAIN AREAS PERMAFROST . . . . .                | 277 |
| VII.1. Main Geostructural Features of Mountain Areas. Their Influence on Permafrost Conditions . . . . .   | 277 |
| VII.2. Reliefs and Late Cepozoic Deposits. Their Influence on Permafrost Conditions . . . . .              | 280 |
| VII.3. Cryohydrogeological Features of Orogenic Areas . . . . .  | 284 |
| VII.4. Natural History and Features of Mountain Areas Permafrost . . . . .                                 | 291 |
| VIII. SUBSEA PERMAFROST OF ARCTIC BACIN . . . . .  | 296 |
| VIII.1. Types of Offshore Permafrost in Arctic Basin. Hypothesis of Its Formation . . . . .                | 296 |
| VIII.2. Regularities of Temperature Formation for Near Bottom Water and Deposits in Arctic Basin . . . . . | 302 |
| VIII.3. Thickness and Building of Subsea Permafrost . . . . .  | 304 |
| Conclusion . . . . .   | 314 |
| References . . . . .   | 324 |
| Contents . . . . .   | 330 |

Учебное издание

**РОМАНОВСКИЙ Николай Никитич**

---

**ОСНОВЫ КРИОГЕНЕЗА ЛИТОСФЕРЫ**

---

Зав. редакцией

**И. И. Щехура**

Редактор

**Г. С. Савельева**

Художественный редактор

**Л. В. Мухина**

Переплет художника

**В. В. Гарбузова**

Технический редактор

**Т. А. Корнеева**

Корректоры **И. А. Мушникова,**  
**Н. М. Жидкова**

ИБ № 4552

ЛР № 040414 от 27.03.92.

Сдано в набор 12.04.93. Подписано в печать 13.01.94.

Формат 60×90/16. Бумага тип. № 2.

Гарнитура литературная. Высокая печать.

Усл. печ. л. 21,00. Уч.-изд. л. 23,88.

Тираж 1000 экз. Заказ № 60. Изд. № 2451

Ордена «Знак Почета»

Издательство Московского университета.

103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.

119899, Москва, Воробьевы горы