РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ
ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ им. Е.М. СЕРГЕЕВА РАН
ИНСТИТУТ ПРИКЛАДНОЙ МЕХАНИКИ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В. ЛОМОНОСОВА
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОИНФОРМАТИКИ ТюмГНГУ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF EARTH CRYOSPHERE
E.M. SERGEEV INSTITUTE OF ENVIRONMENTAL GEOSCIENCE OF RAS
INSTITUTE OF APPLIED MECHANICS OF RAS
M.V. LOMONOSOV MOSCOW STATE UNIVERSITY
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOINFORMATICS
OF TYUMEN STATE OIL AND GAS UNIVERSITY

V.P. Melnikov, A.N. Khimenkov, A.V. Brushkov, A.N. Vlasov,
D.B. Volkov-Bogorodsky, V.V. Samsonova

CRIOLOGY GEOSYSTEMS: INVESTIGATION PROBLEMS AND MODELING

Editor-in-chief
Professor *V.R. Alekseev*

Novosibirsk
Academic Publishing House "Geo"
2010

В.П. Мельников, А.Н. Хименков, А.В. Брушков, А.Н. Власов,
Д.Б. Волков-Богородский, В.В. Самсонова

КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ: ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

Ответственный редактор
д-р геогр. наук, профессор *В.Р. Алексеев*



Новосибирск
Академическое издательство "Гео"
2010

УДК 551.2/3
ББК
М482

Мельников, В.П. Криогенные геосистемы : проблемы исследования и моделирования / В.П. Мельников, А.Н. Хименков, А.В. Брушков и др. ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т криосферы Земли. – Новосибирск : Академическое изд-во "Гео", 2010. – 392 с. – ISBN

Монография посвящена разработке геосистемного направления в геокриологии. Его основой являются представления об иерархически организованных саморазвивающихся геосистемах, формирующих криолитозону. Данный подход широко и эффективно используется в биологии, физической географии, ландшафтоведении, геологии, но применительно к многолетнемерзлым породам он практически не разработан. Базовыми элементами предлагаемого подхода являются криогенные геосистемы. В работе приведены их определение, структурная и иерархическая организация. Показано, что формирование, изменение и разрушение данных образований не может быть детерминированным. Наряду с природными рассмотрены также природно-технические и искусственные криогенные системы. Для различных криогенных геосистем дается характеристика квазистационарных и неустойчивых переходных состояний. Проанализированы факторы, оказывающие влияние на их формирование, длительное устойчивое существование и разрушение. Проведено математическое моделирование тепловых процессов в структурно-неоднородных средах с учетом фазовых переходов. Изучены процессы и явления, сопровождающие криогенные геосистемы от возникновения до разрушения. Рассмотрены проблемы, возникающие при исследовании криогенных геосистем, представлены методики изучения различных факторов, обусловливающих их развитие.

Рассчитана на геокриологов, ландшафтоведов, геологов и географов, а также на широкий круг читателей, интересующихся новыми направлениями в естественных науках.

Рецензенты:
д-р геол.-мин. наук *С.В. Алексеев*,
д-р геол.-мин. наук *В.Г. Чеверев*,
д-р физ.-мат. наук *А.В. Шавлов*

Monograph is devoted to the development of geosystem branch in geocryology. The bases of the branch are the concepts of hierarchically organized self-evolution geosystems forming cryolite zone. This approach is practically not developed in relation to the long-year frozen ground despite the fact of widely and effectively using in biology, physical geography and geology. The basic elements of the proposed approach are cryology geosystems. In the monograph is given their definition, structural and hierarchical organization. It is shown that the formation, evolution and destruction of these structures can not be determined. Equally with the natural systems are considered also natural-technical systems and artificial cryology systems. For the various cryology geosystems is given description of quasi-stationary and unstable transient state. It has been analyzed factors, which influence their formation, sustainable steady existence and destruction. The mathematical modeling of thermal processes in the structurally inhomogeneous media with phase transitions is carried out. It has been considered processes and phenomena, accompanying cryology geosystems from the beginning and up to the dissipation. It is shown problems arising in the study of cryology geosystems and presented techniques for the studying various factors having an influence on their development.

The monograph is intended for geogryologists, geologists and geographers, as well as for wide range of readers interested in the new trends in natural sciences.

© В.П. Мельников, А.Н. Хименков,
А.В. Брушков, А.Н. Власов, Д.Б. Волков-Богородский,
В.В. Самсонова, 2010
© Институт криосферы Земли СО РАН, 2010
© Оформление. Академическое изд-во "Гео", 2010

ISBN

Истинные законы не могут быть линейными и не могут быть получены из линейных законов.

А. Эйнштейн

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в геокриологии наблюдается, по мнению авторов, определенное несоответствие между представлениями о детерминированности и предсказуемости развития криолитозоны и накоплением сведений о роли вероятностных факторов. Проиллюстрировать это можно положением, выдвинутым В.А. Кудрявцевым еще в 1954 г. "Климат – первая и основная причина образования и существования вечной мерзлоты, обусловливающая возможность самого явления и качественно определяющая потенциал вечномерзлой толщи. Геолого-географические условия – вторая причина образования и существования вечной мерзлоты, определяющая при данных климатических условиях все возможные колебания как самой критической температуры образования вечной мерзлоты, так и ее потенциал холода" [Кудрявцев, 1954, с. 7]. Здесь показана зависимость формирования и существования мерзлоты от температуры (климата) и неопределенность в реализации этой зависимости, связанная с неоднородностью геолого-географической среды. Возникшее противоречие традиционно снималось посредством осреднения различных показателей. При этом геологическая среда рассматривалась как совокупность слоев разного вещественного состава и льдистости, обладающих определенными теплофизическими характеристиками. В качестве примера можно привести пятитомное издание "Геокриология СССР", где при характеристике многолетнемерзлых пород различного генезиса приводится средний показатель и разброс значений объемной льдистости слоев различного состава. Данный подход можно использовать для инженерно-геологической оценки территории, но для изучения закономерностей развития мерзлых пород требуется дальнейшая его доработка.

Геокриология, впрочем, как и другие науки о Земле, столкнулась с проблемой, вытекающей из сути научного метода познания, – дробление целого и изучение его по частям, разделение сложного и многообразного на простое и единичное. Основой традиционных научных представлений считается редукционизм (редукция – сведение сложного к простому и выс-

шего к низшему), согласно которому сложные явления могут быть полностью объяснены с помощью законов, свойственных более простым явлениям. В геокриологии он привел к тому, что есть множество описаний криогенного строения мерзлых пород, льдистости и криотекстур для различных литологических уровней – от фации до регионального, изучены многие теплофизические и механические свойства талых и мерзлых грунтов. Но это еще не позволяет проследить весь путь образования мерзлой толщи. Возникают трудности и с пространственным взаиморасположением и криогенным строением геологических тел, составляющих мерзлые толщи в том или ином регионе. В общем известно, какие элементарные процессы происходят в области фазовых переходов в промерзающих грунтах, но воссоздание истории формирования криогенного строения, например, отдельной фации представляет проблему. Современное состояние геокриологии отражает непростое взаимодействие детерминистских и стохастических подходов в естествознании. Кратко рассмотрим их.

Детерминизм. Эта концепция была и остается фундаментом не только классических механики и физики, но и других естественных наук, в том числе геокриологии. Суть ее в том, что знание двух групп параметров: 1) начальное состояние и координаты какого-либо объекта, 2) значения внешних воздействий на объект, однозначно и линейно определяет его развитие, историю дальнейших событий и состояний. Результатом данного подхода является механистичность – все предопределено и прогнозируемо, отсутствует свобода и неопределенность. Все это иллюстрируется на примере второго закона Ньютона, как закона динамического (а не статистического) типа. Необходимость здесь зависит от внешнего источника. При этом случайное – еще не познанное, временно не подлежащее точному вычислению из-за недостатка теоретических знаний и вычислительных мощностей на данном этапе развития науки. В результате приходится пользоваться аппаратом приближенных вычислений (теорией вероятности). Стохастичность (от греч. stochastikos – "умеющий угадывать" – случайный), выраженная в теории вероятности и квантовой механике, основывалась на признании того факта, что невозможно однозначно определить одновременно координату и импульс. Таков принцип неопределенности в квантовой физике. Однако распространение глобальной стохастичности с микроуровня на уровень сложных объектов приводит к другой крайности – всеобщей непредсказуемости явлений, что также не соответствует истинному положению вещей.

Разрешением двух крайностей предыдущих подходов является системный подход, завоевывающий в настоящее время все большую популярность. Система (греч. systema – целое, составленное из частей) – множество элементов, находящихся в связях и отношениях друг с другом, образующих некоторую целостность, единство. Главное, что определяет систему, – это взаимосвязь и взаимодействие частей в рамках целого. Если такое взаимодействие существует, то допустимо говорить о системе, хотя степень взаимодействия ее частей может быть различной. Системный подход – универсальный инструмент познавательной деятельности. Как сис-

тема может быть рассмотрен любой природный объект или явление, он незаменим в познании и конструировании сложных динамических целостностей и позволяет "моделировать целостности, а не сводить целое к механической сумме бесконечно умножающихся частностей" [Коган, 1991].

Настоящая работа является попыткой рассмотреть развитие криолитозоны с вероятностных позиций на базе системного подхода. В самом общем виде его можно изложить следующим образом. Еще до промерзания существуют разноуровневые иерархически организованные литогенные геосистемы, определяемые генетическими особенностями. Они имеют внутренние связи, состав, строение и свойства, выраженные границы. Промерзание отложений разного генезиса формирует криогенные толщи, отражающие как температурные условия на поверхности, так и фациальные условия осадконакопления. При достижении области фазовых переходов начинается самоорганизация криогенных геосистем с резким уменьшением энтропии и увеличением упорядоченности за счет формирования криогенных текстур. Генетические типы являются своего рода аттракторами, определяющими совокупность процессов, происходящих при самоорганизации криогенных геосистем. Даже однородное температурное поле, накладываемое на геосистемы, трансформируется поверхностными неоднородностями, обусловленными фациальными условиями (например, в аллювиальных отложениях – температурное поле в русловом аллювии, песчаной косе, заросшей пойме, заторфованной пойме, прирусловом валу и старичном аллювии будет различным). Понижение температуры в геосистеме до значений фазовых переходов приводит к формированию криогенной геосистемы, возраст которой может сильно отличаться от возраста первичной геосистемы. Поверхностные неоднородности приводят к тому, что различные участки грунтов одного генезиса формируют разновозрастные криогенные геосистемы. Отношение времени образования первичной литогенной геосистемы и наложенной криогенной геосистемы может быть различным – от пренебрежимо малой величины при сингенезе до миллионов лет в случае промерзания литифицированных осадочных или изверженных пород при эпигенезе.

Начало развития криогенной геосистемы любого уровня локально и представляет собой множество центров начального промерзания. Постепенно расширяясь и сливаясь, они формируют сплошные мерзлые массивы. Криосфера в целом и криолитосфера в частности представляют собой совокупность самоорганизующихся иерархически организованных криогенных систем, состоящих из множества локальных подсистем, имеющих определенную свободу развития. Обладая разной степенью устойчивости, данные подсистемы под воздействием внешних условий начинают трансформироваться и перегруппировываться, переходя в состояние равновесия с новыми условиями. Эволюция любой сложной криогенной системы, вплоть до криосферы, представляется как рекомбинация ее подсистем и определяется как совокупность вероятностных событий.

Данный подход, получивший широкое развитие в различных областях научного знания, практически не затронул геокриологию. Эти пред-

ставления очень близки идеям А.М. Садовского о блочно-иерархическом устройстве горных пород, обеспечивающем возможность саморегулирования процесса энергомассообмена литосферы Земли с внешним по отношению к ней миром [Садовский, Писаренко, 1991].

Эволюция горных пород при приближении их температуры к значениям соответствующим области фазовых переходов вода–лед, характеризуется определенными особенностями. Происходит нарастание флуктуаций энергетического состояния и структур минеральных частиц и воды, содержащихся в грунте. Это подготавливает реализацию так называемых криогенных процессов различных интенсивности и масштаба. Их взаимодействие и самоорганизация приводят на стадии развития мерзлых пород к формированию разномасштабных криогенных геосистем, а на стадии деградации – к совокупности термоденудационных процессов. В траектории развития системы различают точки бифуркации "...или, шире, полифуркации, когда траектория разветвляется. И в законе движения нет указания на то, по какой ветви следовать. Есть лишь спектр возможностей. Выбор ветви зависит от флуктуаций, от факторов локального масштаба. Через малые блуждания система попадает в область притяжения одной из возможных траекторий дальнейшего движения. Хаос сначала обеспечивает возможность схода с прежней траектории при потере устойчивости в зоне кризиса, а затем помогает подключиться к новому аттрактору, вымывая помехи на этом пути" [Баранцев, 2003, с. 116]. При этом могут возникать различные синергетические и резонансные эффекты, которые могут способствовать как саморегуляции, препятствующей разрушению системы, так и развитию непрогнозируемых последствий. В криолитозоне в качестве аттракторов выступают особенности формирования литогенной основы криогенных геосистем, т. е. генетические. Энергетический компонент (понижение температуры ниже значений фазовых переходов) определяет необходимость и возможность образования криогенных геосистем, а конкретная реализация в пространственных формах и история развития криогенной системы, включающая временные интервалы (стадии развития), наполненные некоторыми событиями (комплексом парагенетических процессов) определяется генетическими факторами. При этом огромную роль играют неоднородности природной среды. Этим представлениям адекватна термодинамическая система неравновесных, нестационарных процессов, в которой равновесная модель со всеми ее атрибутами становится лишь предельным, идеальным случаем [Николис, Пригожин, 1979]. Каждая природная система, в том числе криогенная, при своем формировании или разрушении проходит определенную стадию развития, в которой и в поведении системы, и в ее строении имеются существенные отличия от стабильного состояния. В этот период резко возрастает интенсивность процессов, структурные связи между разными элементами системы ослабляются. Такое состояние системы мы определяем как переходное, а соответствующую ему область пространства – как переходную зону. Наличие в истории криогенных геосистем устойчивых и неустойчивых состояний позволяет применять при их изучении как детерминистские, так и стохастические под-

ходы. Это важное положение свидетельствует о том, что данные подходы вовсе не являются антагонистическими. Каждый из них отражает определенный этап развития системы.

Авторы понимают, что целостной системы, базирующейся на описанных выше подходах, в настоящее время создать невозможно. Поэтому работа представляет собой серию очерков, включающих представления о структурной организации криогенных геосистем, о факторах, влияющих на их формирование, устойчивое существование и разрушение, а также методологию различных направлений исследования и математического моделирования. Мы разделяем позицию В.А. Николаева, отмечавшего, что "в области фундаментальных исследований неизбежность перехода к нелинейным моделям среды и изучению протекающих в ней процессов продиктована естественным требованием адекватности описания явлений, определяющих тонкую пространственно-временную связь геофизических и геодинамических процессов, роль нелинейных явлений в геологической эволюции планеты " [Николаев, 2002]. Речь в данном случае идет о геофизике, но не менее актуально данное утверждение и в отношении геокриологии.

Не претендуя на полноту изложения, авторы выражают уверенность, что настоящая монография, в ряду прочих, приблизит разработку вероятностных геосистемных основ геокриологии и будет полезна специалистам, работающим в области изучения криолитозоны, и студентам.

Особую благодарность за замечания и поддержку авторы выражают своим коллегам Г.З. Перльштейну, В.П. Мерзлякову, Д.О. Сергееву, А.Н. Минаеву, Ю.Б.Шешину, М.М. Корейше, Г.И. Гриве. Без доброжелательного и глубокого обсуждения с ними материала большую часть изложенного в данной монографии было бы невозможно осуществить.

ЛИТЕРАТУРА

Баранцев Р.Г. Синергетика в современном естествознании. – М.: Едиториал УРСС, 2003.

Коган М.С. Системный подход и гуманитарные знания. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1991. – 384 с.

Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. – Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 183 с.

Николаев А.В. Развитие методов нелинейной геофизики. // Вестн. ОГГГГН РАН: Электрон. науч.-инф. журн. – 2002. – № 1(20). (http://www.scgis.ru/russian).

Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. – М.: Мир, 1979.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике // Природа. – 1991. – № 1. – С. 13–23.

Einstein A. Autobiographisches (Autobiographical Notes). // Albert Einstein – Philosopher-Scientis / Ed. P. A. Schilpp. – Evanston, 1945. – 111 p.

Глава 1

КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ

1.1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОСИСТЕМНОГО ПОДХОДА В ГЕОКРИОЛОГИИ

Мерзлые породы (как и криолитозона в целом) обладают рядом противоречивых и на первый взгляд взаимоисключающих свойств:

– они довольно неустойчивы, поскольку существуют при температурах, близких к области фазовых переходов, тем не менее их возраст достигает миллионов лет;

– их основные свойства обеспечиваются одним структурным элементом – льдом, однако локальное морфологическое разнообразие очень велико;

– криогенная составляющая, определяемая ледяными образованиями, не связана непосредственно с историей развития минерального субстата; она является вторичным, наложенным компонентом по отношению к литогенной основе, в то же время мерзлые породы представляют собой целостные, закономерно построенные природные объекты.

Разрешить указанные противоречия, обеспечивающие устойчивость и изменчивость криолитозоны, можно только с привлечением геосистемного подхода. Данное научное направление в геокриологии еще не получило широкого применения, хотя в других областях естественных наук, например в биологии, геологии, ландшафтоведении, оно интенсивно развивается и дает хорошие результаты. Более подробно геосистемы в криолитозоне будут рассмотрены ниже. В общем виде их формирование можно представить как пример самоорганизации горных пород при охлаждении до температур ниже 0 °С. Понижение температуры грунтов до значений фазовых переходов формирует в них область неравновесного термодинамического состояния, где и происходит самоорганизация систем, соответствующих возникшим вновь условиям (кристаллизация воды, структурирование минеральной составляющей). Продолжающееся охлаждение способствует усилению новой структурной организации грунтовой толщи (формирование криотекстур). Любую область можно представить в виде совокупности локальных неоднородностей (поверхностных и внутригрунтовых), по-разному реагирующих на внешние воздействия. Направление и темпы развития мерзлого грунтового массива на какой-либо территории определяются не строго заданной траекторией, а спектром возможностей для реализации

альтернативных путей, в частности трансформации и рекомбинации промежуточных криогенных геосистем. При этом предсказать можно только вероятность определенных состояний криолитозоны рассматриваемой территории. Точно предсказать морфологию и динамику температурных полей, а также распределение и смену процессов в промерзающих, мерзлых или оттаивающих породах невозможно [Хименков, Власов, 2007]. Изучение особенностей развития геосистем в криолитозоне связано с использованием разработок в области динамики ландшафтов и применением стохастических методов обработки данных. Поэтому, прежде чем перейти к собственно криогенным геосистемам, рассмотрим историю геосистемного подхода, прежде всего в ландшафтоведении.

Геосистемный подход

В 1934 г. В.И. Вернадский высказал предположение о том, что "земные оболочки можно рассматривать как области разнообразных динамических физико-химических равновесий, стремящихся достигнуть устойчивого состояния, непрерывно нарушаемого вхождением в них чуждых данному динамическому равновесию проявлению энергии" [Вернадский, 1934, с. 52]. Это полностью соответствует и криосфере в целом, и криолитозоне в частности. Он дал исчерпывающее описание процессов самоорганизации геосистем задолго до появления синергетики как научного направления. В настоящей работе мы используем понятие геосистемы как выражение целостности географической оболочки и отдельных ее участков.

Следует отметить, что термин "геосистема" широко применяется в ландшафтоведении и инженерной геологии, но понимается по-разному. Впервые он был введен в понятийно-терминологический аппарат ландшафтоведения и использован в качестве базового понятия в концептуальной работе В.Б. Сочавы "Введение в учение о геосистемах" [1978]. Это произошло в период, когда системный подход внедрялся и развивался практически во всех науках о Земле, в том числе в географии. Появление новой концепции было обусловлено развитием методологической базы динамического направления ландшафтоведения (в частности, метода балансов и других количественных методов) в целях изучения эволюции и роли не только собственно природно-территориальных комплексов (ПТК), но и их компонентов. Она отвечала на вопросы, связанные с математическими и соответствующими им картографическими динамическими моделями, как элементарными ландшафтами, так и ландшафтными комплексами различного иерархического уровня и ранга. Это стало логическим завершением периода накопления материалов о закономерностях и особенностях дифференциации ПТК обширных территорий, отличающихся высокой степенью ландшафтной контрастности, и решало проблему обобщения результатов стационарных исследований, выполненных в рамках развивающегося экспериментального ландшафтоведения.

В.Б. Сочава предлагает считать геосистемой "особый класс управляющих систем; земное пространство всех размерностей, где отдельные компоненты природы находятся в системной связи друг с другом и как опре-

деленная целостность взаимодействуют с космической сферой и человеческим обществом" [Сочава, 1978, с. 292]. При этом "компоненты геосистем – слагаемые, представляющие естественно-исторические тела, качественно особые виды материи (вода, почвы, растительность, животные, население и пр.). Каждый компонент характеризуется своей формой движения материи (по отношению к географической форме движения менее сложной, нередко низшей или побочной). Компонент геосистемы в той или иной мере автономен и может иметь свой возраст" [Там же, с. 294].

В работе "Общая теория инженерной (физической) геологии" Г.В. Бондарик пишет: "Системы, элементы которых полностью или в основном представлены твердыми, жидкими или газообразными компонентами геологической среды, называются геологическими системами (геосистемами)" [Бондарик, 1981, с. 19].

Несмотря на то что в географии термины "ландшафт", "природно-территориальный комплекс" и "геосистема" часто считаются синонимами, они не совсем близки. Элементарные ландшафты и ландшафтные комплексы, включая и взаимосвязи между их компонентами, существуют и изучаются как объективная реальность – природные многокомпонентные стохастические самоорганизующиеся системы, а геосистемы – модели и представления о структуре и взаимосвязях природно-территориальных комплексов, обеспечивающих их целостность, которые, по существу, являются умозрительным результатом исследований с использованием системного подхода.

Вслед за Ю.А. Косыгиным [Косыгин и др., 1986], Е.А. Куражковской [1971; Куражковская, Фурманов, 1975], В.А. Кулындышевым [1980, 1983] и другими геосистема рассматривается нами как материальная упорядоченная совокупность элементов геологической среды, в нашем случае криолитозоны. Жесткость связей между компонентами геосистемы может быть поставлена на первое место в ряду критериев ее выделения, так как характеризует их структуру. При нарушении допустимой жесткости геосистема как таковая неминуемо распадается. С одной стороны, это обстоятельство определяет возможность длительного существования геосистемы как целого, с другой – не стесняет некоторого отклонения в строении при адаптации системы к возмущениям.

Ландшафтное направление в геокриологии

Для изучения условий существования и развития криогенных процессов в геокриологии в настоящее время применяется ландшафтный подход, который представляет собой совокупность направлений и методов, позволяющих исследовать пространственно-временные закономерности и особенности дифференциации верхних горизонтов криолитозоны на естественно-исторические и современные криогенные образования, а также изучать изменения состояния последних при воздействии ландшафтных факторов.

Ландшафтное направление обособилось в мерзлотоведении в середине 1940-х гг., когда впервые был использован ландшафтный метод картографирования [Тумель, 1945]. С широким внедрением в 1960-е гг. дистан-

ционных методов в практику мерзлотных и инженерно-геологических исследований связано формирование геокриологического дешифрирования, реализуемого на основе ландшафтно-индикационного метода, который в сравнительно короткие сроки стал неотъемлемой частью инженерно-геологического и мерзлотного картографирования [Гоpальчук, Козлов, 1973; Москаленко, 1973]. В 1970–1980-е гг. произошло расширение возможностей ландшафтно-индикационных исследований за счет использования новых источников информации, а также применения в геокриологии результатов научного поиска различных направлений ландшафтоведения и пополнения методологического арсенала.

Интенсивно разрабатываемое ландшафтное направление представляло вспомогательное звено крупно- и среднемасштабного геокриологического и инженерно-геологического картографирования. Природно-территориальные комплексы выделялись с позиций регионального (генетического) подхода к ландшафтным объектам и использовались для сугубо индикационных интерпретаций. В соответствии с этим была разработана методика дешифрирования аэроснимков, в которой учитывались индикационные возможности: а) собственно ПТК – для выявления участков с однородными геокриологическими условиями; б) совокупности ландшафтных единиц и отдельных компонентов ландшафта (комплексные ландшафтные индикаторы) – для определения участков с однородными инженерно-геологическими условиями; в) отдельных элементов компонентов ландшафта (ландшафтные индикаторы) – для выявления современных геологических процессов в разных ландшафтных зонах. В работах методического характера обобщались результаты исследований геокриологических и инженерно-геологических условий севера Западной Сибири и Европейского Северо-Востока, излагались основы разработанной методики ландшафтно-индикационного картографирования и приводились выявленные для крупных регионов ландшафтные индикаторы геокриологических условий и их дешифровочные признаки.

Во второй половине 1970-х–начале 1980-х гг. при изучении геокриологической обстановки стали использоваться космические снимки. Появились разработки, посвященные вопросам информативности материалов различных видов съемки и геокриологического дешифрирования многозональных снимков на компонентной основе. Дистанционные материалы широко применялись для изучения мерзлотных условий и экзогенных процессов, а также криоиндикационных закономерностей ПТК в Центральной и Южной Якутии, горных системах юга Сибири и Дальнего Востока.

К началу 1990-х гг. ландшафтные исследования, проводившиеся ВСЕГИНГЕО и ИМ СО АН СССР, завершились формированием геокриологической ландшафтной школы, работы которой имеют большое теоретическое значение не только для геокриологии, но и в целом для ландшафтоведения. Возникшее в это время представление о "мерзлотном ландшафте" как о своеобразном природном образовании позволило определить его место в иерархии и решить вопросы таксономии и классификации таких природно-терроториальных комплексов с позиций типолого-регионального подхода [Федоров, 1991].

Мерзлоту стали рассматривать в качестве ландшафтообразующего фактора, тогда как прежде она была лишь индицируемым объектом. Более того, в результате исследований в этом направлении было получено, что отдельные параметры геокриологической обстановки являются ландшафтообразующими составляющими ПТК разных иерархических уровней (рис. 1.1). Представление о "мерзлотных ландшафтах" резко повысило и качественно изменило индикационную роль ПТК. Появилась возможность составления новой разновидности мелкомасштабных геокриологических карт, на которых отражалась дифференциация ландшафтной среды, а также отдельных характеристик ее мерзлотной составляющей.

Методика инженерно-геологического и геокриологического картографирования на основе дистанционных материалов представляет собой совокупность разработанных в разное время методов, которые объединяются в технологически сопряженные ряды наземного, дистанционного, картографического и прогнозного обеспечения изучения особенностей территории с широким применением практически на всех этапах исследования количественных методов (см., например, [Гоpальчук, Козлов, 1973]). В развернутом виде она представлена в обобщающих работах [Методическое руководство..., 1978; Изучение..., 1992].

Основную роль в информационном обеспечении процесса картографирования на ландшафтной основе играют дистанционные материалы и разнообразные ландшафтно-индикационные методы, специально разработанные для всех или некоторых стадий исследования. К числу таких методов относятся ландшафтные исследования, включающие помимо традиционно используемых для изучения связи индикатора и объекта индикации (индиката) корреляционного и регрессионного анализов и другие математические методы (например, теорию фракталов, которую широко стали использовать для анализа ландшафтной структуры территории в 1990-е гг.).

Результаты применения в ландшафтных исследованиях количественных методов оказались не только практически, но и теоретически значи-

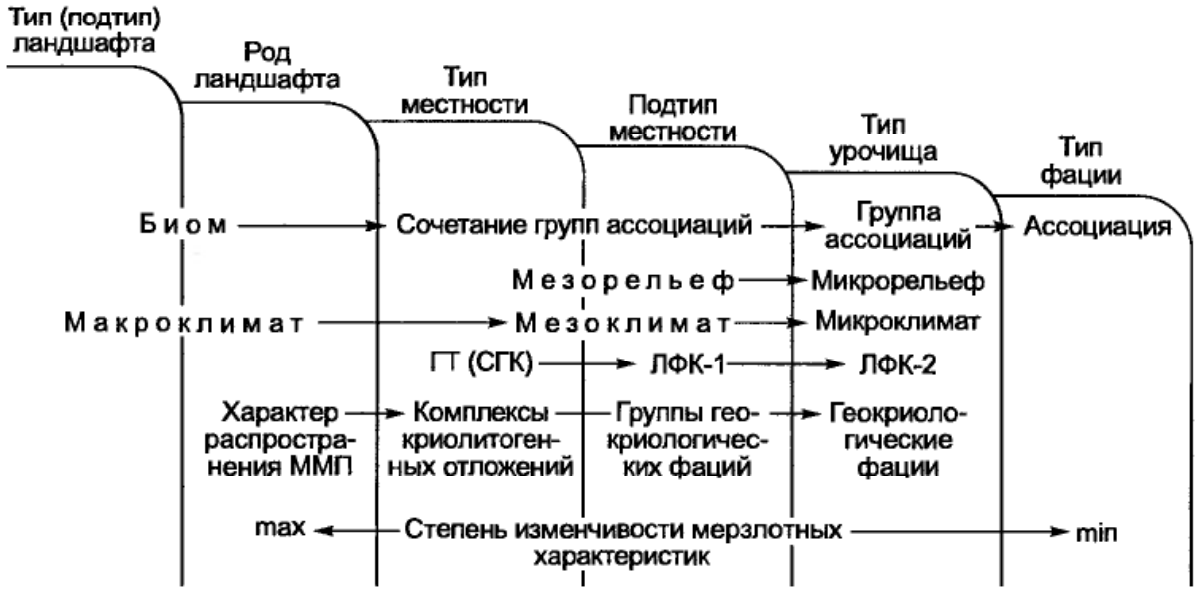


Рис. 1.1. Критерии выделения мерзлотных ландшафтов [Федоров, 1991].

мыми как для геокриологии, так и для ландшафтоведения. В первую очередь это касается важнейших элементов методики инженерно-геологического и геокриологического картографирования, которыми являются как собственно индикация – выявление взаимосвязей между компонентами ландшафтов, так и изучение возможности экстраполяции данных, полученных на ключевых участках. Основным методом количественной оценки пространственной изменчивости инженерно-геокриологических условий при этом является ландшафтно-структурный анализ.

Кроме изучения особенностей структурного состава ландшафтных комплексов, для решения связанных с этим направлением задач коллективом ВСЕГИНГЕО была разработана методика, касающаяся повышения достоверности ландшафтной индикации при помощи формализованной обработки данных с учетом иерархии изменчивости количественных и качественных характеристик картографируемых компонентов инженерно-геологических условий [Горальчук и др., 1988].

Вероятностные методы в естественных науках

Переход естественных наук к геосистемным представлениям обусловил большой интерес к анализу случайных явлений. Это связано с тем, что полученные в результате исследований характеристики природных систем зависят от средств и методики измерения их параметров, объема выборки, длительности периода наблюдения, состояния, в котором находится система. По существу, все фактические данные являются случайными величинами. В географии, биологии, геологии, геокриологии, гляциологии и других науках о Земле при обработке данных, полученных в процессе исследований, натурных наблюдений и лабораторных экспериментов широко используются методы теории вероятностей и математической статистики. При этом вероятностным событием называется некоторое явление, которое происходит в результате действия определенных закономерностей, имеющих объективную природу, но не всегда поддающихся полномасштабному описанию и всесторонним измерениям [Теория вероятностей..., 2008]. Возникновение таких событий характеризуется совокупностью условий, при которых они могут произойти или не произойти, поэтому их называют случайными событиями. Чтобы каким-то образом оценить рассматриваемое событие, необходимо учитывать (например, при проведении полевых натурных наблюдений) или специально организовывать (в процессе постановки лабораторных экспериментов) условия, в которых фиксируется это событие. Событие является случайным, если в результате опыта оно может произойти или не произойти. Событие называется достоверным, если оно обязательно имеет место в результате данного опыта, и невозможным, если оно не может появиться в этом опыте. Например, восход Солнца – достоверное событие, выпадение снега в Москве – случайное, а на экваторе – невозможное событие. При этом «...встреча вечной мерзлоты одним, наудачу заданным шурфом будет событием практически достоверным для района г. Алдана и практически невозможным для района Железноводска. Слово “практически” в обоих этих случаях

употребляется потому, что в районе Алдана кое-где вечная мерзлота отсутствует (участки таликов), а в районе Железноводска местами даже в середине лета сохраняется лед, образующийся при переохлаждении паров воды в результате резкого падения давления в струе углекислого газа, поднимающегося из глубин земли» [Шарапов, 1971, с. 7–8].

Одна из основных задач в теории вероятностей – задача определения возможности появления события. Это понятие предполагает, что рассматриваемое событие может выразиться в массовых явлениях и служит общей, устойчивой характеристикой данного события. Случайность события состоит в том, что в конкретном опыте оно может и не произойти, но при исследовании всей совокупности опытов определение общих закономерностей, связанных со случайными событиями, оказывается очень важным. Случайным событием является и точное предсказание характеристик свойств природных объектов, например, влажности и льдистости грунтов деятельного слоя. Величина влажности или льдистости изменчива в разрезе, в пространстве и во времени, поэтому невозможно предсказать, какое именно значение она примет в результате единственного испытания.

Переменная величина, принимающая в результате испытания то или иное заранее не известное значение, называется случайной величиной. Случайные величины могут быть прерывистыми (дискретными), принимающими в заданном интервале только конечное или счетное число значений, и непрерывными (синкретными), принимающими бесконечное множество значений. В процессе наблюдения или эксперимента одни из случайных событий имеют большую возможность произойти, а другие – малую. В качестве меры возможности появления случайного события используется величина, называемая вероятностью. Классическое определение вероятности основано на равновозможности исходов, а статистическое связано с частотой появления данного события при очень большом повторении испытаний. Поэтому изучение обобщенных характеристик случайных событий представляет собой одну из задач исследования природных систем, явлений и процессов.

Следует особо отметить, что теория вероятностей, изучающая количественные закономерности массовых случайных явлений, служит основой математической статистики. Вместе с тем, применяя методы анализа этих явлений, разработанные в теории вероятностей, предполагают, что модели их известны полностью, а источником этого знания в большинстве случаев служит математическая статистика, в которой предполагается, что модель случайного явления известна лишь частично [Соколов, Гладких, 2004]. Например, может рассматриваться непараметрическая модель – семейство непрерывных функций $\{F(x)\}$, удовлетворяющих характеристическим свойствам функции распределения, и требуется построить последнюю с тем или иным приближением, или параметрическая модель – семейство непрерывных функций $\{F(x|\theta)\}$, известных с точностью до значения параметра θ, равного либо θ_1, либо θ_2, $\theta_2 \neq \theta_1$, и требуется с той или иной достоверностью определить, какому из этих значений равен неизвестный параметр θ. Исходными данными для решения задач математической

статистики служат результаты многократного наблюдения (измерения) случайной величины. Задача математической статистики состоит, с одной стороны, в уточнении априорных сведений о модели случайного явления (закона распределения или числовых характеристик случайной величины), а с другой стороны, в получении информации, необходимой для разработки новой теоретической модели, либо в случае прикладных исследований – для принятия тех или иных решений в условиях неопределенности и риска [Боровков, 1984; Чернов, Мозес, 1962]. Рассматриваемые в разных задачах математические переменные, необходимые для описания основных факторов, делятся на два класса: в один входят величины, поддающиеся (по крайней мере, теоретически) точному измерению и управлению; они называются детерминированными переменными. В другой класс входят величины, которые никогда не могут быть точно измерены и имеют случайный характер; они называются стохастическими переменными. Для эффективной реализации подхода, или модели, важно, чтобы природа переменных была правильно установлена. Можно создать либо исследовать стохастическую модель детерминированного процесса или детерминированную модель стохастического процесса.

Классическим примером представления одним числом сложного стохастического процесса является вычисление статистик, которое является основным предметом математической статистики. Статистики служат критериями для оценки достоверности априорных предположений, гипотез или выводов, по существу, эмпирических данных. Выборочные среднее и дисперсия, отношение дисперсий двух выборок или любые другие функции от выборки могут рассматриваться как статистики. Статистики также являются случайными переменными. Распределения статистик (тест-распределения) лежат в основе критериев, которые построены на этой статистике. Самым простым и распространенным вариантом использования вероятностных методов практически во всех отраслях науки является представление результатов исследования с вычислением для оценки их достоверности или кондиционности средних арифметических значений и основных статистик – дисперсии, среднеквадратического отклонения, экстремумов. Кроме того, широко используются дискриминантный и факторный анализ, интерполирование, анализ временных рядов и т. д. Для характеристики объекта по результатам обработки материалов, полученных в процессе изучения предмета, с помощью математической статистики обычно решают следующие стандартные задачи – точечное и интервальное оценивание, проверка статистических гипотез и корреляционно-регрессионный анализ.

Методы теории вероятностей в геологии впервые были использованы Н. Псаревым в 1899 г. В 1963 г. в США вышла книга Миллера и Канна "Статистический анализ в геологических науках", которая была издана на русском языке в 1965 г. Первым трудом, реализующим вероятностную (вероятностно-детерминистскую) концепцию геологических явлений и поисково-разведочных процессов, до сих пор не превзойденным руководством по статистической геологии является изданная в 1971 г. работа И.П. Ша-

рапова "Применение математической статистики в геологии (~~статистический анализ геологических данных~~)". В этой книге впервые были систематизированы и в доступной форме описаны наиболее распространенные приемы статистической обработки фактических данных, использование которых рассмотрено на конкретных и разнообразных примерах решения практических задач различных направлений геологии, связанных не только с количественными, но и качественными признаками. В 1971 г. в работе Г.К. Бондарика "Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород" была представлена методика анализа закономерностей пространственной изменчивости свойств пород, разработанная на основе аппарата математической статистики и теории случайных функций. Методы теории вероятностей и математической статистики, применяемые для обработки численных показателей компонентов инженерно-геологических условий в качестве самостоятельного раздела "Математические методы обработки инженерно-геологической информации" были включены в "Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000" [1978]. В этой методике для проверки однородности выделенных геологических тел использовалась оценка дисперсии по величине последовательных разностей, соответствия распределения значений геологических параметров закону нормального распределения – стандартные статистики (среднее значение показателя, среднее абсолютное и среднее квадратическое отклонения), оценки тождества геологических тел – дисперсионный анализ с использованием критериев Фишера, Стьюдента, Кохрана, выявления режима пространственной изменчивости показателя свойств и его количественной характеристики, вычисления обобщенных показателей свойств пород – коэффициент изменчивости, оценки достоверности ландшафтных индикаторов – коэффициент сопряженности Пирсона или Чупрова. Кроме того, некоторые из рассмотренных методов рекомендованы для выбора ключевых участков, параметров системы опробования или числа испытаний пород. Методику статистической обработки и планирования объемов опробования включали и все последующие методические руководства ВСЕГИНГЕО [Гоpальчук, 1986; Гоpальчук, Мельников, 1986; Изучение..., 1992].

Дальнейшее развитие и совершенствование методики использования вероятностно-статистических методов для изучения изменчивости инженерно-геологических свойств получило в геологическом направлении геокриологии и связано с обобщением результатов инженерно-геологической съемки на территории криолитозоны Западной Сибири [Гоpальчук и др., 1987]. Съемка выполнялась с использованием ландшафтно-индикационного метода. Была разработана методика выделения геологических тел, основанная на предварительной типизации ландшафтного строения территории. Выделенные типы инженерно-геологических условий (природно-территориальных комплексов) рассматриваются как области экстраполяции и интерполяции по площади определенных для типа ПТК характеристик инженерно-геологических условий, а литогенная основа ПТК – в качестве составной части геологических тел разного ранга. Новые способы вероятностно-статистического исследования изменчивости разрабатывались для

преодоления трудностей, вызванных неравномерностью пространственного распределения фактического материала, обусловленной использованием метода ключевых участков. С их помощью исследовались региональные и локальные закономерности пространственной изменчивости свойств горных пород и их связей с ландшафтной структурой, что позволило решить вопросы надежности и точности ландшафтной индикации, проблемы классификации и типологии природных геологических и географических объектов. При изучении пространственной изменчивости инженерно-геологических условий были использованы модели случайной величины и случайного поля (функции) (табл. 1.1–1.3).

Этими исследованиями установлено, что имеет место внутриконтурная, межконтурная и типологическая изменчивости характеристик. Для оценки изменчивости на региональном уровне применяется однофакторный дисперсионный анализ пространственного распределения типологических элементов ландшафтной структуры. Пределы интерполяции компонентов устанавливаются на основании выделения видов структуры изменчивости в зависимости от вклада локальной и региональной составляющих изменчивости с учетом дисперсии компонентов на этих уровнях исследования.

Типизация природно-территориальных комплексов в инженерно-геологическом и геокриологическом отношении и определение интервалов значений характеристик картографируемых параметров, которые носят субъективный характер, поскольку обычно осуществляются на базе содер-

Таблица 1.1

Методы исследования изменчивости геологических параметров [Гоpальчук и др., 1987]

Задачи исследований	Модель	
	случайной величины	случайного поля (функции)
Определение режима и структуры изменчивости	Анализ распределения и оценка его однородности; статистическое сравнение оценок средних и дисперсий, оценка однородности их значений; одно- и многофакторный дисперсионный анализ; дискриминантный анализ; методы автоклассификации	Анализ случайной последовательности значений показателей (методы $V_к$, последовательных разностей и др.); анализ автокорреляционных функций; построение модельной автокорреляционной функции
Количественная оценка составляющих изменчивости	Разложение изменчивости на составляющие методами автоклассификации, дисперсионного и факторного анализа	Определение весовых функций составляющих статистической структуры поля; построение моделей полей разной детальности (с учетом различного количества составляющих структуры поля); построение карт локального эффекта
Выявление факторов, формирующих изменчивость	Корреляционный и факторный анализ; анализ сопряженности	Факторный анализ; анализ карт разностей и произведений (КРиП)

Таблица 1.2

Статистические характеристики показателей состояния и свойств пород разных урочищ [Гоpальчук и др., 1987]

Тип урочища	Средняя влажность пород (%), глубина 0–2 м	Дисперсия показателя*	Средняя влажность пород (%), глубина 2–12 м	Дисперсия показателя*	Средняя температура (°С)	Дисперсия показателя*
Южнолесотундровая ландшафтная подпровинция						
IV la:A:5в	54.9	246/3420/1280	22.7	42/28.7/6270	–3.2	0.31/5.52/37
III la:B:1a	11.3	4.75/19.6/108.5	11.7	8.12/8.6/283.2	–0.05	0.09/0.28/13.7
III la:B:1д	18.4	33.5/445/132	14.4	3.5/13.5/36	–1.02	0.72/2.3/0.004
Северолесотундровая ландшафтная подпровинция						
IV pm:Б:6з	33.4	365/1274/368	24.5	6.65/18.5/939	–3.7	0.24/20.9/0.09
IV pm:Г:6з	25.4	123/4901/307	19.5	18.9/6.24/18.2	–2.9	0.04/0.65/3.12
III la:A:3г	41.4	240/67.3/3444	21.3	8.8/271.2/273.6	–4.6	2.04/4.34/6.3
III la:A:4д	76.5	445/192/13 312	34.8	154/848.8/161	–5.1	0.53/2.24/2.24
III la:B:6в	18.9	0.66/8.75/15.87	17.3	11.4/15.99/1253	–3.0	0.29/7.56/2.16
III la:Д:5в	54	339/4761/13 506	27.5	26.8/91.2/90.24	–4.7	0.25/41.8/

* Последовательно указаны значения дисперсии внутри выдела, между выделами, между участками.

жательного анализа, также может быть формализована при помощи статистических методов сравнения и группировки. Применение этих методов позволяет повысить кондиционность картографирования не только в классификационном, но и контурном отношении с учетом иерархии картографируемых объектов, т. е. увеличивается детальность съемки.

Для территории севера Западной Сибири установлено, что экстраполяция показателей состава и строения пород на уровне урочищ лимитируется границами местностей. Ландшафтная индикация показателей состояния пород на уровне урочищ не всегда достоверна – изменчивость показателей превышает интервалы картографируемых градаций. Определение максимальной мощности сезонноталого слоя (СТС) на основе ландшафтных индикаторов в ранге типов урочищ возможно только при помощи интервальной оценки. При этом достоверность экстраполяции СТС возрастает, а ее надежность повышается в контрастных ландшафтных условиях.

"Функция надежности" является стандартной частью раздела "Функции и плотности распределения вероятностей случайных величин", ее использование – типовая задача теории вероятностей в приложениях к технике, более сложный вариант – для оценки надежности метода Монте-Карло [Гмурман, 2008]. Функция надежности – функция,

Таблица 1.3

Влажность и температура ММП южнолесотундровой озерно-аллювиальной равнины [Гоpальчук и др., 1987]

Тип ПТК		Площадь урочища в местности, %	Средняя влажность (%), гл. 0–2 м	*S*, %	*V*, %	Средняя влажность (%), гл. 2–12 м	*S*, %	*V*, %	Средняя температура, °С	*S*, %	*V*, %
местности	урочища										
А	6в	17	15.1	2.01	13.3	16.7	2.48	14.9	–1.9	0.82	43.1
	5в	2	51.3	32.3	63	30.1	6.38	21.2	–4.5	0.76	16.9
	3б	14	53.0	27.6	52.1	20.5	2.85	13.9	–3.4	0.69	20.3
	4б	7	65.1	29.6	45.5	19.0	1.93	10.2	–3.3	0.89	27.0
	4а	16	65.7	21.8	33.2	23.8	7.42	27.0	–4.0	1.22	30.5
	4д	17	72.5	21.8	30.0	27.5	7.42	27.0	–4.0	0.31	7.8
В	1а	13	11.3	3.33	29.4	11.7	3.49	29.8	–	–	–
	1б	20	13.2	2.9	21.9	15.5	2.92	18.8	–0.7	0.30	43.0
	6а	11	14.7	4.12	28.2	14.2	4.97	35.0	–	–	–
	1в	8	15.1	1.8	11.9	14.8	0.74	5.0	–	–	–
	6в	15	15.1	1.3	8.6	14.6	1.21	8.2	–0.9	0.40	44.4
	6г	4	17.6	2.47	14.0	14.4	0.91	6.3	–	–	–
	1д	35	18.4	7.01	38.1	14.4	4.14	28.7	–1.02	0.70	68.5
	3д	3	25.2	20.4	81.0	–	–	–	–	–	–
	3б	3	–	–	–	15.9	2.44	15.3	–1.4	1.03	73.6

Примечание. *S* – стандартное отклонение показателя; *V* – коэффициент изменчивости.

определяющая вероятность безотказной работы элемента за некоторое время. Оценка условий и возможности безотказной работы оснований инженерных сооружений в области распространения многолетнемерзлых пород (ММП) – важнейшая задача инженерной геокриологии. В этом отношении выделяется монография Л.Н. Хрусталева, Г.П. Пустовойта "Вероятностно-статистические расчеты оснований зданий в криолитозоне" [1988], в которой вероятностный подход использован для решения целого спектра задач: оценки застраиваемой территории по стоимости ее освоения; выбора оптимального планировочного решения застройки; принципа использования вечномерзлых грунтов в качестве оснований; способа фундаментостроения; типа фундамента и конструктивных параметров основания; назначение объема опробования при инженерных изысканиях в криолитозоне.

Тепловое и механическое взаимодействие основания со зданием и тепловое взаимодействие с окружающей средой рассматриваются как случайные процессы. В работе с учетом случайной природы изменчивости расчетных параметров во времени и пространстве предложен метод расчета таких взаимодействий, с использованием которого прогнозируется качество принимаемых проектных решений и величина потенциального экономического ущерба, возникающего при отклонениях случайных параметров от средних значений.

По И.А. Комарову [2001], для решения задач промерзания–протаивания используются детерминированные модели в сочетании с вероятностными методами. Например, применение метода Монте-Карло при численной реализации задачи типа задачи Стефана. Принципиальное отличие статистической расчетной схемы от детерминированной заключается лишь в способах представления исходных данных и результатов расчета. Математический аппарат для вычисления характеристик температурного режима горных пород может быть таким же, как в детерминированной модели. По А.А. Никоновой [1981], принципиальные условия и расчетная схема задачи описания процессов промерзания (оттаивания) включают:

– пространственно-временная изменчивость геолого-географических факторов, характеристики которых используются в качестве исходных данных, описываются системой трех случайных функций. Первая из них – характеристика природного фактора, являющаяся случайной функцией в координатах трехмерного пространства и времени; вторая – закономерная (детерминированная) составляющая изменчивости природного фактора в координатах трехмерного пространства и времени, определяемая зональными и региональными особенностями территории и представляющая собой математическое ожидание первой функции; третья функция – случайная составляющая природного фактора в координатах трехмерного пространства и времени, не зависящая от математического ожидания и обусловленная действием не поддающихся учету "возмущающих" процессов; когда третья функция равна нулю, первая функция превращается в детерминированную;

– при рассмотрении ограниченных объемов горных пород (микрорайонов, инженерно-геологических элементов) на определенных отрезках времени принимается, что характеризуется одно сечение случайной функции при фиксированных начальных (нулевых) значениях в координатах трехмерного пространства и времени;

– при расчетах в исходных данных используются независимые случайные величины (детерминированные величины при наличии случайных не исключаются); случайные величины задаются числовыми характеристиками законов распределения вероятностей; единичные значения каждой случайной величины разыгрываются по принципу бросания жребия с помощью случайных чисел (метод Монте-Карло) и вводятся в расчет задачи.

Результаты такого расчета определяются как одна случайная реализация теплообменного процесса в исследуемом массиве горных пород на заданном отрезке времени; решение задачи повторяется многократно при различном сочетании исходных параметров, найденных методом Монте-Карло. В полученной серии реализации для каждой искомой характеристики температурного режима горных пород выделяется множество независимых случайных значений, подлежащих статистической обработке, в результате которой получаются статистические оценки математического ожидания, дисперсии, закона распределения вероятностей случайной характеристики. Результаты расчетов по статистической схеме следует относить к любой точке характеризуемой территории, учитывая при этом, что однозначными будут только средние значения полученных случайных характеристик. Возможность обнаружения в рассматриваемой точке тех или

иных частных значений характеристик температурного режима пород будет определяться статистическими оценками их вероятностей (частностями), вычисляемыми при статистической обработке серии реализаций.

Вероятностный подход в географическом направлении геокриологии несколько менее развит, в методическом отношении он гораздо слабее разработан по сравнению с другими географическими дисциплинами. В первой половине XX в. появились работы в области гидрологии, климатологии и других направлений географических исследований, использующие вероятностный анализ. Однако прорыв произошел только спустя полвека. Дискретность и континуальность пространства или явления, диффузия подвижных элементов, подсистем или систем, пространственно-временная изменчивость систем в целом или их свойств, поиск и оценка значимости и тесноты связи между подсистемами и элементами природных систем – основные проблемы системного подхода, которые рассматривались и решались с помощью вероятностного подхода и вероятностно-статистических методов в географии в 1970-е гг.

Повышенный интерес к разработкам в этой области был связан с появлением ЭВМ и возможностью автоматизированной обработки данных. В этом отношении можно выделить сборник "Количественные методы изучения природы" [1975], где рассмотрены вопросы и примеры использования вероятностно-статистических методов при изучении геосистем и решении проблем систематизации информации сложных объектов. В данной работе отмечается, что при создании математической модели геосистем используется корреляционный и регрессионно-дисперсионный анализ, индикационных исследованиях – факторный анализ. Там же представлена методика инженерно-географического районирования и количественная оценка влияния природных условий на производство, реализованная на основе вероятностного подхода и факторного анализа. Особенности районирования по принципам однородности территории на основе вероятностного подхода с учетом детерминированных и случайных компонентов исследовались Т.П. Куприяновой [1975]. В статье А.Д. Арманда [1975] рассматривается природа географических полей как источника связей в системах. Геосистема состоит минимум из двух взаимодействующих между собой частей. Взаимодействие, очевидно, осуществляется при двух условиях: а) при переносе от первого элемента ко второму вещества, энергии и информации – вместе или по отдельности; б) при изменении вещественного состава, массы, энергетического потенциала и структуры второго элемента, т. е. при усвоении переданной субстанции. Под потоком понимается движение вещества или энергии, несущих или не несущих информацию через некоторое сечение, ограниченное в пространстве, в одном направлении. Поток может быть непрерывным, с постоянной или переменной мощностью, или прерывистым. Предельным случаем является одиночный импульс, перемещающийся в пространстве. В материальном мире потоки возникают при наличии разности потенциалов в каком-либо физическом поле.

По А.Ю. Ретеюму [1975], при физико-географических исследованиях возможна реализация трех подходов к объекту исследования – генетического, типологического и функционального (геосистемного). Первый под-

ход используется на начальной стадии исследования, второй – при систематизации (классификации) с математической обработкой и картированием, третий – при изучении потоков (вещества и энергии). При типологическом подходе устанавливается сходство и различие изучаемых вещей (свойств) и строится их классификация. С помощью группировки близких объектов создаются таксономические системы. Четкое определение цели типологического подхода позволяет осуществлять формализацию в исследовательской процедуре и применять для районирования математические методы и ЭВМ. Чаще всего эти средства используются в климатологии. Поиск ведется в направлении отбора немногих свойств, которые связаны с возможно большим количеством показателей, что обеспечивает создание естественной классификации и проведение районирования по существенным признакам. Реализация на практике установок типологического подхода сопряжена с рядом трудностей, основная из которых заключается в том, что приходится оперировать со свойствами не обособленных тел, а совокупностей объектов, строение и границы которых еще нужно установить. Только в климатологии и гидрологии, имеющих дело с материалами наблюдений в отдельных точках, можно, минуя стадию конструирования предмета, начинать с типологического изучения.

Совокупности объектов выделяют по морфологическому принципу – объединению подлежат сходные объекты. В природе, как правило, взаимосвязи между сходными объектами слабее, чем между несходными. Сообщества, климаты, почвы, морфоскульптуры и прочие обнаруживают довольно слабую корреляцию между свойствами слагаемых, что затрудняет классификацию и районирование. Переход к функциональному способу вычленения предмета, позволяющий более последовательно применять типологический подход, пока осуществлен лишь частично. С ориентацией на анализ внешнего проявления изучаемых объектов реализуется генетический подход, в рамках которого вещи и свойства рассматриваются в отношении к различным факторам среды. При установлении единства действующих причин объекты объединяются в систему. Выделяется растительность, приуроченная к определенным геологическим структурам, рельеф, соответствующий конкретному климату, почвы, развитые под данной растительностью. Фиксируя лишь отношения исследуемых объектов, опосредованные внешними условиями, генетический подход не касается прямых отношений между ними, они находятся в центре внимания функционального подхода, который направлен на познание механизмов актуального, ныне протекающего взаимодействия между объектами. С его помощью в различных физико-географических дисциплинах были разработаны понятия о территориальных, территориально-акваториальных и акваториальных природных системах, состоящих из несходных, но взаимодополняющих частей, которые функционируют как единое целое. Началом, обеспечивающим связь между составляющими их частями, служат потоки вещества и энергии. Например, в гидрологии водосборные бассейны рассматриваются как гидрологические системы, в геоморфологии динамические сочетания элементов рельефа разного рода – геоморфологические системы, в почвоведении ряды почв, занимающих склоны – катены, в клима-

тологии специфические движения воздуха, возникающие между участками с контрастными мезоклиматами – системы местной циркуляции и т. д.

А.М. Ретеюм отмечал, что есть опыты представления природных комплексов в виде плеяд элементов, связанных между собой отношениями, теснота которых установлена путем обработки массовых данных (расчетом коэффициентов корреляции, информационных мер и пр.), Р. Чорли и Б. Кеннеди [1976] предприняли попытку синтеза каскадной (поточной) модели и модели, характеризующей коррелятивные отношения между элементами системы, обращает внимание на существование двух концепций. Одна направлена на объяснение дифференциации природы земной поверхности с помощью понятия о физико-географической единице [Солнцев, 1973] (изменения в пространстве и локализация свойств компонентов обусловлены местными особенностями биоты и геома), другая [Бялович, 1973] (объединение участков земной поверхности происходит благодаря действию потоков живого и неживого вещества) используется как средство познания явлений интеграции и организации материи. Рассматривать методы, применяемые в рамках генетического и типологического подходов, как способы познания процессов интеграции, выделения геосистем по признаку обмена веществом и энергией между составляющими, как иногда делают, неверно. Результат объединения объектов по сходству и происхождению редко совпадает с результатом их объединения по признаку взаимодействия. Типологический и генетический подходы предполагают множественность конкретных решений расчленения данной территории в зависимости от того, какие явления дифференциации природы нами учитываются. Функциональное членение поверхностного слоя планеты в целях исследования процессов интеграции ввиду упорядоченности потоков неживого вещества (обусловленной геофизическими причинами) обычно однозначно. Продукт такого членения можно назвать геосистемами [Ретеюм, 1975].

Крупные обобщающие работы зарубежных авторов были в свое время опубликованы в тематических сборниках серии "Новые идеи в географии" (1976–1979). В первом сборнике этой серии, посвященном проблемам моделирования и информации, важные вопросы теории систем в географии рассмотрены в разделе "Системы", кроме этого, выделяется раздел К. Хьюита "Вероятностный подход к дискретным событиям в природе: обзор и теоретическое рассмотрение", отражающий состояние и уровень использования вероятностно-статистических методов в различных естественно-научных дисциплинах.

"Приписывая наблюдаемому событию некоторую вероятность в ряду однородных событий, предстоит рассмотреть следующие возможности:

а) соответствующее вероятностное распределение обусловлено независимыми и случайно возникающими событиями;

б) вероятностное распределение обусловлено независимыми событиями, на которые накладывается некоторый пространственный или временной процесс (например, повторяющиеся процессы);

в) вероятностное распределение обусловлено случайными событиями, хотя между отдельными событиями и существует связь (например, "последствия", контагиозность);

г) вероятность того, что некоторое событие произойдет в данное время или в данном месте, полностью определена некоторым "детерминистическим" процессом типа периодичности или тренда;

д) ряд событий обусловлен более чем одним процессом и может быть описан более чем одной вероятностной функцией" [Новые идеи..., 1976, с. 36].

К. Хьюитом проанализирован ряд опубликованных источников, в которых разнообразные дискретные явления природы (география, гидрология, климатология, геоморфология, геология, биология и т. д.) изучались с помощью различных вероятностных моделей: биномиальное распределение, распределение Пуассона, отрицательное биномиальное распределение, модифицированное распределение Пуассона (Эгенбергера и Пойа), нормальное (гауссово) распределение, гамма-распределение, марковский процесс, экспоненциальное распределение, метод повторного логарифмирования, логарифмически нормальное распределение, распределение Пирсона, логарифмическое распределение Пирсона тип III, распределение Гамбла (Фишера–Типпета) типы I–III. Рассмотрены теоретические основы и реализация на практике вероятностных методов при исследовании следующих вопросов: повторяемость и интервалы между появлением независимых случайных событий; последовательность, гнездование или группирование и контагиозность дискретных событий; величина и частота повторяемости дискретных событий; вероятности экстремальных событий. Отмечено, например, что на практике при изучении независимых случайных событий обычно используют непрерывные нормальные распределения (однако большинство гидрологических исследований свидетельствует о том, что эта модель может быть принята как удобная, но не обладающая достаточной точностью); при анализе дискретных случайных событий распределение Пуассона применяется чаще биномиального (приведены критерии, соответствие которым позволяет доказать, что реальное распределение действительно подчиняется методике Пуассона) и т. п. В четвертом сборнике серии "Новые идеи в географии" [1979] интересен раздел К. Драмовича "Моделирование пространственной диффузии в географических исследованиях", где рассмотрены возможности метода Монте-Карло и некоторые детерминистические и стохастические модели диффузии, использующиеся в географии с начала 50-х гг. XX в.

В 1981 г. появилась специализированное издание "Математика для географов", перевод книги Г. Самнера "Математика для физикогеографов". В отдельной главе этой работы дается анализ вероятностей с использованием понятия вероятностного пространства, которое связывает теорию множеств с теорией вероятностей. Рассмотрены цепи Маркова, различные виды распределения (биномиальное, Пуассона, нормальное, Пирсона, логнормальное, гамма-распределения) и описаны свойства распределений экстремальных величин по Гумбелю [Самнер, 1981].

Науками, в которых вероятностно-статистические методы обработки данных и стохастические модели получили наибольшее распространение, оказались климатология и гидрология, экономическая и социальная гео-

графия, экология, ведь системы, которые они изучают, весьма динамичны. В качестве примера можно привести монографию С.В. Музылева, В.Е. Привальского, Д.Я. Раткевича "Стохастические модели в инженерной гидрологии" [1982], где рассмотрены и определены статистические характеристики модели речного стока, колебаний уровня и солености внутренних морей, крупномасштабных процессов в атмосфере и гидросфере. Выполнен сравнительный анализ использования при моделировании колебаний стока простой цепи Маркова, исследованы и оценены возможности моделирования взаимокоррелированных стоковых рядов по средним значениям, дисперсиям и коэффициентам автокорреляции, а также применения марковской модели первого порядка и оценки спектральной плотности для описания крупномасштабных процессов в атмосфере и гидросфере. Однако указанные географические дисциплины и отдельные направления экологии обладают постоянно действующей системой сбора информации об объектах исследования, т. е. располагают необходимыми массивами данных об изменчивости их состояния.

В климатологии большое внимание уделялось разработке методов климатологической обработки данных метеорологических наблюдений, основу которых составляли вероятностно-статистические методы. Разработанные и апробированные климатологами методики статистической обработки массивов метеорологических данных были использованы в геокриологии. При изучении деятельного слоя обширных по площади регионов по материалам метеостанций, т. е. статистической обработке больших массивов данных, использовались экстремумы изменчивости глубины деятельного слоя (ДС) A_ξ, средняя многолетняя (арифметическая) глубина ($\xi_{\text{ариф}}$), средняя квадратическая глубина ($\xi_{\text{кв}}$) протаивания [Васильев, 1981, 1982, 2005], или промерзания [Скорбилин, 1988], а также среднее квадратическое отклонение (δ), коэффициент вариации (V) и ошибки средних значений (m) в зависимости от числа лет наблюдений ($\tau_{\text{набл}}$).

По И.С. Васильеву [1982], среднее квадратическое отклонение глубины протаивания в Восточной Якутии за период выборки менее 20 лет варьировало от 5 до 15 см (3–15 %) при среднем значении 8, максимальные значения глубины протаивания лежали в пределах $\pm 2\delta$, возможность случая в интервале $\pm\delta$ составляла в горах от 65 до 80 %, а в низменностях – от 70 до 100 %. Коэффициенты вариации изменялись от 2.5 до 18.8 % при среднем значении 8.3 %. Максимальная мощность СТС в Восточной Якутии за рассматриваемый период оказалась устойчивой характеристикой. Ошибка более чем за 5 лет наблюдения имела значения до 5 см, за 2–5 лет – 8–10 см. Анализ результатов обработки данных показал малую изменчивость мощности СТС во времени. Относительная устойчивость сезонного протаивания к короткопериодным колебаниям климата позволила проследить общий ход, темп, продолжительность и глубину сезонного протаивания в пространстве. Кроме того, были получены линейные зависимости (методом наименьших квадратов) продолжительности сезона протаивания от широты и высоты местности и вычислены расчетная и теоретическая вероятности абсолютной максимальной глубины протаивания на площадках метеостанций. В Западной Якутии основные статисти-

ки были использованы не только для характеристики выборки [Васильев, 2005], но и как основание поиска причин отклонений (условия увлажнения, снегонакопления, перенос метеостанций и др.). В результате анализа в южной части северотаежной подзоны в пределах песчаных подтипов местности был выявлен "пульсирующий" тип деятельного слоя, в среднетаежных супесчаных и суглинистых подтипах местности – "ярусный" тип нарастания или сокращения мощности СТС. Смягчение климата и направленное изменение мощности ДС на некоторых площадках метеостанций, характерное для территории южнее долины р. Вилюй, не наблюдается севернее нее (табл. 1.4). В целом среднее квадратическое отклонение изменчивости мощности ДС с севера на юг увеличивается с ±10 до ±50, а экстремум изменчивости – с ±20 до ±70.

В работе Н.А. Скорбилина [1988] рассмотрены статистические характеристики глубины сезонного промерзания грунтов по территории южной части Западной Сибири по данным метеостанций, расположенных на территории Омской и Тюменской областей (до 65° с.ш.). При анализе равномерности распределения выборок (рядов лет наблюдений) использовалась разность между средней арифметической и средней квадратической глубиной промерзания. Для оценки возможного характерного изменения глубины промерзания по отношению к его среднему значению рассчитывалось среднее квадратическое отклонение. Отмечено, что значения среднего квадратического отклонения, как наиболее показательные и устойчивые характеристики меры изменчивости, учитывают случайные отклонения, вызванные природными факторами, погрешностями измерений и интерполяции, при этом абсолютные значения изменяются в зависимости от продолжительности периода наблюдений, более полное представление об изменчивости величин дает коэффициент вариации. Ошибка среднего значения глубины промерзания при увеличении периода наблюдений закономерно уменьшается. Предполагалось, что характерное для полученных выборок неравномерное распределение связано со значительными колебаниями высоты снежного покрова, начала его становления и динамики его накопления в разные годы, частыми сменами холодных и теплых зим [Скорбилин, 1988].

В конце XX в. вероятностно-статистические методы обработки данных представляют собой направление климатологии, теоретические и методические основы которого включены в учебники в качестве самостоятельного раздела. Климатологические ряды имеют все главные свойства статистических совокупностей, именно поэтому применение вероятностно-статистического аппарата составляет основу климатической обработки. Вместе с тем физические свойства атмосферных процессов накладывают отпечаток на структуру метеорологических величин, на протяжении многих лет меняются условия наблюдений (аппаратура, метеоплощадки из-за роста населенных пунктов оказываются в их черте или происходит их перенос по разным причинам и т. д.), различно влияние основных климатообразующих факторов, создающих погоду. Кроме того, климатические ряды не являются стационарными, так как существуют суточные, годовые, периодические и другие ритмические изменения метеорологических величин. Значительные трудности в процесс климатологической обработ-

Таблица 1.4

Некоторые статистические характеристики мощности деятельного слоя во времени в Западной Якутии (по данным метеостанций) [Васильев, 2005]

Метеостанция	$\tau_{набл}$, лет	Тип слоя	$\xi_{ариф}$, см	δ, см	*V*, %	Экстремум $\xi_{СТС}$ и $\xi_{СМС}$
Саскылах	3	СТС	128	–	–	±25
Кюсюр	8	СТС	114	±18	15.6	±25
	10	СТС	130	±13	9.7	±15
Джарджан	24	СТС	181	±27	14.7	±62
Сухана	19	СТС	209	±10	4.8	±22
Оленек*	4	СТС	245	–	–	±60
	11	СТС	298	±28	9.5	±45
Жиганск*	11	СТС	210	±28	14.9	±47
	8	СТС	243	±24	9.9	±37
Бестяхская звероферма	23	СТС	157	±7	4.5	±10
Угулятцы	20	СТС	244	±27	11.0	±52
Чумпурук	18	СТС	169	±34	20.1	±52
Сангар	24	СТС	175	±15	8.6	±25
Вилюйск*	10	СМС	429	±11	2.6	±27
	11	СМС	384	±28	7.3	±62
Верхневилюйск*	3	СТС	111	–	–	±12
	8	СТС	243	±14	5.6	±22
	15	СТС	254	±12	4.9	±27
Нюрба*	11	СТС	153	±9	6.0	±15
	13	СТС	221	±14	6.5	±15
Чайнгда	20	СТС	298	±47	15.7	±72
Сунтар*	11	СТС	126	±6	5.1	±14
	7	СТС	273	±56	24.9	±80
	1	СТС	450	–	–	
	7	СМС	264	±41	15.7	±42
Бердигестях*	12	СТС	164	±7	4.0	±10
	1	СТС	285	–	–	–
	3	СМС	240	–	–	–
Тонгулах	18	СТС	207	±44	21.0	±62
Ленск	5	СМС	348	–	–	±32
Нюя*	3	СМС	396	–	–	±20
	6	СМС	414	–	–	±15
	14	СМС	393	±18	4.6	±30
Олекминск*	11	СТС	315	±21	10.0	±32
	8	СТС	308	±34	10.9	±60
	5	СМС	385	–	–	±32

* С переносами площадок.

ки вносит связанность метеорологических рядов во времени и пространстве, отличающаяся многообразием и зависящая от географических условий [Кобышева и др., 1989]. В связи с этим следует отметить, что в начале 1990-х гг. была опубликована работа [Мельников и др., 1992], в которой на основе реализации вероятностного подхода рассмотрены и успешно решены проблемы автоматизированной обработки временных рядов в гео-

криологии, включая и массивы данных метеорологических наблюдений. Геокриологические задачи решались с использованием различных моделей временных рядов. С характеристикой основных статистик рассмотрена модель ритмики (взаимосвязи) временных рядов геофизических и геотермических данных модели. В рамках аддитивной модели решались задачи определения теплофизических констант грунта по данным режимных наблюдений, материала или высоты насыпи, позволяющих уменьшить теплообмен с внешней средой и грунтами основания, оперативного определения глубины фазового перехода. Мультипликативная модель использована для имитационного моделирования временных рядов и вычислительного эксперимента. Модель периодически коррелированного случайного процесса, реализованная на примере временных рядов метеорологических данных, может быть использована для организации оперативного контроля состояния объектов геокриологических исследований.

В настоящее время в науках о Земле наблюдается возрастающий интерес к вопросам теории и практики вероятностно-статистических методов и разработкам в этой области, связанным с необходимостью компьютерной обработки и обобщения обширных массивов данных, получаемых в процессе различных видов мониторинга природных систем. В работе, посвященной методам системной идентификации в гидробиологии [Шитиков и др., 2003], рассматриваются современные теоретические концепции биоиндикации применительно к экологическому мониторингу пресноводных водоемов. Предлагаются структурные схемы функционального и информационного описания экологических систем и приводится расширенный обзор методов их математического моделирования. Многомерный статистический анализ, алгоритмы распознавания образов и искусственного интеллекта рассматриваются как аппарат решения конкретных задач гидроэкологического мониторинга. Приводится теоретическое обоснование большого набора математических методов, расчетные формулы и описание процедур оценки адекватности моделей. Вероятностно-статистические методы широко применяются в почвоведении, для аппроксимации распределения свойств почв используются помимо традиционных ряды Грама-Шарлье, кривые Джонсона.

В монографии В.П. Самсоновой "Пространственная изменчивость почвенных свойств" [2008] рассмотрено влияние масштабных эффектов (параметров опробования) на статистические характеристики в условиях отсутствия макронеоднородностей. Масштабный эффект 1-го рода – изменение среднего с изменением размеров проб, 2-го рода – изменение дисперсии (степень варьирования находится в обратной зависимости от размеров образца и имеет математическое выражение). Наблюдается увеличение коэффициентов вариации объемной и весовой влажности с уменьшением размеров проб. Одновременно при уменьшении шага опробования снижается коэффициент вариации. Отмечено, что увеличение размеров объектов при постоянстве размера проб также приводит к росту коэффициентов вариабельности, и что, варьируя размеры пробы и участка, можно получить любые величины коэффициентов вариации, рассмотрены и другие статистические особенности изменчивости (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Влияние соотношения размеров проб и размеров неоднородностей на характеристики почвенных свойств (модель случайной величины) [Самсонова, 2008]

Особенности эксперимента	Присутствие макронеоднородностей			
	Присутствуют			Отсутствуют
Соотношение размеров неоднородностей и размеров проб	Размеры неоднородностей меньше размеров пробы	Размеры неоднородностей на один-два порядка меньше размеров проб		Любые соотношения размеров
Степень выраженности неоднородностей в пробе	Малая контрастность неоднородностей	Сильная контрастность неоднородностей, в отдельных элементах значение намного больше, чем в остальных (ортштейны, концентрирующие марганец)	Та же степень, но отдельный класс неоднородностей имеет значения намного ниже остальных (трещина при определении порозности)	Любые соотношения размеров
Тип модели	Нормальное распределение	С правой асимметрией (например, логнормальное распределение)	С левой асимметрией	Любые, в зависимости от количества макронеоднородностей, их контрастности и типов опробования
Эффекты увеличения размеров образца	Постоянство среднего, уменьшение дисперсии пропорционально (нормальность сохраняется)	Среднее увеличивается, дисперсия изменяется медленнее, распределение стремится к нормальному	Среднее увеличивается, дисперсия меняется медленнее, распределение стремится к нормальному	Эффекты зависят от количества макронеоднородностей и степени их выраженности

Кроме того, в работе упомянуто, что до середины 90-х гг. XX в. в российском почвоведении методы пространственной статистики практически не применялись, индикатором изменения почвенных свойств во времени традиционно считаются средние значения. Особо отмечено, что пространственная вариабельность рассматривается как помеха, искажающая ясные закономерности. Однако, поскольку почвенные процессы могут приводить к изменению множества значений свойств, в качестве индикатора этих изменений могут выступать показатели вариабельности, такие, например, как дисперсии и размахи. Более того, можно ожидать, что во времени могут меняться не только параметры распределений, но и сами распределения. Рассмотрены методические вопросы применения теории случайных функций к почвенным данным (модель семивариограммы). Приведены результаты и статистические характеристики линейного и площадного способов опробования. Для анализа мощности гумусовых горизонтов в работе реализован оригинальный подход с использованием фрактальной размерности, корреляционный анализ для исследования влияния пространственной организации свойств на взаимосвязи между ними и дискриминантный анализ профилей валового состава и лабильных свойств почвы. В целом следует отметить, что этот комплексный и оригинальный подход решает многие вопросы мониторинга состояния почв и грунтов.

Интересен опыт применения вероятностно-статистических методов в палеогеографических исследованиях для обоснования общих закономерностей распределения палеокриогенных образований [Бутаков, 1987]. В четвертичных отложениях востока Русской равнины было выявлено более 400 пунктов с различными криогенными образованиями. Для исключения влияния неодинакового числа пунктов наблюдений вычислена относительная частота встречаемости разных типов криогенных образований: аструктурных (объединяющих инволюции, котлы кипения, солифлюкцию), псевдоморфозы, первично-грунтовые жилы (ПГЖ), первично-песчаные жилы (ППЖ). Оказалось, что относительная частота распространения палеомерзлотных образований, вычисленная с учетом числа разрезов каждого стратиграфического горизонта, существенно отличается от фактической (табл. 1.6). Среди аструктурных феноменов по фактической встречаемости значительно выделяется горизонт начала позднего валдая, в то время как по относительной частоте различия по сравнению с предыдущими возрастными группами не столь велики. Еще более существенны изменения для псефдоморфоз по ледяным жилам. По фактическому количеству среднеплейстоценовые в 2.5 раза уступают ранневалдайским и почти в 6 раз относящимся к началу позднего валдая, но после пересчета различия сильно уменьшаются. Аналогичная картина наблюдается и по другим типам криогенных образований. Полигонально-жильные льды в тонкодисперсных грунтах-торфах, сильно заторфованных супесях и суглинках формируются при среднегодовой температуре ММП не выше –3°С, в супесях и суглинках, алевритах – менее –5°С, в песках, гравии, галечнике – ниже –10°С. Увлажнение грунта в СТС должно быть значительным – более трети влагоемкости. В аналогичных условиях влажности образуются ПГЖ, но при

Таблица 1.6

Фактическая ($X_ф$) и относительная ($X_{от}$) встречаемость криогенных образований разного возраста на востоке Русской равнины [Бутаков, 1987]

Возраст*	Аструктурные		Псевдоморфозы		ПГЖ		ППЖ		Всего	
	$X_ф$	$X_{от}$	$X_ф$	$X_{от}$	$X_ф$	$X_{от}$	$X_ф$	$X_{от}$	$\Sigma_{воз}X_ф$	$\Sigma X_ф/\Sigma\Sigma X_ф$
Q_{II}	49	1.26	4	0.56	19	0.81	8	0.78	80	0.193
Q^2_{III}	59	1.25	10	1.15	26	0.91	2	0.26	97	0.234
$Q^{4(1)}_{III}$	93	0.98	23	1.33	66	1.16	11	0.49	133	0.467
$Q^{4(2)}_{III}$	1	0.05	–	0.00	11	0.85	32	5.70	44	0.106
$\Sigma X_ф$	202	–	37	–	122	–	53	–	414	1.000

* Возраст: Q_{II} – среднеплейстоценовый, Q^2_{III} – ранневалдайский, $Q^{4(1)}_{III}$ – начало позднего валдая, $Q^{4(2)}_{III}$ – конец позднего валдая.

более высоких средних температурах грунта: не выше –2°С в токодисперсных и не выше –7°С в грубообломочных [Романовский, 1977] .

По относительной встречаемости различных типов криогенных образований с учетом условий их формирования предпринята попытка реконструкции влажностно-температурных характеристик грунта для различных этапов развития мерзлоты на востоке Русской равнины. Анализ распределения относительной встречаемости аструктурных деформаций, развивающихся при повышенной влажности СТС и менее зависящих от температурных условий, показывает, что наиболее благоприятная обстановка (в частности, обильное увлажнение) была в среднем плейстоцене и раннем валдае. В начале позднего валдая грунты были несколько суше, а в конце плейстоцена их сухость достигла максимума.

Развитие полигонально-жильных льдов, по которым позднее возникли псевдоморфозы, а также первично-грунтовых жил в среднем плейстоцене шло в умеренно благоприятных условиях. Резко улучшились условия для них в раннем валдае и максимально – в начале позднего валдая. Поскольку влажность на первых двух этапах, судя по развитию аструктурных форм, была примерно одинакова и достаточна высока, а на третьем этапе даже понизилась, это можно связать лишь с понижением средних температур грунта от среднего плейстоцена к началу позднего валдая. Отсутствие псевдоморфоз конца позднего валдая и сокращение числа ПГЖ связано с иссушением грунта. Это подтверждается редкой встречаемостью аструктурных форм в конце позднего валдая и, наоборот, максимальным развитием ППЖ.

Геосистемные и вероятностные представления в геокриологии

С момента возникновения геокриологии как науки, изучающей "законы формирования и развития во времени и в пространстве толщ горных мерзлых пород и вмещающих льдов..." [Основы геокриологии, 1995], в ней развиваются два направления.

Согласно первому, "толщи мерзлых пород являются не случайными, а закономерно детерминированными естественно-историческими образованиями, которые характеризуются строго определенными, только им присущими законами возникновения, существования, развития и распространения на планете как в современные, так и в древние эпохи" [Там же, с. 4]. Это направление базируется на изучении теплообмена в системе "атмосфера–литосфера", радиационно-теплового и водно-теплового баланса, температурного режима и фазовых переходов влаги в горных породах. При этом "отвлекаются от дискретного строения грунта и рассматривают его как сплошное тело, характеризуемое усредненными, "макроскопическими параметрами" [Основы геокриологии, 1959, с. 154]. Считается, что, зная характеристики грунтовых толщ и условия теплообмена между литосферой и атмосферой, а также закономерности тепломассообмена, возникающего при изменении температуры в грунтах, можно подобрать математический аппарат и рассчитать интенсивность и совокупность внутригрунтовых процессов и криогенное строение мерзлой породы. Определив интенсивность внешних тепловых воздействий, можно также прогнозировать динамику параметров ММП для определенного временного интервала на любой территории. То есть формирование мерзлых пород является детерминированным линейным процессом, который можно рассчитать, зная определенные начальные условия. Доминирование в геокриологии данного редукционистского подхода связано в первую очередь с использованием его в прикладных целях при проектировании и эксплуатации инженерных сооружений в зоне вечной мерзлоты. Однако при всей привлекательности этот подход содержит внутренние противоречия. С одной стороны, для точности расчетов необходимо большее количество данных, с другой – чем их больше, тем менее точными становятся расчеты. В монографии "Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях" констатируется, что оценить формирование температурного режима почв и грунтов решением уравнения радиационно-теплового баланса "практически невозможно из-за сложной взаимосвязанности всех процессов в зависимости от большого количества факторов" [Основы... прогноза..., 1974, с. 21]. Казалось бы, эти трудности преодолеваются увеличением числа анализируемых показателей и точности их измерений. Этот вывод отражает господствующую в геокриологии позицию, согласно которой достижение достаточной точности измерения необходимых параметров дает возможность точного прогнозирования изменения состояния и свойств мерзлых пород при изменении внешних условий. Но здесь есть определенный предел, который сформулировал С.Е. Гречищев: "...для статистически неоднородных сред попытки неограниченного повышения точности прогноза принципиально обречены на неудачу, так как в силу самой природы среды существует некоторая предельная минимальная величина, меньше которой погрешность быть не может" [Гречищев и др., 1980]. с. 12

В последние годы скептицизм по поводу детерминистского подхода усиливается. Например, в издании "Основы геокриологии", подводящем итог развития геокриологии к началу XXI в., делается неутешительный вывод, что "установить функциональную зависимость толщ мерзлых по-

род от всех составляющих климата в рамках термодинамики возможно только на локальном уровне при наличии большого количества данных, получаемых при натурных наблюдениях" [Основы геокриологии..., 2001]. Дело, конечно, не в том, что не хватает исходных материалов. Высказанные сомнения свидетельствуют, что при всей успешности данного научного направления в нем существуют внутренние противоречия, затрудняющие объединение разномасштабных и разнородных явлений в единую систему.

Уже на начальном этапе развития геокриологии было замечено, что на локальных участках при одних и тех же климатических параметрах на одной территории могут наблюдаться различные и даже противоположно направленные тенденции развития многолетнемерзлых пород. Например, формирование мерзлоты на одних участках при деградации или стабильном состоянии мерзлых пород на соседних похожих ландшафтах. Б.В. Полынов еще в 1910 г. установил, что в одном районе (Амурская область) и при одинаковых климатических условиях породы могут и промерзать, и оставаться в талом состоянии. В 1930-х гг. В.Ф. Тумель, изучая влияние пожаров на мерзлоту у южной границы ее распространения, убедительно показал, что протаявшие после пожара мерзлые породы после восстановления начальных поверхностных условий уже через 20 лет начинают формироваться вновь (в отдельных случаях через 10 лет) [Тумель, 1939]. В.А. Кудрявцев, исследуя южную окраину криолитозоны, обнаружил свидетельства признаков "усиления вечной мерзлоты" наряду с ее деградацией на одном и том же небольшом участке суши [Кудрявцев, 1939]. Он пишет о связи динамики вечной мерзлоты с изменением геоботанических, гидрологических, геологических и гидрогеологических условий, и делает вывод о том, что "одновременное проявление двух совершенно противоположных по своему направлению процессов нисколько не противоречит друг другу" [Там же, с. 116]. Таким образом, в начале двадцатого века была установлена возможность разнонаправленных векторов развития температурного поля горных пород и, соответственно, разнонаправленных тенденций развития многолетней мерзлоты для одних и тех же территорий и климата. При изменении поверхностных условий острова мерзлые породы могут исчезать и осстанавливаться в короткие сроки.

Исследования различных авторов показали, что даже при однонаправленном изменении климата, например современном повышении среднегодовых температур воздуха, темпы изменения глубины сезонного протаивания для одной и той же территории, но с разными поверхностными условиями, будут различными [Мельников и др., 2005]. А.В. Павлов для района стационара Марре-Сале (Западный Ямал) выявил различную динамику изменения температуры грунтов в зависимости ландшафтных условий [Pavlov, 1996]. М.О. Лейбман, проводившая наблюдения на Ямале, установила, что тренды изменения климатических параметров и тренды параметров деятельного слоя в зависимости от ландшафтных условий могут быть даже противоположными [Лейбман, 2001]. Наблюдения в Центральной Якутии показали, что тренды среднегодовых температур на подошве слоя годовых теплооборотов различных ландшафтов отличаются как по интенсивности, так и по направлению [Скрябин и др., 1999].

Из рассмотренных материалов следует, что общие воздействия для разных точек одной территории не обязательно приводят к одинаковому результату. Имеются не только различия в динамике изменений, но и противоположные тренды их развития. Это свидетельствует о наличии в поверхностных горизонтах устойчивых прямых и обратных связей, т. е. существования определенных геосистем. Отклик на внешние воздействия каждой из них индивидувлен, а пространственное расположение случайно.

Важность геосистемного подхода в геокриологии была понята давно. В частности, еще в 1950-е гг. П.Ф. Швецов отмечал: "Путь упрощения сложных явлений теплообмена в угоду легкости математических формулировок и решения трудных задачи этой области геофизики привел бы нас к необходимости исключить из рассмотрения все термодинамические явления в почве, связанные с переходами агрегатных состояний почвенной влаги, эндотермическими и экзотермическими реакциями в земной коре. ...Закономерности развития явлений теплообмена в системе почва–верхние слои атмосферы, процессов промерзания и протаивания почв и горных пород, в условиях возникновения и существования многолетнемерзлой подпочвы вскрываются значительно глубже, если почву и слои горных пород рассматривать как весьма сложные физико-химические **системы**, а не как изотропные и однородные твердые тела." [Основы геокриологии..., 1959, с. 100–101].

В послевоенные годы появляется ряд исследований, закладывающих, хотя и в неявной форме, основы геосистемного направления в геокриологии. Это, в частности, мерзлотно-фациальный анализ, разработанный Е.М. Катасоновым. Была проанализирована связь между генетическими, климатическими и ланшафтными факторами, обусловливающими образование мерзлой породы [Катасонов, 1962, 1965]. Данный метод полностью базируется на представлениях о самоорганизации (хотя сам автор и не говорит об этом). К сожалению, данная работа была проведена для одного типа отложений и осталась далеко не законченной. К этому, в том числе, привела детерминистская позиция автора, жестко увязывавшего криогенное строение с существующими природными условиями. Именно поэтому для эпикриогенных толщ, где формирование мерзлого массива происходит длительное время и сопровождается сменой парагенетических комплексов криогенных процессов, мерзлотно-фациальный анализ в трактовке автора был неприменим. Однако, если допустить, что стадийность парагенетических комплексов отражает историю формирования мерзлых пород, а криогенное строение от нее зависит, то возможности этого инструмента изучения криолитозоны расширяются.

К данному направлению можно отнести работы А.П. Тыртикова [1973], изучавшего связь динамики температуры мерзлых пород с сукцессионными рядами. При закономерной смене растительности происходят связанные с ней изменения параметров деятельного слоя и температур горных пород. При наложении климатического и сукцессионного факторов могут формироваться разнообразные динамические температурные ряды, обусловленные формированием и сменой растительных сообществ.

Л.С. Гарагуля [1989] предлагает в основу изучения пространственно-временной изменчивости мерзлотных параметров (мощность деятельного слоя и его динамика, среднегодовая температуры грунтов) положить анализ изменчивости ландшафтных характеристик (рельеф поверхности, растительный покров и почвы, генезис и состав верхнего 5–10-метрового слоя отложений, поверхностные и грунтовые воды, климатические и микроклиматические особенности территории). Реализация этого подхода позволяет учитывать закономерную и случайную составляющие криогенных параметров.

Закономерная составляющая охватывает связи между различными параметрами природной среды, например, зависимость температуры мерзлых пород и мощности сезонноталого слоя от растительного и снежного покрова. В то же время распределение ландшафтных участков в пространстве будет случайным (хотя и географически детерминированным). Случайной является вариация характеристик в пределах одного ландшафта. Следует отметить, что их разброс в пределах одного ландшафта будет находиться в определенном диапазоне. На границе (в зоне перехода к другому ландшафту) разброс значений резко возрастет, а при углублении к центру опять уменьшится. Начало формирования участка многолетней мерзлоты (а также ее деформации и разрушения) в конкретном месте в пределах данного типа местности в значительной мере происходит случайно. Однако вероятность его зарождения и основные особенности развития (интенсивность, формы, частота встречаемости) могут быть оценены на основе закономерного сочетания факторов и условий, его определяющих [Гарагуля, 1989].

По мнению В.Д. Конищева, разрушение мерзлых пород трудно прогнозировать, поскольку оно обусловлено разнородными причинами и реализуется при одновременном сочетании многих процессов и, кроме того, подвержено влиянию посторонних факторов, усиливающих, ослабляющих, а то и останавливающих разрушение. Например, в понижениях рельефа, образующихся при протаивании грунта, могут развиваться процессы заболачивания и образования торфяников. Это, в свою очередь, приводит к понижению температур грунтов и даже вторичному промерзанию, т. е. в грунтах развиваются своего рода "защитные реакции" в ответ на потепление климата [Конищев, 2004]. Автор отмечает вероятностный характер поведения мерзлых пород и наличие обратных связей при их разрушении.

В вышедшей в 1992 г. под редакцией В.И. Соломатина монографии "Геоэкология Севера" в основу анализа поведения мерзлых пород заложены представления о криогеосистемах. Хотя здесь это понятие довольно широко и объединяет "любые природные комплексы криолитозоны" [Геоэкология Севера, 1992, с. 8], оно дает возможность рассматривать мерзлые породы не как сочетание сред с определенными параметрами, а как саморазвивающиеся во времени и пространстве структуры с прямыми и обратными связями, обеспечивающими их устойчивость. В монографии впервые в геокриологии криогеосистемы рассмотрены как "...своего рода суперпозиции множества физических полей с пространственными градиентами

параметров. В области наиболее высоких градиентов (сгущений изолиний) обыкновенно наблюдаются повышенные значения массо- и энергообмена. Именно здесь следует искать источники потери геосистемами устойчивости" [Там же, с. 69]. Следует отметить, что здесь геосистемный и вероятностный подходы, хотя об этом и не заявлялось, были положены в основу анализа процессов, происходящих в криолитозоне. К сожалению, при всем новаторстве подхода, по отношению к криогеосистемам в данной работе прослеживается ландшафтная направленность. И терминология, используемая при выделении криогенных образований, практически совпадает с терминологией выделения геосистем в ландшафтоведении. А эти объекты различаются хотя бы тем, что во все время существования ландшафтной геосистемы в ней происходит интенсивный обмен веществом и энергией с окружающей средой. В криогенной геосистеме после формирования, в течение всего времени существования, значительных массообменных процессов с внешней средой не происходит.

В последние десятилетия геосистемный и вероятностный подходы наиболее быстро развиваются в той области геокриологии, из которой он, казалось бы, был вытеснен навсегда, а именно в области инженерной практики. В 90-х гг. прошлого века при разработке прогноза изменения инженерно-геокриологических условий в связи со строительством и эксплуатацией инженерных сооружений начинают разрабатываться методики, учитывающие не только общие тенденции изменения климата, но и случайные колебания метеорологических характеристик [Хрусталев и др., 2004].

В работе М.А. Минкина с соавторами [1996], посвященной методике составления геокриологического прогноза изменения инженерно-геологических условий объектов Заполярного газоконденсатного месторождения, показано, что для различных природно-территориальных комплексов вероятность развития многолетнемерзлых грунтов сливающегося типа меняется от 0 до 20–50 % и даже до 100 %. Здесь приводятся примеры различных техногенных воздействий и вероятность изменения параметров ММП.

Анализируя возможности оценки риска возникновения техногенных катастроф на территории криолитозоны, Г.З. Перльштейн пришел к выводу, что "традиционные методы обеспечения безопасности природно-технических систем практически исчерпали свои ресурсы. Для выхода из сложившегося положения необходима разработка новых теоретических подходов к оценке риска как научной основы предотвращения техногенных катастроф. Наиболее перспективным путем исследования подобных проблем следует признать комбинированное применение детерминированного и стохастического методов анализа" [Перльштейн, 2004].

Хозяйственная деятельность оказывает прямое или опосредованное воздействие на природную среду, приводя к изменению поверхностных условий, температуры и свойств горных пород, а также вызывая развитие комплекса экзогенных процессов. В результате взаимодействия хозяйственного объекта с литосферой, гидросферой, атмосферой, биосферой возникают структуры, состоящие из сочетания природных и привнесенных человеком (техногенных) компонентов. Они получили название природно-техни-

ческих систем (ПТС). Спецификой ПТС криосферы является их зависимость от температурного фактора, поскольку их литогенной основой служат мерзлые породы или льды. Возникающие в процессе хозяйственной деятельности нарушения поверхности отражаются на параметрах деятельного слоя, температурном режиме многолетнемерзлых грунтов, интенсивности денудационных или аккумулятивных процессов. Однако вслед за этим могут изменяться и другие элементы криогенной геосистемы: происходит смена фитоценозов, режимов поверхностного и подземного стока, активизация мерзлотных рельефообразующих процессов. Возникает цепь взаимосвязанных процессов изменения параметров геосистемы. Причем в зависимости от интенсивности внешнего импульса и внутренних особенностей геосистемы изменения могут постепенно затухать или приобретать резонансное развитие вплоть до полного разрушения геосистемы [Дроздов, 2004].

Понимание того, что инженерный объект и вмещающая среда не являются изолированными и образуют единые системы, в значительной мере помогло преодолеть редукционистские взгляды и включить вероятностные подходы в круг решаемых инженерных задач. Каждая геотехническая система имеет свой цикл и этапы развития, параметры устойчивости, области критических нагрузок, превышение которых вводит систему в область неустойчивого состояния с возможностью катастрофических изменений. Поведение таких систем, особенно в области неустойчивости, нелинейно и может прогнозироваться только с вероятностных позиций. Особенно это важно для области распространения ММП, поскольку их механические свойства сильно зависят от температур, и они находятся вблизи области интенсивных фазовых переходов.

В настоящее время в области инженерной геокриологии появляются работы, прямо указывающие на необходимость использования геосистемного и вероятностных подходов. «Выбор оптимальных решений по обеспечению устойчивости инженерных сооружений на многолетнемерзлых грунтах с позиций существующего детерминистического подхода не представляется возможным в силу присущего ему существенного недостатка: он количественно не оценивает надежность работы системы “сооружение–геологическая среда”. ...Решение названной задачи может быть получено только с позиций вероятностного подхода» [Хрусталев и др., 2004, с. 68]. При этом тепловое и механическое взаимодействие сооружения с геологической средой понимается как развивающийся во времени многомерный случайный процесс. Авторы считают, что вероятностный подход в этом случае обладает серьезным преимуществом по сравнению с общепринятым детерминистским подходом, поскольку он позволяет учитывать стохастическую неоднородность свойств геотехнической системы и воздействующих на нее нагрузок и, таким образом, более точно оценивать и управлять качеством этой системы.

Толчком к усилению интереса к геосистемному подходу стала дискуссия о влиянии глобального потепления климата на многолетнемерзлые породы. И дело здесь не только в проблеме их оттаивания. Вполне вероят-

но, что повышение температуры атмосферы однажды сменится ее охлаждением. Проблема в том, как реагирует криосфера в общем и криолитозона в частности на глобальные изменения теплопотоков. Оказалось, что наблюдается значительный разброс в поведении различных параметров мерзлых пород и деятельного слоя даже на одной территории. Формируются разнообразные прямые и обратные связи, усиливающие или ослабляющие криогенные и денудационные процессы. Это может изменять темп трансформации криогенных геосистем и даже менять вектор их развития.

К сожалению, эти и другие работы не сформировали в полной мере научного направления, связанного с развитием вероятностного и геосистемного подходов в рамках геокриологии. Для этого имелись объективные причины. Хотя оба подхода (детерминистский и вероятностный) обозначились с самого начала существования геокриологии как науки, наибольшее развитие получил первый. Это и не удивительно, поскольку базировался он на причинно-следственных связях между понижением температуры ниже 0 °С и замерзанием горной породы с переходом жидкой фазы воды в твердую. В его рамках был довольно успешно применен математический аппарат, позволивший моделировать теплообменные процессы, происходящие в промерзающих и оттаивающих грунтах, а также прогнозировать изменение свойств мерзлых грунтов при изменении температуры. Грандиозные проекты по хозяйственному освоению районов распространения многолетнемерзлых грунтов в период СССР и необходимость ясных представлений об их свойствах, как основаниях инженерных сооружений, потребовали конкретных ответов. Они были даны в рамках детерминистского подхода. Соответственно определялись приоритеты и шло финансирование. Именно сопровождение хозяйственных проектов положило начало многих направлений геокриологии. Сюда можно отнести и региональную геокриологию, физическое и математическое моделирование, разработку прогнозов, методы мерзлотно-ландшафтного районирования (о некоторых внутренних противоречиях будет сказано ниже) и многое другое. Между тем в настоящее время стало очевидным, что дальнейшее развитие геокриологии не может быть обеспечено в рамках детерминистских, линейных представлений. Мерзлые породы представляют собой совокупность устойчивых геосистем, строение которых отражает не только начальные фациальные и климатические условия, но и стадии сменяющих друг друга процессов. Геосистемы построены по иерархическому принципу и обладают эмерджентными свойствами, т. е. свойства системы более высокого уровня не сводятся к свойствам слагающих ее систем более низкого уровня. Данное направление логично определить как геосистемное. Формирование, изменения (в пределах устойчивого состояния) и разрушение криогенных геосистем не могут быть детерминированными. Вероятность реализации событий, связанных с развитием криогенных геосистем, различная. В одних случаях она близка к единице и тогда возможен детерминистский подход, в других случаях вероятность взаимоисключающих тенденций становится существенно меньше и тогда необходимо применение вероятностных методов оценки.

1.2. КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ

Далеко не полный перечень работ, приведенный выше, показывает, что с возникновением геокриологии как самостоятельной науки в ней развивается геосистемное направление. Однако целостной системы взглядов, базирующейся на выделении определенного объекта исследования, сформулировано не было. Прежде чем перейти к рассмотрению базовых определений геосистемного подхода в геокриологии, приведем некоторые общие принципы теории систем, которые следует учитывать [Перегудов, Тарасенко, 1989].

1. Характер взаимоотношений со средой:
   – открытые (непрерывный обмен);
   – закрытые (слабая связь).
2. Причинная обусловленность:
   – детерминированные;
   – стохастические.
3. Степень подчиненности:
   – простые (каждый с каждым);
   – иерархические (существует соподчиненность).
4. По отношению к времени:
   – статические;
   – динамические.
5. По степени сложности:
   – простые (элементов менее 10);
   – сложные;
   – большие.

Первый принцип: система представляет собой совокупность элементов, связанных в одно качественное целое; это не простое объединение (сложение) элементов. Второй принцип заключается в признании того, что свойства системы не являются суммой свойств ее элементов. Таким образом, система обладает свойствами, которые могут отсутствовать у ее элементов. Третий принцип называют принципом эффективности; для случая криогенной системы он с некоторой условностью может означать, что выделяемый объект (кристалл, горная порода, горизонт отложений, криогенная толща) представляет собой длительно существующий целостный качественный элемент. Четвертый принцип запрещает рассматривать систему изолированно от окружающей среды [Перегудов, Тарасенко, 1989]. Изучение природного объекта как внутренне структурированного устойчивого образования позволяет исследователю получать знания о целостности исследуемого объекта, о состоянии целого и частей, о взаимодействии этого целого с внешней средой, как одного из условий существования целого, об общих закономерностях функционирования и развития целого. При этом следует иметь в виду, что системность – качество, или свойство познаваемого объекта, не зависящее от познающего субъекта. Системные же представления субъекта познания – это лишь отражение данного объекта во всем объеме системных свойств.

В соответствии с этим важным является соблюдение принципов системности: 1) целостности, 2) структурности, 3) иерархичности, 4) взаимодействия с окружающей средой.

Принцип целостности в системном познании объекта исследования означает, во-первых, несводимость свойств целого (объекта познания) к сумме составляющих его частей; во-вторых, невыводимость свойств целого из составляющих его компонентов и элементов; в-третьих, зависимость свойств и отношений между частями, компонентами и элементами целого от их положения внутри целого.

Структурные составляющие целого в их синтезе определяют целое. В результате взаимодействия частей на основе синтеза возникает новое качество. Новое качество целого, в свою очередь, подчиняет себе эти части, преобразуя их. Части геосистемы, хотя и образуют единое целое, имеют определенную автономию (до значений, не разрушающих общих связей) в строении и динамике при внешних воздействиях. Такой подход позволяет представить прогноз развития (преобразования) геосистемы через модификации составляющих ее подсистем.

Другое свойство геосистем – структурность. Принцип структурности при исследовании системы означает возможность описания системы через установление ее структуры, а именно, совокупности связей и отношений, обеспечивающих составные свойства системы при внешних и внутренних изменениях. Следует учитывать, что система характеризуется не только статическими, но и динамическими свойствами. Изучение структуры геосистемы требует, во-первых, выявление внутренней упорядоченности, согласованности взаимодействия более или менее дифференцированных и автономных частей целостной системы; во-вторых, определение совокупности процессов, формирующих взаиморасположение и взаимосвязи между частями целого; в-третьих, характеристику структурных форм, реализованных в геосистеме.

Понятие "иерархичность" характеризует разноуровневую и упорядоченную форму структуры. Принцип иерархичности означает, что каждый компонент (часть) целостной системы, в свою очередь, рассматривается как относительно автономная система (подсистема), а исследуемая система представляет собой один из компонентов более широкой системы.

Наболее последовательно отстаивал важность системного подхода в геокриологии П.Ф. Швецов. В 1956 г. он попытался заложить единую основу для геокриологического районирования, выделив геокриологическую формацию – "типичную для данного участка, района, области мерзлую толщу земной коры, сравнительно однородную по составу, строению, температуре, мощности, глубине залегания от поверхности почвы, степени и характеру прерывистости в пространстве, водоносности и водопроницаемости горных пород" [Швецов, 1956, с. 29]. Термин не прижился, поскольку объединял большое количество не связанных между собой разнородных элементов, что затрудняло его практическое использование. В 1988 г. во введении к первому тому капитальной работы "Геокриология СССР" он четко сформулировал положения о системном подходе в геокриологии: "Объектом региональной геокриологии являются типы, клас-

сы, роды и виды геокриологических систем. Одна из важнейших задач – выделение и разграничение множества разнообразных геокриологических систем различного ранга с целью выяснения закономерностей их формирования и взаимопереходов, прогнозирования естественных и техногенных изменений их во времени" [Геокриология СССР, 1988, с. 9]. К сожалению, развития данное положение не имело. Четкого выделения геокриологических систем различного ранга не проведено, общая систематика их не создана. Есть понимание внутреннего единства криолитозоны и наличия структурной организации, но как непротиворечиво разъять целое на части или построить из частей целое – пока неясно. В качестве геокриологических систем часто рассматриваются отдельные геологические тела или даже отдельные элементы криогенного строения, на которых иллюстрируются внутренние взаимосвязи объекта. При этом не принимается во внимание, что локальное рассмотрение криогенных систем на примере отдельных структур не вписывается в общий контекст знаний о природе. Геосистемы не могут существовать сами по себе, окруженные несистематизированной хаотичной средой.

Современные классификации криолитозоны, используя принципы, заложенные П.Ф. Швецовым для выделения геокриологической формации, базируются в основном на последовательном наложении структурных, генетических, геоморфологических, климатических, температурных и ландшафтных характеристик на определенную территорию и последующем выделении однородных участков (микрорайонирование) [Общее мерзлотоведение, 1967]. Однако при всей логичности этого подхода внутренние связи и единство между компонентами выделенных образований, связывающее как материальную составляющую многолетнемерзлых толщ, так и энергетическую составляющую (температура), отсутствуют. То есть выделенные участки системами не являются.

Д.С. Дроздовым [2004] проведена большая работа по выделению и систематизации геосистем криолитозоны. По определению автора природные геосистемы (комплексы) – это саморегулируемые и самовосстанавливающиеся материальные системы взаимосвязанных элементов (горных пород, подземных и поверхностных вод, биоты) и компонентов (природных геосистем более низких рангов), между которыми происходит массо- и энергообмен под воздействием тех или иных ведущих факторов. Глубина активного массо- и энергообмена для геосистем различного ранга разная [Дроздов, 2004]. Такой подход дает целостное представление о взаимодействии элементов и компонентов естественных тел, их пространственно-временной структуре, функционировании, обмене веществом и энергией между естественными телами. Данное определение соответствует ландшафтному подходу, при котором в геосистемах массо- и энергообмен является обязательным фактором существования геосистемы. Однако породы, находящиеся в устойчивом многолетнемерзлом состоянии, данному требованию не удовлетворяют.

Очевидно, что единство криолитозоны обеспечивается структурным единством всех ее элементов. Дальнейшее развитие геокриологии как науки невозможно без разработки общей теории геосистем, формирующейся на базе небольшого количества четких и непротиворечивых принципов.

Трудности, возникающие на этом пути, возможно, связаны со следующими обстоятельствами, на которые указал П.Ф. Швецов. Во-первых, сложностью объекта: "Общее число признаков, характеризующих формы, состав, состояние и условия возникновения, а также существования геокриологических систем, слишком велико. Построение единой классификации геокриологических систем с учетом всех признаков невозможно" [Геокриология СССР, 1988, с. 9]. Во-вторых, использованием при классификации только дедуктивного метода, группировка снизу или индуктивная классификация не применима, поскольку мы не можем перечислить все элементы множества геокриологических систем и указать совокупность признаков каждого из них [Там же, с. 10].

Нам кажется, что эти трудности преодолеваются как раз при движении снизу, и для этого не надо рассматривать все разнообразие реально встречающихся в природе элементов криогенного строения, поверхностных условий, геологических, климатических и тектонических факторов. Мерзлые породы, от живущего несколько месяцев мелкого бугра пучения до существующей миллионы лет криолитозоны, являются результатом возникновения и сравнительно короткое время существующих локальных зон неустойчивых термодинамических состояний, в которых реализуются возможности образования и сохранения кристаллов льда. Изучение этих возможностей в реальных условиях на различных уровнях организации геологической среды может являться основой для построения единой системной организации криолитозоны. Авторы опубликовали ряд монографий [Хименков, Брушков, 2003, 2006; Хименков и др., 2009], в которых рассмотрели широкий круг вопросов, прямо или косвенно связанных с формированием, устойчивым существованием и разрушением криогенных геосистем.

Прежде всего дадим наше определение криогенных геосистем. Криогенной геосистемой является геологическое тело (совокупность тел), соответствующее определенному уровню структурной организации геологической среды, вместе с совокупностью ледяных элементов, распределение, морфология и строение которых отражают историю ее формирования. В определение не включен температурный показатель, поскольку одним из основных элементов является лед, что уже задает условия существования системы. Отметим, что ледяные элементы в зависимости от целей и масштабов исследования могут рассматриваться как самостоятельные криогенные геосистемы определенного иерархического уровня. Морфология, литологические и структурно-текстурные особенности залегания геологического тела обусловлены историей его формирования, а распределение и строение льда отражают этап перехода из немерзлого состояния в мерзлое. Для любой системы жесткость связей между отдельными компонентами является первоочередной в ряду критериев ее выделения. При нарушении допустимой жесткости геосистема как таковая неминуемо распадается. При всей обусловленности внутренних связей в геосистеме наблюдается некоторый их допустимый разброс. Это обстоятельство имеет глубокий смысл, так как, с одной стороны, определяет возможность длительного существования геосистемы как целого, с другой – допускает небольшие отклонения в строении и свойствах при формировании системы и

адаптации к внешним возмущениям. О каких связях может идти речь в случае криогенных геосистем? Во-первых, закономерное распределение вещества в геологическом теле или расположении геологических тел в генетическом типе. Эти связи определяются параметрами природных факторов, обеспечивающих формирование и преобразование различных генетических типов пород, что подтверждается всей историей их изучения. Во-вторых, зависимостью распределения ледяных элементов и их строения от вещественного состава и свойств литогенной составляющей. Эта зависимость характеризуется тем, что льдообразование и связанные с ним криогенные процессы (миграция связанной воды, криогенное отжатие свободной воды и возникновение криогенных напоров, криогенная сепарация грунтовых вод, криогенное уплотнение грунтов и др.) во многом определяются параметрами и структурой литогенной составляющей (гранулометрический и минералогический состав, плотность, монолитность, минерализация, влажность, содержание органики, трещиноватость, слоистость и др.). В-третьих, с момента возникновения и на всем протяжении существования криогенные геосистемы находятся при температурах ниже значений интенсивных фазовых переходов даже при большом колебании их значений. Это обеспечивает постоянство строения и внутренних связей криогенных геосистем.

В истории любой криогенной геосистемы выделяется два этапа: докриогенный, когда формируется и трансформируется вещественная составляющая, и криогенный, которому соответствует последовательная смена стадий образования ледяных элементов различной морфологии и строения с соответствующей ей сменой комплексов, сопровождающих льдообразование процессов. Возникновение данных систем является результатом самоорганизации и обусловлено переходом через точки бифуркации с изменением направленности их развития. Все это определяет вероятностный характер развития криогенных геосистем и предполагает вероятностные подходы к их изучению.

Структурная организация криогенных геосистем включает ряд подсистем. Две основные – вещественная (литокриогенная) и энергетическая (теплофизическая) подсистемы. Первая обусловлена существованием материального, закономерно построенного объекта, вторая – особым энергетическим состоянием части пространства, обеспечивающим формирование криогенной системы, ее устойчивое существование в широком диапазоне температур ниже значений области фазовых переходов. Литокриогенная подсистема подразделяется на литогенную, включающую геологическое тело или совокупность иерархически организованных геологических тел, и криогенную, включающую ледяные элементы, распределение, морфология и структура которых отражают историю перехода геологического тела из талого состояния в мерзлое. Более подробный структурный анализ криогенных геосистем в данной работе проводиться не будет, хотя логика дальнейшего анализа вполне очевидна. Это связано со слабой методологической проработкой данного вопроса в настоящее время. Криогенные геосистемы являются разновидностью структурных элементов материального мира, и к ним применимы подходы, используемые для других систем.

Литогенная подсистема

Материальная основа рассматриваемой системы включает две составляющих – литогенную и криогенную. Литогенная подсистема отражает этап формирования минеральной основы криогенной геосистемы. Она определяется генезисом породы и отражается в составе, строении, свойствах, фациальных неоднородностях, присущих генетическому типу. Именно литогенная основа является системообразующим фактором при выделении границ криогенной геосистемы (за исключением первичной, элементарной – кристалла льда). В ней отражены закономерности изменения вещественного состава, связанные с неоднородностью геологических тел, что определяет особенности криогенных процессов при промерзании и формирует типы криогенных текстур. Характеристики компонентов геокриологических условий в пределах геосистем всех рангов находятся в корреляционной связи между собой. Наиболее стабильным во времени и наименее зависимым от внутренних изменений и внешних воздействий (природных и техногенных) компонентом геосистем является геологическая среда – их литогенная основа. Поэтому иерархия геосистем имеет хорошее согласование с иерархией геологических тел литогенной основы. Это позволяет максимально дополнить возможностями формационного подхода описание и картографирование геокриологических условий, основанное на геосистемном подходе [Дроздов, 2004]. Литогенная составляющая криогенных геосистем организована в совокупность подсистем, в целом составляющих литосферу.

Основой рассмотрения литогенной составляющей криогенных геосистем является геологическая фация, как объект, формирование которого связано с однородными природными условиями. Важным методическим моментом учения о фациях является признание единства между средой и образующимися в ней осадками. В настоящей работе принято определение, данное Г.Ф. Крашенниковым: "фация – это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка" [Крашенинников, 1971]. Таким образом, фации являются основой, на которой базируется иерархия геологических тел. Не имея возможности подробно рассмотреть все фации, приведем главные группы континентальных и переходных фаций, поскольку с ними связано формирование большинства криогенных геосистем.

Континентальные: элювиальные, склоновые (коллювиальные, делювиальные, делювиально-коллювиальные, делювиально-солифлюкционные, пролювиальные, ложковый аллювий), флювиальные, флювиогляциальные, гляциальные, болотные, озерные, эоловые, аллювиальные фации (русловые, пойменные и старичные) и т. д.

Ассоциация фаций, связанных с осадконакоплением в зоне побережья и прибрежной мелководной части моря, рассматривается как переходная от континентальных к морским. Существенные признаки этих фаций: 1) частые изменения текстур и структур в слое, 2) развитие знаков течений и волнений, следов и остатков организмов, 3) обилие растительных

остатков, 4) наличие как нормально морской фауны, так и фауны опресненных водоемов, 5) при прослеживании по площади наблюдается переход как к континентальным, так и к морским фациям.

Переходные: пляжевые фации (нижний пляж, предфронтальная зона пляжа, верхний пляж), предпляжевые фации, комплекс баровых фаций, комплекс лагунных фаций, комплекс фаций приливно-отливных равнин, дельтовые фации.

Литогенная основа систематики криогенных геосистем

Литогенная основа является наиболее стабильным элементом геосистемы, именно поэтому она служит для выделения криогенной геосистемы. В настоящее временя благодаря работам Ю.А. Косыгина, Г.К. Бондарика, И.В. Попова, Е.А. Куражковской, В.А. Кулындышева и других иерархия геосистем разработана. Воспользуемся приведенной в работе Д.С. Дроздова [2004] сводной таблицей классификации геологических тел (табл. 1.7).

По определению Г.К. Бондарика [1971, 1981], стратиграфогенетический комплекс (СГК) – это полипородное геологическое тело, объединяющее геологические тела одного генезиса, сформировавшиеся одновременно (имеется в виду геологическое время) в одинаковой физико-географической обстановке и обладающее одинаковыми режимами изменчивости в главном направлении (по координате ξ_1). Выделение СГК не всегда возможно (даже при наличии достаточной геологической и геокриологической информации) из-за относительно небольших площадей, занимаемых каждым из стратиграфогенетических комплексов в отдельности.

Практика показывает, что задачам среднемасштабной инженерно-геологической съемки с точки зрения картирования состава отложений наиболее удовлетворяют литолого-фациальные комплексы (ЛФК), для которых помимо стратиграфической и генетической общности прослеживается общность состава отложений, отражающая однородность фациальных условий осадконакопления. Необходимость выделения ЛФК закреплена в действующем “Методическом руководстве по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000” [1978]. Литолого-фациальные комплексы отражают реальные особенности строения геологической среды и могут служить основой для более объективной характеристики всего комплекса свойств отложений.

При описании ЛФК, по мнению Д.С. Дроздова [2004], целесообразно использовать признаки состава и условий залегания пород раздельно (поочередно), и, следовательно, можно говорить о выделении в пределах СГС литолого-фациальных комплексов двух уровней – ЛФК-1 и ЛФК-2.

Литолого-фациальный комплекс 1-го уровня (ЛФК-1) – полипородное геологическое тело, объединяющее геологические тела одного генезиса, сформировавшиеся одновременно в одинаковой физико-географической обстановке и обладающее квазистационарным режимом изменчивости первичных состава и свойств в ее главных направлениях (по координатам ξ_1 и ξ_2).

Поскольку для маломощных четвертичных отложений равнинных платформенных областей характер напластования пород является одной

Таблица 1.7

Соотношение классификаций геологических тел, принятых в инженерной геологии (по И.В. Попову, Л.Д. Белому, Г.К. Бондарику)

Стратиграфические подразделения	Литологические подразделения	Единицы инженерно-геологического районирования	Классификация геологических тел			Однородность
			По И.В. Попову [1951]	По Л.Д. Белому [1964]	По Г.К. Бондарику [1973, 1981]	
Группы, системы, отделы, ярусы	Серии, толщи, свиты	Регионы	Формации и субформации	Мегаформации Формация и субформация	Формации Субформация	Парагенетическая
Ярусы, горизонты	Пачки, зоны, горизонты, сложные пласты	Области	–	–	Генетические типы	Генетическая
		Области и районы	Геолого-генетические комплексы	Макроформации	Стратиграфо-генетические комплексы	Возрастная
–	–	Районы	Литолого-петрографические комплексы	–	–	Фациальная
Слои	Простые пласты, слои	Подрайоны	Инженерно-геологические виды пород	Фация	Монопородное геологическое тело 1-го уровня (МГТ-1)	Литологическая
Слои, прослои, линзы	Части слоев	Подрайоны, участки	Инженерно-геологические разновидности пород	Микрофация	То же 2-го уровня (МГТ-2)	Классификационная
–	–	Подрайоны, участки	–	–	То же 3-го уровня (МГТ-3)	Статистическая

из основных черт условий залегания, введем этот признак в качестве видового для определения литолого-фациального комплекса 2-го уровня (ЛФК-2) – полипородное геологическое тело, объединяющее одновозрастные геологические тела, сформировавшиеся в одинаковой физико-географической и фациальной обстановке при одинаковых изменениях условий осадконакопления в физическом времени, обладающее стационарной изменчивостью первичных состава и свойств пород в ее главных направлениях (по координатам ξ_1 и ξ_2) и определенным режимом их изменчивости по вертикали (по координатам ξ_3).

С учетом дополнений иерархия организация горных пород (геологических тел) имеет вид, приведенный в табл. 1.8.

Таблица 1.8

Уровни организации вещества литосферы [Дроздов, 2004; Познанин и др., 2006]

Уровень	Геосистемное содержание уровней	
	Геологическое и инженерно-геологическое	Ландшафтное
Глобальный	Литосфера	—
Сегментный	Плиты планетарные	—
Региональный	Геоструктуры	Ландшафтная страна
Территориальный	Формация	Ландшафтная провинция
	Субформация	Ландшафтная подпровинция
	Генетический комплекс 1-го уровня (ГК-1) (генетический тип четвертичных отложений)	Ландшафтный район
	Генетический комплекс 2-го уровня (ГК-2)	Группа ландшафтов
	Стратиграфогенетический комплекс (СГК)	Ландшафт
Местный	Литолого-фациальный комплекс 1-го уровня (ЛФК-1)	Местность
	Литолого-фациальный комплекс 2-го уровня (ЛФК-2)	Группа урочищ
	Часть ЛФК-2 (обособляется в отдельных случаях)	Урочище
Локальный	Монопородное геологическое тело 1-го уровня (МГТ-1) – литологический тип	Фациальные комплексы
	Монопородное геологическое тело 2-го уровня (МГТ-2) – литологический вид	Фациальные комплексы
	Монопородное геологическое тело 3-го уровня (МГТ-3) – литологическая разновидность	Фация
Детальный	Грунтовые толщи (блоки горных пород)	—
Эталонный	Образцы горных пород	—
Элементарный	Элементы (минералы)	—
Точечный	Микрочастицы	—

По мнению В.Л. Познанина, геологические объекты точечного, элементарного эталонного и детального уровня не могут быть объектом районирования, но играют ведущую роль в информационном обеспечении таксонов районирования [Познанин и др., 2006].

Ландшафтное содержание уровней

Надпорядковые геосистемы уровня Ландшафтной страны, соизмеримые по масштабам с материками, захватывают несколько природно-климатических зон. Геосистемами высшего ранга являются ландшафтные провинции (в терминах ландшафтоведения). Единую литогенную основу для них слагают горные породы одной геологической формации. Комплекс геокриологических характеристик определяется принадлежностью к широтной зоне с детализацией по высотным поясам, если таковая имеется, эволюцией климата в четвертичный период, балансом тепловых потоков. Пределы изменения характеристик состава и свойств геологической среды широки.

Ландшафтные районы формируются на породах одного генетического комплекса, имеют единый генезис рельефа и соответствующих отложений. Их размеры составляют от десятков до сотен километров, а глубина соответствует глубине эрозионного вреза самого крупного водотока. Они отображаются на картах масштаба 1:100 000–1:2 500 000.

Группы ландшафтов выделяются внутри ландшафтного района, если ландшафтные условия изменяются в зависимости от местных условий (расчлененность, преимущественный состав отложений). Линейные размеры составляют от десятков до 100 км, а глубина соответствует глубине эрозионного вреза самого крупного водотока. Отображаются на картах масштаба 1:100 000–1:1 000 000 (для некоторых ландшафтов – мельче).

Ландшафты имеют единый возраст и генезис рельефообразующих отложений, формируясь на породах одного стратиграфогенетического комплекса. Плановые размеры обычно не превышают десятков километров, масштаб отображения 1:25 000–1:1 000 000.

Приведенные описания таксонов ранга ландшафтных районов, групп ландшафтов и ландшафтов различаются только рангом геологического тела, образующего их литогенную основу. Вторым критерием отличия является многообразие входящих в их структуру геосистем более низкого уровня с соответствующим комплексом геокриологических и других характеристик [Дроздов, 2004].

Геосистемы ранга местности отличаются характером рельефа и дренированностью. Глубина массоэнергообмена (первые десятки метров) геосистем ранга местности определяется положением базиса эрозии. Изменчивость температуры и других геокриологических характеристик определяется набором урочищ. Линейные размеры в пределах от 1 до 10 км. Картируются в масштабах 1:25 000–1:500 000.

Геосистема ранга урочища занимает мезоформу рельефа с характерным микрорельефом, сочетанием биоценозов и почв. Урочища отличаются друг от друга компонентами геокриологических условий – составом пород

и типом сезонноталого слоя (СТС) и сезонномерзлого слоя (СМС), температурой многолетнемерзлых пород (ММП), мощностью биогенных отложений, характером экзогенных геологических процессов. Глубина массо- и энергообмена определяется слоем годовых теплооборотов, обычно не превышая примерно 15 м. Размеры в плане геосистем этого ранга на равнинах не превышают сотен метров – первых километров. Картируются они в масштабах 1:10 000–1:100 000.

Природная геосистема низшего ранга – фация отображается на картах самого крупного масштаба (1:10 000 и крупнее, плановые размеры не превышают первых десятков метров). Особенности микрорельефа, увлажнения и характера растительности определяют условия снегонакопления и почвообразования, что влияет на строение сезонноталого или сезонномерзлого слоя, уровень грунтовых вод (УГВ).

При переходе от более высоких иерархических уровней к низким геосистемы становятся более однородными по компонентам геокриологических и иных природных условий. Характеристики компонентов геологических тел в пределах геосистем всех рангов находятся в корреляционной связи между собой [Дроздов, 2004].

Криогенная подсистема

Криогенная подсистема представлена ледяными включениями или целиком состоит изо льда. Морфология и строение криогенной подсистемы несут информацию о состоянии литогенной основы и поверхностных условиях к моменту промерзания, о совокупности и стадийности процессов, связанных с льдообразованием, а также о процессах протаивания. Особенности распределения ледяных включений, от отдельного кристалла до ледяных массивов, размер которых достигает сотен метров, связаны с состоянием литогенной основы и поверхностными условиями. В структурном отношении криогенная подсистема разделится на текстурный уровень, который и определяется особенностями распределения ледяных элементов (текстур), и более низкий структурный уровень, охватывающий кристаллы льда, их совокупность, морфологию, включения, контакты и др. Самый низкий структурный уровень соответствует единичному кристаллу льда. Он является базовым элементом всей иерархии криогенных геосистем, составляющих криолитозону.

Возраст криогенной и литогенной составляющих криогенных геосистем может быть разным. При сингенетическом типе формирования мерзлых толщ эти два компонента будут одновозрастными, в других случаях их могут разделять сотни, тысячи, а иногда миллионы лет. Для литокриогенной основы криогенных геосистем характерна одна важная особенность: образовавшись, она сохраняется неизменной на протяжении жизни системы, обеспечивая ее идентичность, пространственные связи и устойчивость.

Теплофизическая подсистема

Криогенные геосистемы как устойчивые природные образования могут формироваться и существовать только в области определенных темпе-

ратур. Основное требование – значения температуры горной породы должны быть ниже области фазовых переходов из воды в лед. Чаще всего это 0 °С, для засоленных грунтов температуры сдвигаются в область более низких значений. Данное обстоятельство отличает криогенные геосистемы от существующих литогенных систем. Последние, как правило, не существуют в условиях, столь близких к области фазовых переходов. Многие мерзлые толщи отделяет 2–3 °С от теплового разрушения. Поэтому энергетическая составляющая является важным компонентом криогенной геосистемы. Она создает возможность существования данных геосистем в области отрицательных температур. Поскольку энергетическая компонента проявляется в виде соответствующих температур мерзлых грунтов и изучается посредством анализа их теплофизических характеристик, мы ее выделяем как теплофизическую подсистему криогенных геосистем. Теплофизическая подсистема определяет энергомассообмен с внешней средой на стадии формирования и разрушения криогенных геосистем и изменение физико-механических свойств мерзлых пород. Важно отметить, что теплофизическая подсистема осуществляет адаптацию криогенных геосистем к изменениям внешней среды. Локальные изменения поверхностных условий приводят к изменениям температур мерзлых пород. В природе у отдельных частей криогенных геосистем могут быть разные температуры, в соответствии с температурным разбросом будут меняться механические характеристики пород и количество связанной воды. При этом целостность системы (и ее системообразующие параметры) не нарушается.

Данные две составляющие (литокриогенная и теплофизическая) являются подсистемами криогенной геосистемы любого масштаба – от кристалла льда до криолитозоны в целом. Взаимодействие литокриогенной и теплофизической подсистем на протяжении существования криогенной геосистемы может сильно изменяться. На начальной стадии формирования некоторых криогенных геосистем (например, в прибрежно-морских условиях, когда начинает промерзать мелководье) и фациальная составляющая, формирующая литогенную основу, и теплофизическая, обеспечивающая промерзание и формирование криогенного строения, пространственно соответствуют друг другу. Но в большинстве случаев пространственные структуры криолитогенной и теплофизической подсистем не совпадают. В уже сформировавшихся криогенных геосистемах структура теплофизической подсистемы динамична и мозаична. Она может меняться в зависимости от поверхностных условий, при этом криолитогенная подсистема сохраняет стабильность строения.

Каждая криогенная геосистема имеет свои границы и пограничные области, через которые осуществляется энергомассообмен с окружающим пространством. На стадии формирования криогенные геосистемы представляют собой типичные открытые системы. После завершения формирования теплообмен осуществляется не менее интенсивно, а массообмен практически прекращается.

По времени существования криогенные геосистемы можно подразделить на следующие:

– кратковременные (от нескольких минут до нескольких суток);

– эпизодические (от нескольких суток до нескольких недель);

– сезонные (существующие в течение нескольких месяцев на протяжении холодного времени года);

– перелетки (существующие в течение нескольких лет и сохраняющиеся в теплые периоды);

– многолетнемерзлые, или вечномерзлые (от нескольких лет до миллионов лет).

Рассмотрим кратко криогенную составляющую, общую для всех криогенных геосистем.

Кристаллы льда – элементарные криогенные системы

Криогенная геосистема обладает пространственными, временными и структурными характеристиками, обеспечивающими ее устойчивое существование и определяющими последовательность процессов трансформации. Прежде чем прийти к совокупности криогенных геосистем, формирующих криолитозону, рассмотрим элемент, составляющий их основу и определяющий свойства, – кристалл льда. Грунтовые толщи представляют собой разнородные среды, где могут встречаться и водонасыщенные горизонты отложений, и воздушные полости, поэтому исследуем возможность формирования кристаллов льда как элементарных криогенных геосистем в различных средах.

Формирование кристаллов льда в воде

При понижении температуры воды до точки кристаллизации жидкость кристаллизуется, т. е. возникает новая, устойчивая в пространстве и во времени сеть водородных связей между молекулами H_2O. Согласно исследованиям Н. Флетчера [Fletcher, 1970] и других, вода может оставаться в жидком состоянии при температурах около –40 °С, а в тонких адсорбированных слоях, возможно, до –70 °С. Реально, однако, она в зависимости от минерализации переходит в твердую фазу при отрицательных температурах, близких к 0 °С. Процесс кристаллизации начинается в дискретных локальных областях – зародышах кристаллов. Существует две теории роста кристаллов: а) гомогенная, в соответствии с которой зарождение кристаллов начинается в однофазной среде, в местах случайных столкновений молекул; при этом образуются очаги новой фазы; б) гетерогенная, согласно которой центрами кристаллизации являются имеющиеся в расплаве (жидкости) инородные частицы. Условия, благоприятствующие росту кристалла льда в воде, определяются степенью переохлаждения, наличием ядер кристаллизации и скоростью удаления теплоты кристаллизации. Каждому состоянию соответствует определенный минимальный размер кристалла, называемый критическим, при котором начинается его спонтанный рост. Кристаллы размером меньше критического для данных условий не могут расти и будут растворяться. Понятие о минимальном совершенном кристалле льда, предложенное В.Н. Голубевым, позволяет охарактеризовать критический размер зародыша при кристаллизации воды в 460–470 молекул с объемом 15.7 нм^3, что соответствует сфере радиусом 1.56 нм [Голубев, 1976].

После формирования первичного устойчивого центра кристаллизации рост продолжается во всех направлениях. Для изучения особенностей роста кристаллов льда в воде воспользуемся кластерной моделью, предложенной Х. Фрэнком, В. Уэном в 1957 г. Она успешно объясняет особенности возникновения и роста кристаллов льда. Согласно этой модели, жидкая вода является конгломератом ассоциатов молекул H_2O (кластеров), возникающих и вновь распадающихся. Представление о льдоподобном строении таких "мерцающих" кластеров основано на инфракрасных и рентгеновских исследованиях воды, которые показали, что расположение молекул внутри кластеров похоже на расположение их в кристаллической решетке льда.

При фиксированных термодинамических условиях, возможно, существует определенный пространственный каркас ассоциатов, имеющих статистическое распределение по размерам. При этом считается, что каждая молекула воды при комнатной температуре совершает около $6 \cdot 10^8$ трансляционных скачков в секунду. Повышение температуры ведет к возрастанию количества кластеров при одновременном уменьшении их размеров. Полное разрушение водородных связей в воде и переход молекул в мономерное состояние происходит лишь при температуре 300–370 °С.

Понижение температуры приводит к увеличению молекул в кластере. При температуре 65 °С среднее число молекул в кластере составляет 15–50, при 0 °С оно равно 90–120 и достигает 150–180 при температуре –20 °С [Голубев, 1999]. Таким образом, согласно этой модели, еще до формирования устойчивых кристаллов льда в воде существуют льдоподобные образования, хотя, по-видимому, несколько отличающиеся по структуре от льда.

Как правило, чем больше удельная поверхностная энергия грани кристалла или, другими словами, чем меньше ее ретикулярная плотность, тем больше скорость ее роста при равном пересыщении (переохлаждении). Объясняется это тем, что меньшая ретикулярная плотность связана с меньшим расстоянием между плоскими сетками пространственной решетки кристалла и, следовательно, с большей прочностью связи молекул в перпендикулярном к ним направлении. Поэтому образование двумерных зародышей на таких гранях сильно облегчено, и рост их происходит быстрее.

У льда базисная плоскость обладает значительно большей ретикулярной плотностью, чем все другие грани, следовательно, скорость роста базисной плоскости в направлении главной оси должна быть меньше, чем у граней призмы в направлении побочных осей. В результате этого во время роста часто развиваются пластинчатые кристаллы, сплюснутые по главной оси и ограниченные базисными плоскостями.

Кластер в случае близкого согласования его квазирешетки с решеткой кристалла может присоединиться к растущей грани с формированием поверхности срастания, свободная энергия которой может изменяться от нуля (при идеальном согласовании решеток) до 65 эрг/см^2. Последнее значение отвечает поверхностной энергии граней соседних кристаллов льда. Рост кристаллов льда происходит не постоянно, как результат отложения на гранях отдельных молекул, а скачками, за счет присоединения отдель-

$65 \cdot 10^{-3}$ Дж/м^2

ных блоков размером примерно 10^{-7}–10^{-3} см. Это вызывает в отдельных микроблоках изменение кристаллографических осей на насколько угловых минут и даже градусов. В кристаллах, образующихся в условиях переохлаждения до –10 °С, такая разориентация отдельных блоков достигает 1–3°, а в случае малых переохлаждений такая разориентация не превышает долей градуса. Механизм кластерного роста, однако, не исключает возможность присоединения к растущей грани кристалла отдельных молекул, хотя такой процесс, очевидно, является второстепенным, особенно в случае значительного переохлаждения воды. При малом переохлаждении (доли градуса Цельсия) встраивание кластера становится возможным при практически полном согласовании ориентации кластера с ориентацией растущего кристалла [Голубев, 1999].

Процесс перехода воды из жидкого состояния в твердое происходит в некотором объеме, и следует говорить не о фронте кристаллизации, а об области кристаллизации, которая захватывает, во-первых, часть переохлажденной воды, в пределах которой кластеры с соответствующей ориентацией квазирешетки могут присоединяться к поверхности кристалла; во-вторых, ближайшую к границе раздела зону внутри кристалла, где происходит релаксация структурного несовершенства кристалла. Таким образом, существует такая переходная зона, которая, реагируя на изменение внешних условий, определяет строение и морфологию кристаллов.

Благодаря большой скорости реакции форма кристаллов льда очень чувствительна к внешним условиям; изменение среды может вызвать быструю смену способных расти или сохраняться форм. Так, любой выступ на поверхности растущего кристалла будет находиться в более благоприятных условиях роста. Поэтому поверхность растущих кристаллов, как правило, неровная.

При медленном росте образуются сплошные грани, несущие параллельную базису штриховку линии нарастания. Если базисная плоскость кристалла параллельна поверхности роста, то на ней наблюдаются отдельные ступени высотой порядка 0.4–0.6 мм. В том случае, если базисная плоскость растущего кристалла расположена под углом к плоскости роста, то на ней формируется система параллельных борозд. Каждый выступ представляет собой ледяную пластинку толщиной в доли миллиметра. На ребрах пластинок часто наблюдается мелкая зазубренность под углом 60° – зачатки скелетного роста по одной из побочных осей. В случае большого наклона главной оси к направлению роста и большому содержанию примесей в растворе высота выступающих частей достигает нескольких миллиметров. Это явление известно как “штриховка Фореля”. Она представляет собой тонкую прямолинейную ребристость на поверхности ледяных кристаллов, расположенную по линиям сечения поверхности базисной плоскостью.

Свежеобразованный лед претерпевает многочисленные микроструктурные преобразования, связанные с рекристаллизацией и достройкой структуры кристаллов. Этот процесс выделяется как “первичный диагенез” льда.

Кристаллизация в растворах

В природной воде всегда содержатся растворенные соли, что оказывает существенное влияние на процессы ее замерзания и кристаллизации льда. Взаимодействие ионов солей с молекулами воды (гидратация) эквивалентно повышению температуры жидкости или понижению потенциальных барьеров между молекулами, что приводит к понижению температуры замерзания. Химический состав природных растворов разнообразен, поэтому рассмотрим процесс их охлаждения и замерзания на примере морской воды (такие растворы характерны, например, для засоленных мерзлых пород Арктического побережья). Как известно, средний химический состав морской воды следующий [Хорн, 1972]: Cl – 19.7 г/кг; Na – 10.8; SO_4 – 2.7; Mg – 1.3; Ca – 0.4; K – 0.4; HCO_3 – 0.1; Br – 0.07; Sr – 0.08 г/кг. При понижении температуры в определенной точке, зависящей от концентрации раствора и возможностей переохлаждения, начинает кристаллизоваться лед; остающийся по мере выделения льда раствор становится более концентрированным. Если температура продолжает понижаться, то при –8.2 °C, или –7.3 °C по Гиттерману [Савельев, 1971] из рассола кристаллизуется глауберова соль (мирабилит) – $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, а при –22.9 °C – NaCl. При температуре –36.8 °C из рассола выпадает KCl, при –43.2 °C – $MgCl_2 \cdot 12H_2O$ и при –54 °C – $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ [Паундер, 1967]. Выпадает также некоторое количество $CaCO_3$. Наконец, при температуре –55 °C замерзает весь раствор. В системе при понижении температуры непрерывно меняется состав солей и соотношение фаз. Если замерзание началось с большей или меньшей концентрацией раствора в сравнении с морской водой, то изменяется скорость замерзания и количество льда, а система проходит аналогичные стадии. При этом до температуры –17 °C (и выше) основная масса солей 99.65 %, согласно Дитмару [Зубов, 1938], находится в растворе, за исключением глауберовой соли.

Таким образом, замерзание порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием оставшегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Температура полного замерзания (при морском составе солей) является экспериментальной величиной и изменяется, по различным данным, от –36 до –55 °C для свободного раствора морской воды и, вероятно, еще ниже для порового раствора засоленных мерзлых пород. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми. Такой характер процесса замерзания свидетельствует о неустойчивом характере равновесия в поровом растворе засоленных мерзлых пород.

Формы ледяных кристаллов, растущих в растворах, своеобразны. Пластинчатое строение кристаллов льда и обусловленная им ребристость бывают видны в результате кристаллизации из воды, богатой растворимыми примесями, которые располагаются через более или менее равные промежутки в виде тончайших прослоек по базисным плоскостям кристаллов.

В процессе охлаждения раствора происходит раздельное формирование решеток льда у каждой из солей. Происходит расслаивание раство-

ра–расплава, причем соли вытесняются к периферии области роста зародыша, а затем и кристалла льда. Вокруг кристаллов образуются как бы "клетки" и "каналы" из ячеек раствора повышенной концентрации. Поверхность фронта кристаллизации льда становится ячеистой (вместо плоской). Изменение подвижности молекул воды в растворе и температуры фазового перехода наиболее сильно сказывается на стадии возникновения зародышей льда, а преобразование формы фронта кристаллизации и формирование прослоек и ячеек рассола – на стадии роста сформировавшихся зародышей. Процессы выпадения кристаллогидратов солей и миграция рассолов определяют уже отвердевание поликристаллического ледяного образования. Минеральные примеси и растворенные соли в ходе роста распределяются между элементарными пластинками внутри кристаллов и между ними. В соленых льдах рассол образует прослойки в базисных плоскостях кристаллов, разделяющих кристаллы на ряд пластинок. Чем быстрее происходила кристаллизация и чем выше концентрация солей, тем толще прослойки рассола (до нескольких миллиметров при близкой к нулю температуре) и тем тоньше относительно разделяемые ими элементарные пластинки льда. Расстояние между соседними прослойками включений в кристалле тем меньше, чем больше концентрация примесей в растворе.

Формирование льда в воздушной среде

В сухих крупнообломочных грунтах и скальных массивах, разбитых трещинами, создаются благоприятные условия для формирования кристаллов льда в воздушной среде.

Начало кристаллизации паров воды в воздушной среде зависит от температуры [Pruppacher, Klett, 1978].

Температура, °С	0	–4	–10	–12	–15	–20
Вероятность зародышеобразования, %	0	0	60	70	90	100

В зависимости от термодинамических условий кристаллы могут иметь разнообразную форму и размеры [Pruppacher, Klett, 1978].

Температура зародышеобразования, °С	Морфология кристаллов
0...–4	Тонкие простые пластинки
–3...–6	Иглы
–6...–10	Пустотелые колонны
–10...–12	Пластинки разной формы, в том числе разветленные
–12...–16	Дендриты и разнообразные пластинки
–16...–22	Пластинки разной формы, в том числе разветленные
–22...–40	Целые и пустотелые колонны, розетки

В. Оствальдом было сформулировано так называемое "правило ступеней", согласно которому если из ставшего неустойчивым состояния вещество может перейти в другие агрегатные состояния различной степени устойчивости, то сначала появляются менее устойчивые и лишь затем более

устойчивые формы. Соответственно, пересыщенный водяной пар при отрицательных температурах конденсируется в капли переохлажденной воды, которая затем кристаллизуется. Кратко отметим, что "правило ступеней" справедливо для формирования криогенных геосистем любого ранга. Именно поэтому каждая из них начинает формироваться и разрушаться рассеянными локальными очагами. Таким образом, существуют переходные зоны, которые будут рассмотрены ниже.

Формирование льда в атмосфере происходит, как правило, в виде двухступенчатого процесса. На первой ступени происходит конденсация водяного пара на различных частицах примесей, на второй – гетерогенная кристаллизация капель сконденсировавшейся влаги при столкновении их с присутствующими в атмосфере ледяными или инородными частицами. Основанием для выдвижения этой гипотезы гетерогенного механизма формирования льда в атмосфере послужили: а) присутствие в ледяных кристаллах инородных частичек, нерастворимых в воде; б) развитие конденсационных процессов при парциальном давлении водяного пара ниже требуемого для реализации гомогенного механизма; в) кристаллизация капель при относительно высокой температуре воздуха (выше –40 °С).

У. Накая [Nakaja, 1951] экспериментально установил, что образование атмосферных кристаллов льда проходит через стадию сжижения. Процесс формирования капли на твердой частице включает несколько этапов. На начальном на поверхности твердого тела конденсируются мелкие зародышевые капельки. При высокой концентрации водяного пара изолированные капельки, разрастаясь по поверхности частицы, наконец, сливаются в одну каплю, вмещающую в себя частицу, которая была инициатором конденсации.

Дальнейший рост кристаллов может происходить двумя путями. Во-первых, лед образуется в результате сублимации на ядре из водяного пара, непосредственно переходящего в твердое состояние. Во-вторых, он возникает на ядре в результате отвердевания жидкой пленки или присоединившихся капель воды. Последующее встраивание молекул водяного пара в кристаллическую решетку льда можно рассматривать как двухстадийный процесс, включающий: 1) вхождение молекул в концентрационную зону, распространяющуюся от поверхности кристалла приблизительно на длину свободного пробега молекул (10^{-5} см); 2) собственно встраивание молекулы в решетку льда, что предполагает возникновение водородной связи между адсорбированной молекулой и поверхностной молекулой льда и последующую миграцию адсорбированной молекулы по поверхности к месту присоединения (к ступени роста или к дислокации).

Существует зависимость между кривизной поверхности растущего кристалла и упругостью пара. Над кристаллами, имеющими форму шестиугольной пластинки, упругость пара над вершинами выше, чем над ребрами и плоскими гранями; в свою очередь, упругость пара над ребрами превышает упругость пара над гранями, и упругость пара над последними больше, чем в углублениях. Соответственно, диффузия пара к плоскости пластинки начинается при меньшем пересыщении, чем диффузия к реб-

рам и вершинам. Следовательно, при незначительной степени пересыщения формируются столбчатые кристаллы, а при ее повышении возникают пластинки, дальнейшее насыщение приводит к образованию дендритной формы кристаллов атмосферного льда [Савельев, 1971].

Многообразие форм кристаллов льда в атмосфере объясняется следующими обстоятельствами. Во-первых, льдообразование происходит при очень высоких для льда температурах, поэтому давление паров воды велико и физические процессы на поверхности растущих кристаллов протекают чрезвычайно интенсивно. Во-вторых, из-за существования особого слоя на поверхности кристаллов.

Для рассмотрения состояния поверхности кристалла льда воспользуемся представлениями Н. Маэно [1988]. При температурах, близких к точке плавления льда, его поверхность покрывается тонкой жидкой пленкой, которая носит название квазижидкого, или переходного, слоя. Первым мысль о существовании на поверхности льда квазижидкого слоя высказал Фарадей (1850 г.), открывший явление "перезамораживания" льда. Спустя примерно 100 лет американский химик Уайл, воспользовавшись аналогией с двойным электрическим слоем, который образуется на поверхности ионных кристаллов, дал теоретическое обоснование возможности существования на поверхности льда квазижидкого слоя.

На поверхности квазижидкого слоя расположение дипольных молекул воды в достаточной мере упорядочено. При 0 °С степень ориентации составляет 0.74, т. е. 74 % молекул воды ориентированы протонами наружу. По мере продвижения вглубь от поверхности степень ориентации экспоненциально спадает и в толще кристалла льда принимает характерное для неупорядоченного расположения значение 0.5. Следовательно, квазижидкий слой можно назвать переходным: по его глубине от поверхности до границы с кристаллом льда происходит непрерывное изменение расположения диполей и в результате образуется двойной электрический слой. Название "квазижидкий" дано этому слою потому, что он и не жидкий, и не кристаллический, расположение молекул воды внутри него хаотично, как в жидкости, но ориентация диполей по сравнению с самим кристаллом льда отличается упорядоченностью.

Переходный слой захватывает от нескольких десятков до нескольких сотен молекулярных слоев. Соответственно меняется и его толщина, причем при приближении к точке плавления она резко возрастает. Хотя строение переходного слоя требует дальнейшего изучения, можно предположить, что в нем так же, как и в воде, вблизи растущей поверхности формируются ассоциации молекул (кластеры), встраивающиеся затем в кристаллическую решетку льда.

У льда базисная плоскость обладает значительно большей ретикулярной плотностью, чем все другие грани, следовательно, скорость роста в направлении побочных осей будет наибольшая. В результате во время роста ледяных кристаллов в атмосфере развиваются преимущественно пластинчатые кристаллы, сплюснутые по главной оси и ограниченные базисными плоскостями. Поскольку наибольший рост наблюдается у вершин

растущих граней, кластеры, сформировавшиеся в квазижидком слое, для того чтобы восстановить нарушенное равновесие, перемещаются в первую очередь именно сюда. В результате скелетного роста формируются снежинки.

Формирование кристаллов льда в дисперсных отложениях

Дисперсные отложения, или горные породы, представляют собой многокомпонентные образования, содержащие частицы различного гранулометрического и минералогического состава, органические примеси (иногда они целиком имеют органический состав) и химические соединения. Горные породы являются средой обитания различных биоценозов. Кроме того, они имеют свою историю, отражающуюся в структуре, текстуре и условиях залегания. Жидкая вода в толщах дисперсных отложений распределена крайне неоднородно и всегда находится под воздействием активных поверхностей, она структурирована и представляет собой раствор. Поэтому здесь процесс льдообразования наиболее сложен по сравнению с другими средами.

Вблизи любой поверхности происходят изменения структуры воды. Они максимальны у границы раздела, уменьшаясь по мере удаления от нее. Толщина граничных объемов (слоев) жидкости, распространяющихся в глубь жидкой фазы, может меняться примерно от 10 до 10^4 Å. При этом толщина слоев с устойчивой информационной структурой может достигать сотен ангстрем. При больших толщинах формируется переходный слой (или слои) с менее устойчивой, но измененной структурой. Структурирующее дальнодействие усиливается с понижением температуры и увеличением гидрофильности ограничивающей поверхности [Фролов, 1998].

Вследствие искажения структуры воды в грунтах и ее минерализации температура начала льдообразования ниже 0 °С, причем в зависимости от состава среды она может значительно различаться. В водонасыщенных неминерализованных песках смещение точки замерзания воды будет незначительным и мало отличается от замерзания пресной воды. В незасоленных глинах и суглинках температура начала льдообразования понижается до –1...–1.5 °С. Минерализация порового раствора приводит к резкому понижению температуры начала льдообразования.

Грунтовый массив не является однородным, в нем имеются более крупные поры, содержащие менее искаженную поверхностными силами воду. В них могут формироваться первичные кристаллы льда. Наличие неоднородностей приводит к тому, что при достижении определенной отрицательной температуры формируются рассеянные, изолированные друг от друга кристаллы льда, окруженные частицами с отрицательной температурой. Поликомпонентность естественных грунтов создает условия для длительного развития ледяных образований; процесс кристаллизации происходит в несколько стадий в широком диапазоне температур. Данное положение справедливо и для условий фронтального теплообмена, т. е. существует не фронт в обычном понимании, а область промерзания, в ко-

торой возникновение ледяных кристаллов возможно в любой точке, где соблюдается необходимое условие – отрицательная температура и достаточное переохлаждение. Данное обстоятельство позволило А.И. Комарову сделать вывод, что наличие неоднородностей разной физической природы может существенно менять скорость, характер и направление процессов массопереноса [Комаров, 2003]. В этих условиях образование единичного кристалла льда является вероятностным процессом. Представление о протяженной зоне промерзания с отдельными центрами кристаллизации является основополагающим для понимания строения мерзлых пород, в частности, закономерностей ориентации кристаллов, их размеров и форм [Голубев, 2000]. В англоязычной литературе для обозначения такого обьемного промерзания вблизи нулевой изотермы используется термин "fringe", т. е. "бахрома", или "кайма".

При высоких градиентах температуры и достаточно большой влажности отложений зарождение кристаллов льда может происходить почти одновременно в нескольких областях, а формирующийся лед имеет обычно поликристаллическое строение. В случае малых градиентов температуры и низкой влажности грунта разрастание кристалла, возникшего ранее других, и тепловая релаксация препятствуют зарождению новых кристаллов.

Вероятно, первичная кристаллизация льда может начинаться и в диффузном слое адсорбированной жидкой фазы. При этом форма кристаллов льда вблизи поверхности твердого тела оказывается более изометричной. Ориентировка и упорядоченность оптических осей кристаллов по отношению к направлению теплового потока может быть произвольной, поскольку определяется ориентировкой поверхности частицы, контактирующей со льдом. Отмечается эпитаксиальное воздействие поверхности твердого тела на кристаллизацию льда. Размеры кристаллов в приконтактном слое около поверхности твердого тела возрастают с увеличением гидрофобности материала, с уменьшением его температуропроводности и концентрации активных центров на его поверхности. В кристаллах льда на контакте с минеральными частицами отмечается блочное строение и повышенное содержание газовых и солевых включений. Неровности поверхности частицы могут привести к постепенному изменению ориентации кристалла или являться причиной блочного строения с разориентацией соседних блоков на 3–8° [Голубев, 2000]. Промерзание полностью водонасыщенного грунта является вариантом кристаллизации воды, содержащей большое количество механических примесей. При этом происходит захват минеральных, газовых и солевых включений и равномерное распределение их внутри кристалла. Формируется блочная структура, когда параллельные пластинчатые блоки льда чередуются с заключенными между ними зонами примесей. Вследствие значительной дефектности роста кристаллов происходит рассогласование отдельных блоков относительно ориентации первичного кристалла.

А.Д. Фролов [1998] предложил рассматривать процесс формирования мерзлых пород как ряд последовательно сменяющих друг друга стадий, в результате чего возникает новая пространственная криогенная кристали-

зационно-коагуляционная структура (ПККС), обусловленная образованием и распределением в объеме твердой фазы H_2O и в связи с этим появлением новых контактов и структурных связей между частицами среды.

Выделяются следующие стадии.

1. Возникновение зародышей и рост мелких разрозненных кристаллов льда представляет собой начальную, подготовительную стадию, на которой среда, например влажный грунт, еще остается дисперсной: новые криогенные контакты, граничные зоны и структурные связи начинают формироваться и не играют существенной роли. Данная стадия важна тем, что она представляет собой начальный процесс криогенеза, который определяет форму, размеры и состав кристаллов льда, что, в свою очередь, обусловлено величиной и направлением градиента температуры, формой фронта и числом центров кристаллизации, энергетическим состоянием и составом воды, концентрацией и типом примесей. На этой стадии нет фронта промерзания, а есть лишь трехмерная область кристаллизации, размеры и динамика которой определяются вероятностными процессами.

2. Формирование "ледяной сетки" как жесткой структуры соответствует образованию устойчивой ПККС, что является основным признаком криогенной породы. Лед следует рассматривать, с одной стороны, как породообразующий минерал, с другой – как цементирующее вещество. Вид "ледяной сетки" в определенной степени случаен.

3. Консолидация ПККС за счет вымерзания жидкой фазы и метаморфизма льда.

4. Эволюция ПККС в условиях завершения фазовых переходов. Большинство криогенных пород в природных условиях не достигают этой стадии.

Текстурный уровень организации криогенной составляющей

Реализация возможности формирования ледяных элементов в грунтовом массиве является результатом наложения многих факторов, обусловленных как внутренними свойствами пород, так и внешними воздействиями. Среди них вещественный состав и теплофизические свойства пород, их строение, степень диагенетических преобразований, содержание свободной и рыхлосвязанной воды, температурные градиенты в зоне льдообразования и многие другие. В зоне фазовых переходов возникают различного рода напряжения и перераспределение вещества и энергии. В результате этих сложных взаимодействий в грунтовом массиве осуществляется пространственное перераспределение минеральной составляющей и воды в твердой фазе, формируя определенное строение мерзлой породы, называемое криогенным строением, а сама морфология ледяных элементов определяет криогенные текстуры. В табл. 1.9 представлены основные типы криогенных текстур в различных породах. Следует обратить внимание на некоторую условность характеристик криогенных текстур, отражающую случайные, вероятностные вариации их морфологии.

Криогенное строение является таким же неизменяемым компонентом криогенных геосистем, как их литогенная составляющая, отражающим

Таблица 1.9

Основные типы и виды криогенных текстур [Данилов, 1983]

Криогенная текстура (тип)		Криогенная текстура (вид)	Морфологическая характеристика	Литология и генезис отложений
1		2	3	4
Массивная (лед-цемент)		Контактная (1)	Лед-цемент развит только в местах наибольшего сближения обломочных зерен	Псефиты, псаммиты, алевриты различного генезиса
		Пленочная (2)	Лед-цемент покрывает тонкими пленками обломочные зерна	Псаммиты, алевриты различного генезиса
		Поровая (3)	Лед-цемент заполняет свободное пространство (поры) между соприкасающимися обломочными зернами	Псаммиты, алевриты различного генезиса
		Корковая (4)	Лед-цемент в виде корок покрывает крупные обломки	Псефиты различного генезиса
		Базальная (5) (атакситовая)	Куски породы беспорядочно расположены, лед образует цемент базального типа (преобладает над породой)	Псефиты, алевриты, пелиты различного генезиса
		Базальная (6) (эвтакситовая)	Куски породы располагаются в виде параллельных полос, лед образует цемент базального типа (преобладает над породой)	Алевриты, пелиты различного генезиса
Шлировая	Слоистая	Горизонтальная ритмичная (7)	Шлиры льда располагаются горизонтально, толщина их ритмично меняется по разрезу	–
		Горизонтальная равномерная (8)	Шлиры льда близкой толщины расположены вдоль горизонтальных плоскостей напластования пород примерно на одном расстоянии	–
		Волнистая (9)	Шлиры льда расположены вдоль волнистых плоскостей напластования пород	Мелководные бассейновые, ваттовые, пойменные алевриты, глины
		Линзовидная (10)	Шлиры льда расположены вдоль непараллельных (смещенных относительно друг друга) волнистых плоскостей напластования	Мелководные бассейновые, ваттовые, склоновые алевриты, суглинки, глины
		Косая (11)	Шлиры льда расположены вдоль наклонных пересекающихся плоскостей напластования	Мелководные бассейновые, русловые аллювиальные, водноледниковые пески

Окончание табл. 1.9

1		2	3	4
Шлировая	Слоистая	Параллельно-вогнутая (12)	Основные шлиры льда расположены в виде вогнутых полос-поясков	Тонкодисперсные отложения высокой поймы с полигонально-валиковым рельефом
		Параллельно-выпуклая (13)	Основные шлиры льда расположены в виде выпуклых полос- поясков	Тонкодисперсные пойменные и старичные отложения
		Наклонная (14)	Шлиры льда расположены наклонно и секут первично-седиметационную слоистость пород	Тонкодисперсные отложения прибрежной зоны водоемов
	Сетчатая	Сетчато-слоистая и слоисто-сетчатая (15)	Основные шлиры льда расположены вдоль плоскостей напластования, между ними сеть более тонких ледяных шлиров	Тонкодисперсные бассейновые, ваттовые, склоновые пойменные и старичные отложения
		Сетчатая (16)	Шлиры льда имеют различное направление, при пересечении образуют сетку	Бассейновые, склоновые суглинки
		Неполносетчатая (17)	Шлиры льда имеют различное направление, не пересекаются	Бассейновые, склоновые суглинки, глины
	Решетчатая	Решетчатая прямоугольная (18)	Параллельные горизонтальные шлиры льда соединяются более короткими вертикальными	Бассейновые горизонтально-слоистые глины, алевриты
		Неполнорешетчатая прямоугольная (19)	Параллельные горизонтальные шлиры льда с отходящими вниз вертикальными шлирами, не достигающими нижележащих горизонтальных шлиров	Бассейновые горизонтально-слоистые глины, алевриты
		Решетчатая наклонная (20)	Параллельные наклонные шлиры льда пересекаются шлирами противоположного направления	Тонкодисперсные отложения прибрежной зоны водоемов, склоновые
		Неполнорешетчатая наклонная (21)	Параллельные наклонные шлиры льда не пересекаются шлирами противоположного направления	Тонкодисперсные отложения прибрежной зоны водоемов, склоновые

условия и ход промерзания в определенном временном интервале. При разрушении криогенных геосистем, после повышения в них температур выше значений фазовых переходов и последующего промерзания, формируются новые образования, которые могут иметь ту же литогенную основу, но другое криогенное строение, следовательно, это будут уже другие системы.

Криоструктурный уровень

Данному уровню организации криогенных систем литосферы соответствует микростроение мерзлой породы и отдельных ледяных образований, формирующих текстуру криогенных фаций. Выделяют следующие основные виды структуры льда в грунте [Шумский, 1955]:

1) аллотриоморфно-зернистую (неправильно-зернистую) – кристаллы льда неправильные, деформированные под воздействием других зерен; кристаллографическая ориентировка беспорядочная;

2) панидиоморфно-зернистую (призматическую) – кристаллы имеют правильную форму и упорядоченную линейную ориентировку;

3) гипидиоморфно-зернистую, занимающую промежуточное положение между двумя первыми. Кристаллы льда или пластинчатые (сплющенные по главной оси), или столбчатые (вытянутые по главной оси).

Следует отметить, что изучение отдельных составляющих криогенных геосистем (литогенной, криогенной или теплофизической) не может дать полного представления о них, поскольку данные системы эмерджентны. Например, попытки по результатам изучения криогенных текстур определить историю формирования мерзлой толщи не могут привести к положительному результату.

1.3. ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Сегодня в науках о Земле преобладает подход, при котором основным изучаемым объектом является квазистационарная геосистема. В нашем случае – криогенная квазистационарная система. Под ней мы понимаем компонент криолитозоны, сложившийся в определенных пространственно-временных условиях, имеющий однородные характеристики, состояние которых поддерживается длительное время. Данные образования обладают общим качеством: в пределах каждого из них сохраняется структурный порядок и обеспечиваются параметры существования (температура, физико-механические свойства, структура и текстура). Однако в криосфере существует особая группа явлений и образований, которые не вписываются в эту структуру. Она приурочена к определенным областям и обусловлена нестабильностью, динамикой развития, неустойчивыми внутренними связями. Этим состояниям соответствуют этапы формирования криогенных систем, их перестройки и разрушения. Динамика переходных состояний связана с тем обстоятельством, что в них отсутствуют четко выраженные инварианты. Мы определяем данные области криосферы как переходные зоны [Хименков, 2002; Хименков, Брушков, 2006].

Строение и свойства устойчивых криогенных систем изучены довольно хорошо. Однако пограничные состояния, когда криогенные системы только формируются или, наоборот, изменяются после достижения критических возмущений, исследованы гораздо слабее. В общем виде устойчивость криогенных систем обусловливается возможностью сохранять отрицательную температуру и лед. В периоды неустойчивости система оказывается перед выбором, состоящим из нескольких сценариев: от сохранения динамического равновесия, как правило, с переходом в качест-

венно иное, но целостное состояние, до разрушения системообразующих связей. Данный класс явлений мы выделяем как переходные состояния и соответствующие им области пространства специфического строения как переходные зоны.

Именно в переходных состояниях реализуются преобразования, формирующие новые характеристики строения и свойств системы при достижении стабилизации и нового квазистационарного состояния. Основными причинами, вызывающими деформации криогенных систем, являются температурные и механические воздействия.

Упрощенно криолитозону можно представить как совокупность квазистационарных криогенных геосистем, обеспечивающих ее устойчивость на протяжении достаточно долгого времени в условиях значительных внешних воздействий. Переходные зоны приурочены к определенным областям и обусловлены нестабильностью, неустойчивыми внутренними связями. Основными причинами, вызывающими деформации криогенных систем, являются температурные и механические воздействия.

Можно выделить следующие типы переходных зон: первый тип соответствует стадии формирования или разрушения криогенных систем. Второй – общим или локальным деформациям существующих криогенных систем, при которых они полностью или частично переходят в новое состояние (изменение строения и свойств).

Степень устойчивости криогенных систем неодинаковая. Изменение какого-либо из параметров внешней среды влечет за собой соответствующую перестройку структуры криогенной системы (ее температурный режим, взаиморасположение ледяных элементов, мощность, содержание незамерзшей воды, льдистость). Устойчивость криогенной системы утрачивается после того, как ее температура поднимается до значений интенсивных фазовых переходов, и в ней начинают разрушаться связи, обусловленные наличием льда. Внешнее влияние на макросистему посредством определенных воздействий (температурных, механических) может привести к преимущественному возбуждению отдельных ее подсистем и вызвать при определенных условиях эффект резонанса. При этом они будут релаксировать быстрее и, возможно, по иному закону, чем система в целом. Еще одной отличительной особенностью переходных состояний является обратимость вектора развития. Если в квазистационарных системах развитие имеет определенную направленность, которая поддерживается самой структурой системы, то в переходных зонах, где структурированность уменьшается, развитие приобретает более вероятностный характер и может резко изменять направление развития, вплоть до обратного. В переходной зоне подсистемы криогенные системы получают большую свободу и самостоятельность. Воздействующий фактор (или группа факторов) избирательно влияет на отдельные подсистемы. Это определит тенденцию, динамику и конечный результат преобразования структуры и свойств криогенной системы. В каком-то смысле структуру переходных криогенных зон можно считать определенным образом закодированной информацией о направленности, интенсивности и стадии развития изменений.

Мы считаем возможным выделение особого научного направления в рамках геокриологии–геокриологии переходных состояний. Геокриология переходных состояний включает изучение особенностей строения, динамики и направленности изменений природной среды при формировании криогенных систем различного уровня, а также при переходе их из одного квазиустойчивого состояния в другое. Это имеет большое значение как при палеогеографических реконструкциях, так и при оценке устойчивости природно-технических систем. Данное научное направление потребует новых подходов при изучении изменения криогенных систем и нового понятийного аппарата. В настоящей работе не представляется возможным провести полное описание и дать характеристику всем переходным зонам криосферы, поэтому попытаемся рассмотреть некоторые из них в пределах выделенных типов.

Структура и свойства криогенных систем и криосферы в целом основываются на строении и свойствах кристалла льда, поэтому рассмотрим строение соответствующей переходной зоны.

Кристалл льда

Вблизи растущей поверхности кристалла льда формируется переходный слой, состоящий из ассоциаций молекул (кластеров), имеющих льдоподобные связи. Посредством их присоединения и осуществляется рост кристаллов. При этом кристалл льда представляет собой совокупность плоских, одинаково ориентированных пластин, перпендикулярных главной оптической оси. В растущем кристалле первичные блоки какое-то время "достраиваются", приходя в равновесие с новыми термодинамическими условиями. Спустя некоторое время связи укрепляются, и кристалл приобретает монолитное строение.

Перечислим некоторые особенности строения переходной зоны растущего кристалла льда.

1. У растущей поверхности наблюдается сочетание молекул воды и блоков льдоподобных структур (кластеров).

2. Нарастание кристаллов льда происходит дискретно путем присоединения кластеров.

3. Размеры кластеров и их количество определяются внешними условиями (температура, примеси, минерализация воды).

4. Присоединение кластеров к растущей поверхности определяется особенностями формирующейся структуры (кристалла льда); криопротекторы, например, способны препятствовать росту, присоединясь к поверхности кристалла.

5. Первоначально блоки, формирующие кристалл льда, имеют некоторое несогласование, и лишь через некоторое время при первичном диагенезе происходит его достройка.

При термическом разрушении льда (плавлении) наблюдается [Фролов, 1998]:

– разрыв сравнительно небольшой части водородных связей (10–15 %);

– появление значительного числа свободных молекул, внедряющихся в пустоты решетки, что обусловливает увеличение плотности вещества за счет формирования водородных связей, характерных для воды;

– тепловое движение, приводящее к непрерывному дроблению и "полимеризации" ассоциаций молекул, которые следует рассматривать как статистические образования.

Термическое разрушение кристаллов льда сопровождается развитием жидких ослабленных зон вдоль базисных плоскостей (цветы Тиндаля). Кристалл распадается на отдельные пластинки, потом разрушаются и сами пластинки. После разрушении льда, по мнению многих исследователей, в талой воде долгое время остаются льдоподобные структуры, придающие ей особые качества. При термическом разрушении кристалла льда повторяются, только в обратном направлении, те же процессы и возникает переходная зона, как и при его формировании.

Деятельный слой (слой сезонного промерзания или протаивания)

Деятельный слой, представляющий по определению С.В. Мюллера "слой породы над вечной мерзлотой, промерзающий летом и вновь замерзающий зимой" [Muller, 1947, p. 213], или, предпочтительнее, сезоннталый слой, как и сезонномерзлый слой, является сезонной криогенной геосистемой. Он играет чрезвычайно важную роль в теплообменных процессах. Именно он в первую очередь реагирует на климатические колебания или изменения поверхностных условий. Параметры деятельного слоя закладываются в инженерные расчеты и используются при составлении прогнозов. По существующим представлениям процесс протаивания мерзлой породы представляется как последовательное продвижение вниз плоской поверхности, выше которой находятся талые породы, а ниже – мерзлые. Исследования С.А. Харриса показали, что структура деятельного слоя на этапе летнего оттаивания гораздо сложнее. Он состоит из двух горизонтов [Харрис, 2005]. Верхний горизонт (оттаявший) не содержит ледяных включений и имеет положительную температуру. Его подстилает горизонт, имеющий положительную температуру близкую к 0 °С, но содержащий лед и воду. Данный горизонт автор предлагает назвать "кайма таяния" (thawing fringe). В засоленных грунтах "кайма таяния" может формироваться при отрицательных температурах. Ниже залегают мерзлые породы, переход к ним определяется по устойчивым отрицательным температурам. Формирование "каймы таяния", по мнению исследователя, происходит следующим образом. Когда начинается таяние, оно идет вдоль граней кристаллов и внешней поверхности льда, но оставшийся лед еще цементирует минеральные частицы и препятствует проникновению стального щупа. Кроме того, объем льда уменьшается при переходе в воду, и, таким образом, в породе увеличивается общий объем пор, по которым может просачиваться вода. Поэтому талая снеговая вода может просачиваться через горизонт пористого льда. Талая вода аккумулирует солнечное тепло, и вследствие этого ее температура станет выше 0 °С. Как отмечает автор, при определении мощности талого слоя щупом "кайма таяния" оказывает сопротивление, и

реальная мощность талой зоны оказывается заниженной. Общая температура в "кайме таяния" складывается из положительной температуры просачивающейся воды и температуры льда (0 °С). Ее мощность может значительно меняться в зависимости от конкретных литологических и морфологических условий и может быть сопоставима с мощностью талого горизонта. Мощность "каймы таяния" составляет десятки сантиметров. В статье приведен пример наличия горизонта с водой и льдом мощностью 1 м в торфяном массиве Тухитуа. Рассмотренный пример имеет большое теоретическое значение. Он показывает, что даже сезонные криогенные системы, находящиеся под сильным тепловым воздействием, разрушаются не по четко выраженным температурным границам. Как и в других криогенных системах, существует переходная зона, включающая структуры и связи, присущие как прошлой, так и формирующейся системам. "Кайма таяния", являясь частью талой зоны, при малейшем охлаждении может переходить в мерзлое состояние, поскольку уже содержит лед. Это, конечно, необходимо учитывать при теплофизических расчетах. Рассмотренный пример отражает общность строения любой переходной зоны – наличие одновременно локальных участков со строением, соответствующим как предшествующему состоянию, так и вновь формирующемуся. Если имеется устойчивый тренд изменения геосистемы, то фрагменты вновь формирующейся структуры будут разрастаться до тех пор, пока не сольются. В данном случае талые участки, постепенно проникая и расчленяя мерзлый слой, могут привести его к полному протаиванию.

Промерзание

При промерзании также наблюдается развитие переходной зоны. В промерзающем массиве горных пород сначала возникают отдельные ледяные кристаллы, которые затем, постепенно увеличиваясь, формируют криотекстуры. Образуется промежуточный "промерзающий" слой, имеющий в своем строении элементы мерзлой и талой породы. Л.В. Чистотиновым [1973] выявлено, что ниже границы макроскопического льдообразования существует слой грунта с отрицательной температурой толщиной 1–5 мм. По мнению Л.В. Чистотинова, льдообразование здесь присутствует в объеме пор грунта, т. е. как бы в скрытой "латентной" форме. Т.Н. Жесткова [1982] обнаружила в ходе экспериментов под слоем мерзлого грунта зону толщиной 3–4 мм. Данная зона с отрицательной температурой имела свойства талого грунта и была пронизана отдельными ледяными иглами. Ею дано замечательное описание контактной зоны горизонтального шлира [Жесткова, 1982, рис. 49]. "При просмотре под микроскопом с увеличением в 300–600 раз можно видеть, как изменяется ориентация кристаллов льда в зоне контакта с грунтом. На рисунке видно, что в направлении от минерального прослойка к ледяному шлиру в вертикальном срезе выделяются следующие слои: 1) цепочка разрозненных, часто не контактирующих между собой мелких кристаллов, ориентированных главной осью параллельно и перпендикулярно по отношению к изометрической поверхности; 2) кристаллы льда, ориентированные в основном перпендикулярно

к изометрической поверхности, по нормали к простиранию ледяного шлира; 3) несколько параллельных цепочек, состоящих из кристаллов льда, имеющих различную оптическую ориентацию главных осей; 4) цепочка более крупных кристаллов, ориентированных главной осью параллельно простиранию ледяного шлира..." [Жесткова, 1982, с. 45]. Лед, в свою очередь, отдельными языками проникает в грунтовый массив. Пока не до конца ясно, какими причинами определялось данное строение контактной зоны льда и грунта. Очевидно одно – наблюдаемая картина отражает значительные и разнообразные процессы, сопровождающие формирование ледяного шлира. Причем во времени соотношение этих процессов менялось.

В целом совокупность процессов и явлений, наблюдаемых в зоне промерзания, определяет значительное преобразование начальной структуры, плотности и прочности грунтов. Это вызывает их агрегирование и возникновение разнообразных "дефектных зон" [Ершов, 2002]. При достижении отрицательной температуры лед начинает формироваться сначала в крупных порах и по границам структурных отдельностей. При дальнейшем понижении температуры льдообразование осуществляется во все более мелких внутриагрегатных и межчастичных порах.

Таким образом, в сравнительно узкой зоне и в короткий промежуток времени, предшествующий переходу породы в мерзлое состояние, может происходить принципиальное преобразование ее первоначального строения. Формирование какого-либо ледяного элемента в этих условиях предопределить невозможно, это вероятностный процесс, поскольку одновременно взаимодействуют несколько факторов. Общим для переходной зоны в промерзающих породах будет наличие отрицательной температуры, отдельных ледяных элементов, окруженных средой, не содержащей льда, разнообразные направления миграционных потоков, объемные изменения, агрегирование и диспергирование. Мощность зоны может изменяться от миллиметров до десятков метров. Например, при промерзании морских осадков формируется переходная зона, включающая слои, сцементированные льдом и водоносные минерализованные, не содержащие лед горизонты, в том числе включающие и криопэги. Здесь переходная зона мощностью в десятки метров несет в себе элементы мерзлых и талых пород. Соответственно, время ее существования может изменяться от секунд до многих лет.

Протаивание

Устойчивость криогенной системы утрачивается после того, как ее температура поднимается до значений, характерных для интенсивных фазовых переходов, и начинают разрушаться связи, обусловленные наличием льда.

В оттаивающих грунтах влага получает большую подвижность и снова происходит процесс ее перераспределения. При этом обусловленные льдом цементационные связи между частицами породы и их агрегатами ослабляются или разрушаются. Перераспределение влаги в оттаивающих грунтах определяется рядом факторов: дисперсностью, минералогическим

составом, составом водно-растворимых веществ, сложением мерзлого грунта и характером его изменения при оттаивании, суммарной влажностью мерзлого грунта (вода + лед), водонепроницаемостью. В дисперсных, особенно глинистых, породах направление процессов при оттаивании в большинстве случаев обратно тому, которое наблюдается в промерзающих породах. Так, в промерзающих грунтах развиваются процессы накопления (часто в значительных количествах) влаги у фронта промерзания, льдовыделения, дегидратации, коагуляции и внутриобъемного сжатия, а также цементации минеральных частиц и их агрегатов. Для оттаивающих пород характерны процессы таяния льда, обратной миграции влаги из оттаивающего слоя, гидратации (обводнения), диспергации и внутриобъемного набухания.

Перераспределение влаги в оттаивающих дисперсных породах имеет некоторые общие черты с процессом ее миграции при промерзании. В обоих случаях влага передвигается в направлении тепловых потоков – из более теплых участков в более холодные. Экспериментальными исследованиями установлено, что и при протаивании может идти процесс дополнительного льдовыделения и пучения в мерзлой зоне у фронта протаивания, когда влага из оттаивающего грунта подтягивается в мерзлую область в результате температурного градиента и вымерзает, увеличивая мощность ледяных шлиров [Ершов, 1986].

Скорость оттаивания мерзлого грунта прежде всего зависит от содержания льда. Кроме того, она зависит от текстуры мерзлого грунта. Чем мельче ледяные включения, тем больше их контактная поверхность, тем быстрее фазовый переход. Горизонтальные и вертикальные прослойки льда замедляют протаивание.

В оттаивающих крупнодисперсных породах (гравий, щебень, песок) изменения содержания влаги, как и при замерзании, в большинстве случаев не происходит. В этих породах влага, образовавшаяся при таянии льда, как правило, удерживается на поверхности частиц скелета.

Снежный покров

В Европе, Азии или в Северной Америке почти нет территории, которая хотя бы однажды не покрывалась бы снегом. Изучение снежного покрова имеет долгую историю. В трудах А.И. Воейкова, Б.П. Вейнберга, А.Б. Добровольского, В. Паульке, П.А. Шумского, Б.А. Савельева, В.М. Котлякова и других исследователей подробно рассмотрены вопросы формирования, распространения, преобразования и разрушения снега. В настоящей работе нас прежде всего интересует снег как криогенная система, развивающаяся от первичного снега к стабильному снежному покрову и к его последующему разрушению.

Снежный покров – сезонная горная порода, состоящая из выпадающих и нарастающих ледяных кристаллов, паров воды, прослоек и включений льда, жидкой воды, различных органических и минеральных примесей [Рихтер, 1969]. Материалом для формирования снежного покрова служат атмосферные ледяные кристаллы и сростки кристаллов первич-

но идиоморфного строения с изотропными свойствами сублимационного и конжеляционного генезиса, начиная от снежинок и кончая ледяным дождем.

Петрографы рассматривают снежный покров как особую разновидность осадочной ледяной породы атмосферного происхождения, отличающуюся большой пористостью. Он характеризуется чрезвычайной изменчивостью свойств, строения, высоты во времени и пространстве и повсеместно распространен в полярных и субполярных районах Земли. Снегонакопление происходит в основном в первую половину зимы. На равнинной территории России наибольшая за зиму высота снежного покрова изменяется от 0.2 до 0.8 м. В континентальных районах Сибири (Центральная Якутия, Забайкалье) она составляет всего 0.3–0.4 м. На побережье арктических морей высота снежного покрова с запада на восток вначале уменьшается с 0.5–0.6 м (побережье Белого моря) до 0.3 м (Таймыр), затем вновь возрастает. На Дальнем Востоке снежный покров местами отличается особенно большой мощностью. Больше всего снега в мире в течение года (31 102 мм) выпадало в местечке Парадайс в штате Вашингтон, США. Рекордный по количеству выпавшего снега (4800 мм) снегопад зафиксирован 13–19 февраля 1959 г. на горе Шаста, штат Калифорния. Самый обильный однодневный снегопад был в Силвер-Лейке, штат Колорадо, 14–15 апреля 1921 г., когда за сутки выпало 1930 мм снега. На территории России наибольшая длительность залегания устойчивого снежного покрова на побережье арктических морей (240–260 дней в году), наименьшая – в южных районах Средней Азии (20 дней и менее). В континентальных районах Сибири она составляет 200–220 дней, а в средней полосе европейской части СССР – 100–140 дней в году. Изменение длительности залегания устойчивого снежного покрова в целом подчиняется широтной зональности [Рихтер, 1945].

Снежный покров, являясь аналогом осадочной породы, в значительной мере зависит от поверхности, на которой отлагается; большим разнообразием отличаются и условия, сопровождающие формирование снега, – это в первую очередь ветровые характеристики, температура и влажность воздуха. В результате сочетания перечисленных факторов формируются тела различного строения и формы. Покров свежеотложенного снега образуется при интенсивном снегопаде в виде пятен, полос или полей свежего снега. Чередование ветров разной силы и направления приводит к формированию ячеисто-бугристого микрорельефа, сложенного снегом разного возраста и структуры.

С момента отложения снег практически сразу начинает подвергаться преобразованиям. Происходит "старение" снега с переходом от свежевыпавшего к молодому и старому снегу различной степени зернистости [Коломыц, 1969].

Изменения снежного покрова под воздействием внешних условий, включающие поверхностные изменения формы и размеров кристаллов, их внутренние деформации и взаимное смещение кристаллов или их частей, нарушение связей между ними, называют метаморфизмом. Впервые это

определение применительно к оценке преобразований снежного покрова встречается в работе Х. Бадера. [Bader et al., 1939]. Выделяются два вида метаморфизма – деструктивный и конструктивный. Деструктивный метаморфизм начинается с распада свежевыпавших крупных звездообразных и дендритовых кристаллов снега на отдельные части. Наиболее мелкие частицы испаряются, а пар сублимируется на более крупные, которые при этом увеличиваются в размерах, приобретая округлую изометричную форму. Этот процесс сопровождается зарастанием узких щелей между кристаллами, способствуя увеличению контактов и сцеплению между ними.

Конструктивный метаморфизм характеризуется интенсивным ростом некоторых кристаллов, ориентированных в благоприятных для этого процесса положениях за счет поглощения ими других. При этом число зерен в единице объема снега и удельная поверхность непрерывно уменьшаются. Поскольку контакты и связи между зернами (сросшимися кристаллами) увеличиваются медленнее, чем происходит рост отдельных кристаллов, часто наблюдается ослабление в течение времени внутреннего сцепления [Савельев, 1971]. Сущность процессов перекристаллизации заключается в самопроизвольном росте размеров и сложности (набор различных форм) кристаллов, изменении взаимного расположения и связи между ними, уменьшении общего числа кристаллических зерен. В процессе перекристаллизации первоначально изотропный снег утрачивает свою первичную структуру. В ней образуются более или менее крупные ледяные зерна перекристаллизованного (зернистого) снега. Уплотнение и перекристаллизация в снеге тесно связаны между собой. Большая пористость вначале создает условия, в равной мере благоприятные для обоих процессов. Однако в дальнейшем перекристаллизация и уплотнение становятся противодействующими друг другу процессами. Антагонизм между уплотнением и сублимационной перекристаллизацией настолько резок, что в условиях, способствующих одному из этих процессов, течение другого процесса может полностью подавляться. В результате из-за различий условий в начальную стадию диагенеза могут возникать противоположные типы развития данного слоя снега или снежного покрова в целом – развитие в сторону уплотнения при преобладании оседания, и развитие в сторону разрыхления при преобладании сублимационной перекристаллизации. Развитие первого типа ведет к быстрому увеличению объемного веса при отсутствии роста зерен, а второго – к быстрому росту размера кристаллов при сохранении начального объемного веса.

Снежный покров является одной из немногих криогенных систем, которые на всем протяжении своего существования остаются на этапе переходного состояния. В силу высокой пористости, незначительной прочности, а также подверженности любым атмосферным влияниям в снежном покрове постоянно происходят тепломассообменные процессы, сопровождающиеся структурными изменениями и фазовыми переходами. Снежный покров является саморегулируемой системой, в которой структура и свойства меняются в зависимости внешних воздействий. Это обстоятельство чрезвычайно важно, поскольку снег оказывает значительное влияние на

состояние сезонных и многолетних криогенных геосистем. Значительная пространственно-временная изменчивость свойств снежного покрова сильно затрудняет любые расчеты или моделирование изменения температуры пород.

Для рассмотрения особенностей разрушения снежного покрова в очередной раз воспользуемся классической работой Б.П. Вейнберга [1940]. Кроме непосредственного действия теплого воздуха, в процессе разрушения снежного покрова большую роль играет на первых порах солнечная радиация, являющаяся главной причиной образования наста, а затем его разрушения и обычного превращения в щетину более или менее острых ледяных шипов. С течением времени начинает преобладать действие теплого воздуха, особенно ветра, превращающего снежный покров в кашеобразную смесь остатков снежинок и воды. В течение первой половины весеннего таяния снега снизу по высоте располагаются ледяные корки незначительной толщины, далее идет сильно уплотненная и сыроватая масса снега, которая в верхних слоях своего покрова переходит в рыхлую и достаточно пористую снежную массу. Во второй половине периода весеннего таяния снега над таким слоем начинают течь потоки талой воды, которые при наличии препятствий, например от "снежных заломов", представляющих собой обвалившиеся части талого слоя, достигают заметной высоты, образуя большой подпор. При достаточно большой мощности этих потоков они приподнимают снежный покров, отламывают от него большие куски – "снежницы".

В силу слабых структурных связей разрушение снежного покрова происходит быстро. Но при этом, как и в других криогенных системах, наблюдается четко выраженное переходное состояние. Таяние на поверхности происходит с различной скоростью, вследствие чего здесь развиваются специфические формы рельефа. Формируется рыхлая масса, содержащая воду как в твердом, так и в жидком состоянии. Внутри снежной массы образуются локальные ледяные горизонты и водные потоки. Таким образом, во всем объеме снежного массива наблюдаются интенсивные тепломассобменные процессы, постепенно разрушающие его сплошность. Сплошной снежный покров постепенно распадается на отдельные уменьшающиеся массивы, причем некоторые из них могут, особенно на севере, сохраняться до осени.

Водные льды

В среднем около 0.003 % ($4 \cdot 10^{13}$ т) воды Мирового океана и поверхностных водоемов находится в твердом состоянии. Основной составляющей льдов гидросферы является морской ледяной покров, площадь которого в течение года изменяется от $28 \cdot 10^6$ км^2 в сентябре–октябре до $18 \cdot 10^6$ км^2 в марте, причем если в северном полушарии площадь ледяного покрова в этом интервале времени возрастает от 9Ч10^6 до $16.5 \cdot 10^6$ км^2, то в южном полушарии она уменьшается от $18 \cdot 10^6$ до $2.5 \cdot 10^6$ км^2. На южных окраинах арктических морей ежегодно может нарастать и таять до 2 м льда, тогда как в центральной части Северного Ледовитого океана за лето оттаивает в среднем лишь около 0.5 м.

В общем виде развитие сезонного слоя льда от возникновения до разрушения можно представить в виде закономерно сменяющих друг друга стадий [Савельев, 1963].

Первая стадия (объемного роста) относится к периоду образования первичного слоя льда. На первом этапе льдообразования, при малой толщине ледяного покрова градиенты температуры могут достигать 10 °С/см. Переохлаждение воды (ΔT) у фронта кристаллизации оказывается заметным ($\Delta T > 0.1$ °С) и охватывает слой воды толщиной до 5 мм. При таких условиях от поверхностных кристаллов в слой переохлажденной воды разрастаются дендритные выросты в направлениях, параллельных базисным плоскостям. Характерной особенностью строения поверхностных слоев является быстрое изменение размеров кристаллов по толщине ледяного покрова. Разрастание одних и выклинивание других первичных кристаллов, возникновение новых кристаллов вследствие критического рассогласования кластеров, встраивающихся в дендриты, взаимопроникновение и деформация дендритов ведут, с одной стороны, к усложнению формы кристаллов, с другой – к проявлению в структуре льда столбчатости, удлиненности кристаллов в направлении роста. Этот поверхностный 1–2-сантиметровый слой ледяного покрова можно охарактеризовать как горизонт "объемной" кристаллизации, или горизонт дендритного роста. Разрастание лучей-дендритов в пределах слоя происходит со скоростью до 10^{-2} см/с при средней скорости роста кристаллов 10^{-4}–10^{-3} см/с. Разрастание и взаимопроникновение лучевых отростков ведет к формированию ажурной ледяной решетки, которая после замерзания межскелетной воды превращается в ледяную корку, сложенную хаотично ориентированными удлиненными кристаллами, аллотриоморфными и гипидиоморфными. Обычно формирование этого горизонта завершается через несколько часов после возникновения поверхностного слоя льда.

Следует обратить внимание на то, что описанная Б.А. Савельевым стадия объемного роста является типичной переходной зоной, где в одном слое образуется множество центров кристаллизации, он пронизан разнонаправленными кристаллами льда, и здесь же существует значительный объем незамерзшей воды.

На второй стадии происходит замедление роста ледяного покрова, наступает вторая стадия развития ледового покрова (ортотропного роста) [Шумский, 1955]. При толщине ледяного покрова 3–10 см и термических условиях, характерных для начала зимнего периода (–5...–15 °С), градиент температуры во льду снижается до 1–5 °С/см, переохлаждение воды перед фронтом кристаллизации – до 0.02–0.05 °С, а дендритный механизм роста кристаллов сменяется на сплошной. Быстрый рост кристаллов, ориентированных базисными плоскостями субвертикально к поверхности льда (параллельно тепловому потоку), при таком переохлаждении ведет к выдвижению их вперед и боковому разрастанию выдвинувшейся части. Эта часть ледяного покрова обычно сложена длиннопризматическими кристаллами более или менее идиоморфных очертаний. Средняя скорость роста кристаллов в этой части ледяного покрова составляет около 10^{-4} см/с, толщина горизонта может достигать 10–15 см, а время его формирования занимает

около суток. На поверхности растущих кристаллов льда наблюдаются параллельные ряды пластинчатых кристаллов. Толщина выступов от нескольких миллиметров до 2–3 см.

При дальнейшем увеличении толщины льда и отложении снежного покрова градиент температуры снижается до 0.1–0.5 °С/см, переохлаждение воды у фронта кристаллизации – до 0.001–0.01 °С, а скорость роста – до 10^{-5} см/с. На этом этапе развития ведущим фактором формирования структуры ледяного покрова становится анизотропия теплопроводности льда. Лучший отвод тепла от поверхности роста происходит через кристаллы, ориентированные базисными плоскостями перпендикулярно тепловому потоку (параллельно поверхности льда). Это дает им преимущество в росте, и они выдвигаются вперед, вытесняя кристаллы с другой ориентировкой. Эта часть ледяного покрова формируется льдом, сложенным длиннопризматическими кристаллами, одни из которых постепенно разрастаются, а другие выклиниваются. Характерными особенностями данного горизонта ледяного покрова являются низкое содержание примесей, прозрачность, идиоморфные очертания кристаллов и преобладание кристаллов с вертикальной ориентацией главных оптических осей. Формирование горизонта продолжается до тех пор, пока градиент температуры в ледяном покрове остается менее 0.5 °С/см, а на внешней поверхности ледяного покрова существуют условия, обеспечивающие отвод тепла кристаллизации.

Свежеобразовавшийся лед первое время испытывает непрерывные структурные изменения (первичный диагенез). Они обусловлены релаксацией структурного несовершенства зерен, неравновесных по концентрации дефектов различных типов к новому термодинамическому состоянию. Процесс рекристаллизации идет в широком диапазоне температуры, однако с наибольшей интенсивностью "первичный диагенез" льда развивается в зоне, прилегающей к границе раздела фаз при температуре, близкой к точке фазового перехода. Выделение энергии "первичного диагенеза", которая по сути является составной частью общей энергии фазового перехода и может достигать 40 Дж/м^3, ведет к изменению профиля температуры в пределах этой узкой зоны ледяного покрова и к уменьшению переохлаждения воды на фронте кристаллизации. В зависимости от температуры и давления процесс релаксации может длиться часы, дни, месяцы. В течение этого времени изменяются механические, электрические, химические и другие свойства льда [Шавлов, 1996].

На стадии сплошного роста переходная зона включает область ледяного покрова, охваченную "первичным диагенезом". Для нее характерно наличие значительных объемов незамерзшей воды, структурная перестройка, интенсивные тепломассообменные процессы.

Выше была рассмотрена последовательность процессов формирования ледяного покрова водоемов по вертикали. Представляет интерес исследование морфологических особенностей формирования ледяных покровов на больших площадях. Н.Н. Зубовым [1938] дано детальное описание последовательности формирования ледяных покровов в арктических морях, которым мы воспользуемся. При спокойном состоянии моря и отсутствии ветра на поверхности моря образуются мелкие кристаллы в виде ледяных

игл, распространяющихся во все стороны и переплетающихся друг с другом. Эти первичные образования постепенно разрастаются и срастаются, образуя на поверхности моря пятна налета, по виду напоминающего застывающее сало, а потому и называемого ледяным салом (grease). При ветре и сильном волнении сало сбивается в куски белесоватого цвета, называемые шугой. Шуга – скопления рыхлого губчатого льда в водной толще или на поверхности водоема, которые образуются главным образом из кристалликов глубинного (внутриводного и донного) льда.

При легком волнении льдообразование иногда исходит как бы из многих центров, и тогда образуются диски диаметром от 30–50 см до 3 м, толщиной до 10–15 см, с приподнятыми краями вследствие удара льдин одна о другую. Это так называемый блинчатый лед, являющийся наиболее распространенной начальной формой льда в море. Характерным для блинчатого льда является то, что его диски имеют по краю небольшой валик, как следствие трения одного диска о другой, что придает последним вид плоских сковородок. Крупные диски образуются в результате спаянности более мелких начальных дисков. Таким образом, путем спаивания диски блинчатого льда могут достигать диаметра 2 м. Дальнейшее охлаждение влечет за собой утолщение и смерзание дисков друг с другом, в конце концов образуя более или менее обширные поля сплошного молодого льда, причем валики на их краях высотой 1–2 см выглядят еще белее, чем сами диски, придают поверхности замерзающего моря вид, будто бы покрытого белой сеткой.

Выпадение снега на поверхность моря всегда ускоряет льдообразование. Поверхностный слой при этом опресняется, охлаждается, кроме того, в воду добавляются ядра кристаллизации. При выпадении снега на поверхность моря, температура которой ниже нуля, снег не тает, а формирует мягкую тестообразную массу, называемую снежурой. Снежура даже при высоких температурах воздуха вызывает в ближайших охлажденных слоях воды образование ледяных игл. При волнении и ветре снежура, подобно шуге, сбивается в полосы, состоящие из снежных комков, пропитанных морской водой.

В отдельных случаях льдообразование начинаетея не на поверхности моря, а на глубине – возникает глубинный лед, а иногда в мелководных районах и даже на дне моря – донный лед. Когда лед, образовавшийся на глубине, достигает определенных размеров, он всплывает на поверхность моря в виде шуги и включается в молодой лед.

Льдообразование в большинстве случаев начинается от берега и с отдельных льдин и кромки и постепенно распространяется в море. Поэтому, как правило, можно увидеть все стадии образования льда одновременно.

Верхняя поверхность молодого льда обычно гладкая или слегка волнистая. Нижняя в период льдообразования, наоборот, очень неровная, и в некоторых случаях похожа на щетку из ледяных кристаллов. Непосредственно под нижней поверхностью молодого льда при его толщине 2–3 см располагается слой морской воды в 10 см и более, насыщенный ледяньми кристаллами, которые постепенно прирастают ко льду снизу и таким образом увеличивают его толщину.

После того как поверхность моря покроется сплошным ледяным покровом, дальнейшее нарастание льда снизу идет уже исключительно за счет теплопроводности через лед и покрывающий его снежный покров и лучше поддается расчету. Продолжающееся нарастание снизу приводит к образованию ледяного покрова, достигающего в полярных районах толщины 2–3 м.

Для ледяных покровов структура переходной зоны характеризуется теми же особенностями, что и рассмотренная ранее. Прежде всего это наличие множества центров кристаллизации, а также существование в одном слое ледяных разноориентированных ледяных кристаллов и незамерзшей воды. Ледяной покров не формируется по всей водной поверхности одновременно. Вначале это многочисленные локальные ледяные образования. Их развитие обусловлено многими факторами – глубиной бассейна, близостью суши, волновой деятельностью, морскими течениями и др. То есть, как и для сухопутных условий, температура атмосферы является лишь фоновым фактором. И лишь через определенный период путем постепенного объединения мелких локальных ледяных образований в более крупные формируются сплошные ледяные покровы.

Термическое разрушение льда, так же как и его формирование, является многоступенчатым процессом. На стадии разрушения льда таяние происходит сверху и снизу. В результате поглощения лучистой энергии льдом и действия тепловых потоков в ледяном покрове начинаются процессы объемного таяния.

По данным Н.Н. Зубова [1938], таяние морского льда в Арктике делится на несколько стадий.

1. Первой стадией считается возникновение внутренних деформаций, после того как температуры, достигнув своего минимума при формировании льда, начинают повышаться. Эти внутренние деформации сопровождаются нисходящим движением рассола и увеличением пористости льда.

2. С появлением солнца над горизонтом на поверхности снега развивается ледяная корка, под которой начинается накопление солнечной радиации.

3. При дальнейшем росте высоты солнца над горизонтом и развитии суточного хода температуры воздуха начинается уплотнение снежного покрова, оплавление резких выступающих частей льдин и образование термических трещин.

4. Весной, с усилением инсоляции и выпадением дождей, прежде всего начинает таять снег на льду, ледяной покров иногда покрывается слоем воды – снежницы. Одновременно идет опреснение льда за счет вымывания рассола.

5. После развития проталин, трещин и пор начинается уход снежной воды под лед с образованием подледного льда. Ледяной покров всплывает и осушается, причем он становится пористым и сильно ослабевает,

6. Начинается разлом протаявших полей льда на более мелкие части, идет увеличение трещин, под действием течения, волнения или ветра лед превращается из сплошного в крупно- и мелкобитый плавучий. Происхо-

дит округление и измельчение образовавшихся обломков льда. Процесс от появления снежницы до вскрытия продолжается от нескольких суток до месяца и более, в зависимости от климатических условий места и от погоды.

7. Последней стадией разрушения является распадение льдов на отдельности (ледяные иглы и округлые льдышки).

Следует отметить, что разрушение льда, достигшего температуры таяния, начинается во всей его толще [Вейнберг, 1940]. Поскольку в ледяном покрове всякого водоема, даже с маломинерализованной водой, кристаллы отделены друг от друга тончайшими прослойками растворов солей, выделившимися при замерзании, благодаря более низкой температуре плавления этих прослоек таяние начинается именно с них. При этом около прослоек образуются полости с пониженным давлением (вследствие разности объемов льда и талой воды). Вакуум полостей очень невелик, однако он все же достаточен для того, чтобы способствовать проникновению в толщу льда воздуха, постепенно втягиваемого из атмосферы, что значительно увеличивает общее содержание полостей во льду. Лед мутнеет и становится рыхлым. Такие полости таяния (прожилки) нередко соединяются между собой тонкими полостями и образуют цепочки. Диаметр их обычно колеблется от 0.1 мм до примерно 1 мм. Увеличиваясь, они переходят в каналы диаметром от 1 до 5 мм и более, а при дальнейшем их росте кристаллы льда теряют связь и распадаются на иглы (отдельные кристаллы), которые затем тают каждая сама по себе. Такое распадание наблюдается в реках и пресных озерах повсеместно.

Переходное состояние разрушающихся плавучих льдов характеризуется постепенным разрушением внутренних структурных связей. При этом крупные ледяные образования распадаются на все более мелкие фрагменты, вплоть до отдельных кристаллов и составляющих их элементов в виде ледяных игл. Таяние льда происходит не путем последовательных фазовых превращений на поверхности, а путем объемных изменений, когда в ледяном массиве существуют одновременно и ледяная составляющая, и вода в жидкой фазе, и воздушные полости.

Ледники

Из накапливающегося снега образуются ледники – массы льда, способного перемещаться так же, как река. В ледниках сосредоточено 98 % пресного льда, они покрывают около 11 % поверхности суши. Объем льда всех ледников Земли достигает 26 660 км^3; если его распределить равномерно по суше, то она оказалась бы покрыта слоем в 182 м толщиной. Размеры ледников изменяются в большом диапазоне: от мощной шапки льда площадью в миллионы квадратных километров, закрывающей собой целый материк или громадный остров (Антарктида, Гренландия), до мелких каровых ледников Приполярного Урала, имеющих в длину не более 100–200 м, площадью от десятых и менее частей квадратного километра. Время их существования колеблется от нескольких сотен до сотен тысяч и

миллионов лет [Калесник, 1963]. Рубежом между ледниками и неледниками является переход от неподвижности к движению. Пока скопление снега неподвижно – это снежник; когда оно приходит в движение, т. е. приобретает новое качество в своем развитии, тогда перед нами ледник; когда ледник в результате деградации прекратит движение – это уже мертвый лед, т. е. бывший ледник [Там же]. Движение льда в ледниках осуществляется двумя основными способами: 1) путем вязкопластического течения и 2) путем глыбового скольжения по ложу и внутриледниковым разрывам и сколам. Скорость движения льда в ледниках различных размеров и типов колеблется в очень широких пределах. Скорость движения в малых ледниках редко превышает несколько метров в год, в горно-долинных ледниках она изменяется от первых десятков до сотен метров в год. В выводных и шельфовых ледниках Антарктиды скорость движения льда достигает 300–1200 м в год, в концевых частях выводных ледников Гренландии – 10 км в год. При подвижках пульсирующих ледников лед может двигаться со скоростью сотни метров в сутки, проходя за несколько месяцев 8–10 км [Долгушин, Осипова, 1989].

С общеклиматической точки зрения для возникновения ледников нужны твердые осадки в течение зимы или круглого года и низкие температуры, особенно летом, чтобы ежегодно мог оставаться слой нерастаявшего снега. Ледники зарождаются, достигают своего наибольшего развития, а затем, когда обстановка изменяется, умирают. Американский гляциолог В.Г. Хоббс (V. Hobbs) в 1910 г. выдвинул идею эволюции ледников и ввел понятие цикла оледенения (cycle of glaciation), подразумевая под этим известную последовательность климатических изменений; цикл оледенения подразделяет на две фазы – прогрессивную (advancing hemicycle) и регрессивную (receding hemicycle).

Прогрессивная фаза оледенения характеризуется тем, что на определенной территории все большая площадь последовательно захватывается ледниками. Зародышевые ледники, возникшие на самых высоких уровнях рельефа, неуклонно превращаются в более крупные и сложные ледниковые тела. Ледники вершин и склонов переливаются в долины, образуя долинные ледники; последние, увеличиваясь в размерах, объединяются в верховьях. Концы их, выползая из гор на предгорную равнину, тоже сливаются в огромные ледники горных подножий. В дальнейшем массы льда покрывают горную страну все больше: погребаются подо льдом не только долины и перевалы между ними, но и вершины. Только самые высокие торчат в одиночку или группами над огромным снежным полем, поверхность которого в сглаженной форме отражает неровности закрытого льдом рельефа. Затем снег хоронит и эти вершины; мощность льда становится больше, чем неровности рельефа, и возникает ледниковый щит с характерной для него равновесной плосковыпуклой поверхностью [Калесник, 1963].

Совокупность ледников, объединенных территорией, сходными особенностями взаимодействия с окружающей средой, внутренними взаимосвязями и общими пространственными законами их изменения, образует

иерархически организованные ледниковые системы. В развитии ледниковых систем можно выделить несколько стадий: 1) развиваются отдельные ледниковые тела, усложняется их строение, при этом сохраняется их индивидуальность; 2) ледники сливаются в системы, при этом стираются индивидуальные черты, и жизнь отдельных компонентов существенно зависит от жизни остальных; 3) при слиянии таких систем образуются ледниковые щиты. Развитие ледниковых систем из-за климатических условий может остановиться на любой стадии.

Регрессивная фаза оледенения характеризуется отмиранием ледниковых покровов. В зависимости от конкретной географической обстановки это происходит по-разному. При отступании ледник до определенного времени сохраняет свой тип, пока не подойдет к стадии распада. Тогда, став неустойчивым, он быстро расчленяется на несколько ледников, каждый из которых отступает на горный склон, приобретая вновь состояние устойчивости. Когда оно сменяется новым состоянием неустойчивости, это приводит к полному уничтожению образовавшихся нескольких ледников. В эпоху сокращения оледенения состояния ледников меняются скачкообразно: от одной устойчивой формы они скачком переходят через промежуточную неустойчивую форму к низшей устойчивой форме. Этим и объясняется преобладание устойчивых форм и редкая встречаемость неустойчивых форм, так как через последнюю ледники проходят очень быстро [Колесник, 1963]. В период деградации ледник вместе с климатом может испытывать обратимые колебания и в определенных пределах, увеличиваясь и уменьшаясь, существовать достаточно длительное время. Однако существует предел уменьшения размеров; при достижении критической величины ледник разрушается необратимо.

Границы криолитозоны

Переходная зона между областями распространения талых и многолетнемерзлых пород имеет те же особенности, что и аналогичные зоны рассмотренных ранее криогенных геосистем, включая кристаллы льда. В пределах этих зон одновременно существуют участки с параметрами формирующейся криогенной системы и параметрами среды, в которой она формируется. Для краевой части криолитозоны характерной чертой переходной зоны является дискретность распространения мерзлых участков. В геокриологии она выделяется как зона островного распространения многолетнемерзлых пород. Комплекс поверхностных условий (растительность, снежный покров, состав пород, экспозиция и угол наклона поверхности) приводит к формированию в одних случаях толщ с отрицательной температурой, в других – с положительной. Температура мерзлых пород здесь находится в диапазоне 0...–1 °С (иногда до –2 °С). Ширина перехода от талых пород к ММП составляет от десятков до нескольких сотен километров. В данном температурном диапазоне породы находятся в неустойчивом состоянии, поэтому их поведение как в стадии формирования, так и в стадии разрушения на конкретном участке трудно прогнозировать. Например,

заболачивание территории талых пород может вызвать их промерзание, что в свою очередь уменьшит дренированность, усилит заболачиваемость и приведет к устойчивому и направленному понижению температуры. То же заболачивание может увеличить поверхностную обводненность, привести к развитию терморкарста, протаиванию и установлению положительных температур. Обратные и прямые связи между изменением поверхностных условий и поведением криогенных систем возникают не только при их формировании, но и при разрушении. Многообразие взаимодействующих факторов может создавать синергетические эффекты, ускоряющие как развитие, так и разрушение. При смещении в область более низких температур область распространения мерзлых тощ будет увеличиваться до тех пор, пока не сформируется их сплошной массив. Соответственно, при смешении к югу количество мерзлых участков будет уменьшаться.

На севере криолитозоны наблюдается та же закономерность. То есть формирование мерзлых толщ определяется поверхностными условиями, наблюдается дискретность, вначале появляются отдельные мерзлые участки, которые затем, разрастаясь, формируют обширные массивы. Причина возникновения таких участков заключается в особенностях осадконакопления в прибрежной части арктических морей. Сначала появляются мелководья (подводные валы, "кошки"), где после смерзания припайных льдов с дном начинали формироваться участки ММП. Затем над уровнем моря поднимаются и продолжают промерзать острова, бары, косы. Наконец, при заполнении лагун и прибрежных озер формируется единый мерзлый массив. Для низменных побережий Восточно-Сибирского моря П.Ф. Швецов [1963] описал переходную зону при движении в обратном направлении от материка к побережью (с юга на север). "Сначала появляются удаленные друг от друга солоноватые озера. Постепенно число и размеры их, а также соленость воды возрастают; участки суши, затопляемые при нагонных ветрах, все уменьшаются, постепенно превращаются в своеобразные манжеты и перемычки, пока не исчезнут, уступив все пространство мелкоморью" [Швецов, 1963, с. 35–36].

Строение краевых частей области распространения многолетнемерзлых пород показывает, как происходит их формирование и разрушение. При направленном формировании дискретное развитие мерзлых толщ, путем возникновения первичных грунтовых криогенных систем с последующим нарастанием площади и возникновением новых, по-видимому, является обязательным условием.

То же можно сказать и о разрушении. Сначала температура повышается до определенных значений, затем единый мерзлый массив начинает распадаться на отдельные самостоятельные криогенные системы, связанные с поверхностными условиями, далее все будет зависеть от соотношения климатических и ландшафтных изменений. При определенных условиях могут сформироваться устойчивые криогенные системы, которые сохранятся и при значительном потеплении, например на участках развития болот с мощными торфяниками.

Общее в структуре переходных зон

Подводя предварительный итог рассмотрению переходных зон криосферы, выделим их общие свойства.

1. Переходные зоны отличаются более сложной структурой и бульшим числом показателей свойств, чем строение смежных сред; в строении переходной зоны присутствуют элементы обеих сред.

2. В переходных зонах количество локальных изолированных первичных криогенных элементов на начальных этапах увеличивается, при дальнейшем росте они начинают смыкаться, формируя структуру криогенной геосистемы. При разрушении криогенной системы наблюдается обратный процесс, постепенный переход от целостного состояния к образованию все более изолированных фрагментов.

3. Время криогенных преобразований пород в переходной зоне невелико по сравнению со временем существования в немерзлом или многолетнемерзлом состоянии.

4. Параметры и строение переходных зон зависят от поверхностных условий и имеют значительную пространственную изменчивость.

5. Совокупность преобразований в переходной зоне определяет строение квазистационарных криогенных систем, которое сохраняется на весь период их существования.

6. По сравнению с квазистационарными криогенными системами переходные зоны отличаются большей динамичностью (скоростью изменений) и изменчивостью.

7. Размеры переходной зоны зависят от масштаба природного объекта.

8. Преобразования в криосфере начинаются в переходных зонах. Если на каком-либо участке формируется криогенная система, то все ее элементы последовательно пройдут через этап пребывания в переходной зоне.

9. В пределах переходных зон наблюдается общая закономерность. При движении от периферии по направлению к формирующейся криогенной системе объем затронутой криогенезом породы (среды) увеличивается.

С учетом выделения переходных зон мы рассматриваем криосферу как иерархически организованную систему, состоящую из соподчиненных стабильных квазистационарных криогенных подсистем и динамичных переходных зон. При изменении внешних условий именно в переходных зонах начинается перестройка криосферы.

В настоящее время не представляется возможным подробно рассмотреть основные переходные зоны криосферы. Однако это направление исследований представляется важным, так как позволяет изучать динамику криосферы с позиции преобразования ее структуры – путем разрушения и трансформации одних квазистационарных криогенных систем и формирования других. Этот подход основывается на допущении существования особых зон повышенной активности, где и осуществляются преобразования.

1.4. ДЕФОРМАЦИИ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

Деформации при фазовых переходах (оттаивание)

Устойчивость криогенных систем определяется возможностью сохранять отрицательную температуру и лед. Устойчивость криогенной системы утрачивается после того, как ее температура поднимается до значений, характерных для интенсивных фазовых переходов, и начинают разрушаться ледяные связи. В оттаивающих грунтах влага получает большую подвижность и снова происходит процесс ее перераспределения. При этом обусловленные льдом цементационные связи между частицами породы и их агрегатами ослабляются или разрушаются. Перераспределение влаги в оттаивающих грунтах определяется рядом факторов: дисперсностью, минералогическим составом, составом водно-растворимых веществ, сложением мерзлого грунта и характером его изменения при оттаивании, суммарной влажностью мерзлого грунта, водонепроницаемостью. Скорость оттаивания мерзлой породы зависит от содержания льда, а также от ее текстуры. Чем мельче ледяные включения, тем больше их контактная поверхность, тем быстрее фазовый переход. Горизонтальные и вертикальные прослойки льда замедляют протаивание. В оттаивающих крупнодисперсных породах изменения содержания влаги в большинстве случаев не происходит. В этих породах влага, образовавшаяся при таянии льда удерживается на поверхности частиц скелета.

Деформация криогенных систем при механическом воздействии

Это широко распространенное явление. Существование некоторых систем, например ледников, основано на деформациях, поскольку связано с течением льда. В других случаях деформации проявляются локально и сопровождают развитие криогенных систем: рост повторно-жильных льдов, промерзание замкнутых ядер воды, деформация мерзлых пород при пучении. В результате механических воздействий происходит резкое изменение первоначального строения криогенных образований и формирование переходной зоны.

Монокристаллы льда

Монокристалл льда является наиболее простой криогенной системой. Рассмотрим его поведение под действием нагрузки. Монокристаллы льда с точки зрения пластических свойств обладают сильно выраженной анизотропией. Пластические свойства его сильно зависят от направления приложения нагрузки по отношению к базисной плоскости. П.И. Шумским [1955] дается описание поведение монокристалла льда при изгибе, при небольшой нагрузке в кристалле появляется двуосность. При этом сам кристалл остается в прежних границах. При устранении нагрузки (при температурах от –5 до –12 °С) происходит довольно быстрая релаксация и исчезновение двуосности. Сохранение двуосности после устранения нагрузки имеет место только в тех случаях, когда изгибы вызывают расхождение оптических осей не более 7–8°.

При дальнейшем деформировании изогнутая часть кристалла без видимых нарушений сплошности распадается на ряд блоков с более или менее близкой ориентировкой, достигая тем самым устойчивого равновесия, сохраняющегося и после освобождения от нагрузки. Возникающие в кристалле льда деформации можно объяснить с помощью теории дислокаций, возникающих после приложения нагрузки. Хейесом и Уэббом (Корнелльский Университет, США) было строго доказано, что внутри льда существуют дислокации, смещающиеся вдоль базисных плоскостей при приложении внешней нагрузки.

Согласно работам Фукуды и Хигаси (Университет о. Хоккайдо) и других, скорость смещения дислокации при напряжении сдвига около 1 бар равна примерно 0.5 мкм/с (2 мм/ч). Если же увеличивать напряжение, скорость будет возрастать пропорционально ему. Таким образом, отдельная дислокация перемещается довольно медленно. Однако по мере развития деформации число дислокаций увеличивается, и в результате их незначительные смещения приводят к тому, что становится возможным макроскопическое скольжение вдоль базисных плоскостей. Сначала дислокаций в кристалле не очень много. Следовательно, для того чтобы деформация развивалась с постоянной скоростью, дислокации должны смещаться очень быстро, что требует большого механического напряжения. Однако по мере развития деформации в кристалле появляется все больше дислокаций; в результате на каком-то этапе достаточным оказывается меньшее механическое напряжение, и с этого момента оно начинает быстро падать [Маэно, 1988].

Поликристаллический лед

Поликристаллический лед представляет собой криогенную систему, в структуру которой входят различно ориентированные кристаллы, обладающие дефектами строения (дислокации, вакансии, внутрикристаллические трещины). Если к поликристаллическому льду приложить силу, внутри каждого кристаллического зерна возникнет движение дислокации и начнет развиваться скольжение вдоль базисных плоскостей. Однако главные оптические оси, а значит, и базисные плоскости разных зерен ориентированы различным образом, поэтому скольжение вдоль базисных плоскостей в каждом кристаллическом зерне ограничено соседними зернами и не может развиваться так же свободно, как в монокристалле. В результате пластические свойства поликристаллического льда оказываются сильно зависящими от величины образующих его кристаллических зерен и от ориентации их оптических осей. Процесс деформирования такой структуры включает несколько этапов [Вялов и др., 1990]. В первый момент после приложения нагрузки происходит упругая деформация кристаллов, а в местах наибольшей концентрации напряжений, обусловленной дефектами упаковки, на стыках различно ориентированных кристаллов возникают зоны дробления, появляются свободные от напряжений обломки за счет скалывания углов и краев кристаллов, развиваются микротрещины. Ориентация трещин на этой стадии хаотична. Если нагрузка достигает крити-

ческого значения, рост трещин становится лавинообразным, образуются магистральные трещины, ориентированные по направлению максимальных растягивающих или сдвигающих напряжений, и процесс заканчивается хрупким разрушением.

Длительные небольшие нагрузки вызывают процесс ползучести, в ходе которого происходит существенная перестройка структуры льда. Трещины либо не возникают, либо локализованы и не определяют макроскопического поведения льда; преобладают равномерно протекающие во всем объеме процессы постепенной переориентации кристаллов, сопровождающиеся молекулярным распадом и рекристаллизацией с уменьшением их среднего размера.

В силу анизотропии кристаллы стремятся течь по своим базисным плоскостям, при этом максимальная скорость течения будет у кристаллов, ориентированных по направлению максимальных сдвигающих напряжений. Развитию этого течения препятствует различная ориентация кристаллов, приводящая к пересечению полос скольжения, причем наибольшее сопротивление оказывают наиболее неблагоприятно ориентированные кристаллы. В соответствующих местах возникает концентрация напряжений, обусловливающая трещинообразование, дробление и распад кристаллов. При длительном деформировании процессы молекулярного распада и дробления приводят к существенному уменьшению среднего размера кристаллов. Одновременно во льду протекает процесс рекристаллизации, центрами которого являются ненапряженные обломки и менее напряженные кристаллы. При этом вновь образуемые кристаллы ориентированы базисными плоскостями вдоль направления сдвига.

При достаточно больших нагрузках определяющим является процесс микротрещинообразования, обусловливающий переход к блоковому механизму скольжения по системе трещин, ориентированных согласно максимальным сдвигающим напряжениям. Структура основного объема кристаллов остается при этом неизменной; переориентация приурочена к тонким граничным участкам.

Мерзлые породы

Процесс деформирования мерзлой породы, как и других твердых тел, сопровождается формированием и развитием дефектов ее структуры, отождествляемым как процесс длительного разрушения. В многокомпонентной системе, каковой является мерзлая порода, под дефектами структуры следует иметь в виду нарушение межчастичных связей. Такие нарушения всегда образуются в процессе естественного формирования. Деформирование грунта под действием нагрузки ведет к их дальнейшему развитию. Деформации мерзлых грунтов можно рассматривать как последовательный процесс распада исходной фазы с кооперативным образованием квантованных по величине зародышей новых фаз, ростом их числа до критического, их спонтанным синтезом и последующим упорядочением [Ошурков, 2003].

На процесс деформирования оказывают влияние такие факторы, как локальные фазовые переходы, миграция влаги, изменение положения грунтовых частиц и другие процессы, роль которых еще предстоит выяснить количественно. Несмотря на то что этот вопрос слабо разработан на уровне модели, в последнее время удалось [Брушков, 1998], в частности, получить решение для количественного описания влияния локальных фазовых переходов на деформируемость пластично-мерзлых грунтов.

В качестве модели грунта рассмотрим безграничное упругое пространство с коэффициентами Ламе λ, μ и объемным коэффициентом температурного расширения α, содержащее сферическое включение радиусом R из изотропного материала, характеризуемого упругими модулями λ_1, μ_1 и объемным коэффициентом температурного расширения α_1. Под действием внешнего поля напряжений, характеризуемого тензором σ_{ij}^0 (i, j = = 1, 2, 3), в окрестности включений возникает неоднородное поле напряжений, которое определяется следующим выражением (без учета проскальзывания по контакту):

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}^0 + F_{ij}T + W_{ij},$$

где компоненты тензоров F_{ij} и W_{ij} определяются выражениями, которые получаются из известных в механике сплошной среды с учетом принятых допущений.

Неоднородность напряженного состояния в окрестности частицы приводит к изменению температуры фазового перехода, вследствие чего на поверхности контакта частицы со льдом возникают условия для плавления. Результаты расчета плавления льда вокруг минеральной частицы при различных уровнях внешней нагрузки показывают, что деформации имеют затухающий с течением времени характер, что согласуется с экспериментом. Разработка физических и математических моделей, описывающих сложные процессы в мерзлых породах при деформировании, является задачей дальнейших исследований.

Как показано для мерзлых грунтов впервые Е.П. Шушериной [Шушерина, Бобков, 1969], а затем С.С. Вяловым [1978] и другими, зарождение и развитие ползучести определяется развитием трещин, разрушением агрегатов частиц и возникновением других дефектов. При затухающей ползучести преобладает процесс уменьшения, закрытия трещин и смещения частиц относительно друг друга. Закрытие и исчезновение трещин происходит также в результате процесса таяния льда в точках контакта минеральных частиц и последующего его замерзания в менее напряженных зонах мерзлого грунта. Затухающая ползучесть характеризуется постепенным уменьшением скорости необратимых деформаций. В процессе затухающей ползучести происходит переориентировка и перекристаллизация льда с уменьшением размеров кристаллов, что увеличивает плотность льда. Очевидно, что учесть эти процессы при разработке количественного прогноза трудно, поэтому исследователи часто идут по пути аппроксимации опытных данных различными уравнениями. Как известно, для мерзлых незасоленных пород наблюдается экстремальная зависимость сопро-

тивления мерзлых пород сжатию от льдосодержания [Шушерина, Бобков, 1969]. Действительно, при неполной степени заполнения пор грунта льдом увеличение льдистости приводит к упрочнению грунта ввиду усиления льдоцементационных связей. Напротив, при дальнейшем увеличении льдосодержания сопротивление грунта снижается, достигая в пределе значения, которое характерно для чистого льда, что связано с постепенным уменьшением упрочняющего влияния минеральных частиц. Это упрочняющее влияние на лед минеральных частиц авторы работы [Hooke, Le, 2005], например, объясняют тем, что вокруг минеральных зерен при деформации льда возможно образование зон дислокаций, которые препятствуют основным сдвиговым дислокациям. Вероятно, это одно из проявлений масштабного эффекта, когда сокращаются деформирующиеся объемы льда, находящиеся между минеральными частицами.

При воздействии механической нагрузки вследствие существования в мерзлых породах льда, представляющего собой почти идеальное текучее тело, и вязкой незамерзшей воды происходят необратимые перестройки структуры и развитие реологических процессов. Деформирование мерзлых пород обусловлено смещением относительно друг друга отдельных грунтовых частиц и микроагрегатов по разделяющим их пленкам связанной воды и включениям льда, которые в преобладающем большинстве и являются ослабленными участками мерзлой породы – "дефектами", которые могут быть точечными и линейными. Механизм пластического деформирования кристаллических тел (льда) связывают преимущественно с перемещением дислокаций путем скольжения, которые при критическом напряжении порождают новые дислокации и трещины. Кроме того, происходит перемещение незамерзшей воды из участков с большим напряжением к участкам с меньшим напряжением и соответствующими фазовыми переходами.

Вместе с этими процессами структурного преобразования (расслабления) мерзлой породы в ней происходят закрытие микротрещин, уменьшение межагрегатной и агрегатной пористости, более плотная упаковка грунтовых частиц и восстановление структурных связей. Преобладание тех или иных процессов, по мнению С.С. Вялова [1978], и определяет упрочнение или разрушение мерзлой породы.

В понятие "прочность мерзлых грунтов" вкладывается различный смысл в зависимости от решаемой задачи. Оно включает как разрушение, так и избыточную деформацию. Со времени фундаментального исследования С.С. Вялова [1959] принято считать, что мерзлые породы при достаточно больших напряжениях разрушаются, что фиксируется увеличением скоростей деформирования при постоянной нагрузке. Причем для мерзлых пород характерно вязкое разрушение с большими деформациями и сплющиванием образца (образование "бочки") без нарушения сплошности. По данным Н.К. Пекарской [1962], С.Э. Городецкого и Е.П. Шушериной [1962], С.С. Вялова [1959], у мерзлых грунтов выражены все три стадии ползучести, а переход от затухающей к незатухающей ползучести четкий. Однако длительность стадии неустановившейся ползучести для мерзлых пород может составлять сотни и даже тысячи часов.

Для некоторых глинистых талых пород переход в прогрессирующее течение так и не происходит. Поскольку в процессе ползучести грунт одновременно и упрочняется и расслабляется, по мнению С.С. Вялова [1978], стадия установившегося течения возникает тогда, когда нарушение и восстановление межчастичных связей взаимно компенсируется. У слабоструктурированных систем такое состояние может продолжаться неограниченно долго. При этом развитие прогрессирующего течения связано с явлением дилатансии – увеличением объема образца при воздействии сдвиговых усилий, что в свою очередь обусловлено развитием микротрещин. Эксперименты Е.П. Шушериной (1966) по исследованию ползучести мерзлой супеси и глины показали, что и продольная, и поперечная деформации развиваются одновременно. Увеличение объема образцов начинается уже в стадии неустановившегося течения.

Характерно, что каждая из этих теорий основана на экспериментальных данных или догадках и практически ни одна – на изучении внутреннего механизма разрушения. В частности, в предложенной Кулоном теории максимального касательного напряжения постулируется, что в материале произойдет разрушение, когда максимальное касательное напряжение в некоторой точке материала достигнет определенной величины, которая названа прочностью при сдвиге. В теории Мора принимается, что материал разрушится или будет неограниченно деформироваться, когда касательное напряжение в плоскости разрушения достигнет определенной величины, зависящей от нормального напряжения, действующего в этой плоскости, или когда наибольшее по абсолютной величине растягивающее главное напряжение достигнет предельного значения. Гриффитс предположил, что хрупкий материал содержит случайно ориентированные трещины и что у кончиков трещин или вблизи них создается концентрация напряжений, вызывающих распространение трещин и в итоге макроскопическое разрушение. Альтернативный этому подход заключается, например, в том, что развитие трещины происходит, когда напряжение в кончике трещины превышает прочность молекулярной связи материала. Ее величину, правда, как и поверхностную энергию твердого материала, трудно измерить. В конечном счете теория Гриффитса приводит к критерию разрушения, представляемому криволинейной (параболической) огибающей Мора, что не всегда подтверждается экспериментально. Конечно, существуют модификации как теории Гриффитса, так и других подходов, приближающие теоретические кривые к экспериментальным.

Следует отметить, что теории, использующие гипотезу предельного состояния вещества, исходят из простого предположения. Оно заключается в том, что для разрушения какого-либо тела необходимо разрушение его внутренних структурных связей. Учитывая атомно-молекулярное строение тел, предельными можно считать критические напряжения межатомных (межмолекулярных) связей, которые вызывают их разрыв. На этом пути имеются, однако, две принципиальные трудности. Одна состоит в том, что ввиду сложного и зернистого строения всех тел, в том числе мерзлых грунтов, распределение механических напряжений неравномерно. Средние величины напряжений, действующие в образце мерзлого грунта,

не соответствуют величинам, действующим в поре, заполненной льдом, на границе твердой частицы и т. д. Полученные в экспериментах данные о разрушении не могут соответствовать представлениям о разрушении атомно-молекулярных связей. Вместе с тем в связи с известной периодичностью, однотипностью строения мерзлого грунта можно говорить о средней поре или среднем структурном элементе (включающем как твердые частицы, так и лед, воду, воздух и т. д.), который периодически повторяется в образце. Для такого элемента характерно напряжение, совпадающее со средним напряжением во всем образце (для случая однородного напряженного состояния). Внутри структурного элемента для каждой точки характерна своя величина напряжений, но существует точка, где близость напряжения к предельному значению максимальна. Именно здесь происходит разрушение раньше всего. Другая трудность состоит в том, что изменение формы образца может происходить и без разрушения. Это наблюдается, например, при одноосном сжатии образцов мерзлых грунтов.

Экспериментальные исследования прочности мерзлых грунтов начинались определениями так называемой кратковременной прочности, когда быстро прикладывалась нагрузка и немедленно происходило разрушение. По мере накопления опытных данных обнаружился факт снижения прочности во времени, в процессе восприятия нагрузки. Оказалось, что мгновенная прочность может превышать длительную более чем в 10 раз [Роман, 1987]. Первые исследования длительной прочности грунтов были выполнены в 1930-х гг. Н.А. Цытовичем, в 1940-х гг. М.Н. Гольдштейном. Затем С.С. Вяловым в 1950-х гг. проведены комплексные исследования длительного сопротивления мерзлых грунтов нагрузкам, показано снижение прочности в процессе ползучести, установлены основные закономерности длительной прочности. Выявлена зависимость ее от температуры грунта [Вялов, 1959].

Для оценки длительной прочности мерзлых грунтов по данным кратковременных испытаний широко используется зависимость [Вялов и др., 1966]

$$\int_0^{t_p} \exp\left\{-\beta\left[\theta(t)\right]/\sigma(\theta)\right\} dt = B,$$

где t_p – время до разрушения (долговечность); β, B – параметры, определяемые из опыта; $\sigma(\theta)$ – напряжение, вызывающее разрушение и зависящее от температуры; $\theta(t)$ – температура мерзлого грунта, зависящая от времени; t – время. Для условия постоянной температуры это уравнение упрощается:

$$\sigma_t = \frac{\beta}{\ln(t/B)}.$$

Эти уравнения оказываются справедливыми для всех прочностных показателей мерзлых грунтов (сцепления, сопротивления сжатию, сдвигу), при их выводе механизм разрушения рассматривается как результат протекающего во времени "развития дефектов структуры – микро- и макротрещин, в процессе которого увеличивается степень поврежденности

структуры грунта. Критерием разрушения является достижение поврежденностью критического значения, которое для данного вида грунта и температуры постоянно. Интенсивность процесса длительного разрушения зависит от скорости роста дефектов, которая в свою очередь является функцией действующего напряжения и времени" [Вялов, 1978].

В последнем уравнении зависимость $\sigma = f(\ln(t))$ является линейной, следовательно, параметры β и B для данного вида грунта и температуры постоянны. Это позволяет использовать его для расчетов длительной прочности по результатам кратковременных испытаний. С.С. Вялов отмечал [1978], что для льда трудно назначить параметры β и B, так как развивается вязкое течение, и понятие прочности теряет смысл. Л.Т. Роман [1987] было установлено, что для торфа и заторфованных грунтов графики зависимости $1/\sigma - \ln(t)$ в диапазоне температуры интенсивных фазовых переходов нелинейны.

Снижение прочности с течением времени и зависимость прочности от температуры были установлены экспериментально для многих однородных твердых материалов. В результате на основе атомно-молекулярных представлений о разрушении структурных связей в веществе возникла кинетическая концепция прочности твердых тел, основоположником которой является С.Н. Журков. Достаточно полно эта теория изложена в трудах В.Р. Регеля [Регель и др., 1974]. Рассмотрим ее основные положения. Средние тепловые колебания атомов, которые происходят с частотой 10^{12}–10^{13} $с^{-1}$, вызывают "рывки" нагрузки на межатомные связи, сравнимые с прочностью на разрыв: разрывное усилие составляет около $1.5 \cdot 10^3$ кг/см^2, а сила равна $F = (1/2)kT/h \approx 1000$ кг/см^2 (h – деформация колебания, около 0.01 Å).

Поэтому, по мнению авторов концепции, «рассоединение атомов осуществляется при нагрузках, меньших прочности межатомных связей, причем "дорывание" напряженных межатомных связей осуществляют тепловые флуктуации» [Регель и др., 1974]. Таким образом, внешняя сила сама не осуществляет разрыва межатомных связей, а лишь активизирует процесс разрушения. Основное уравнение этой теории имеет вид

$$t = t_0 \exp\left(\frac{E_0 - \gamma\sigma}{kT}\right),$$

где t – время до разрушения, с; t_0 – период свободного колебания атомов, равный 10^{-12}–10^{-13} с; E_0 – энергия активации; γ – структурный коэффициент (или коэффициент концентрации напряжений); σ – напряжение; k – постоянная Больцмана; T – абсолютная температура.

На основе экспериментов установлен физический смысл входящих в уравнение параметров. Для металлов энергия активации процесса разрушения E_0 совпадает с величиной энергии сублимации. Легирующие добавки и степень наклона и обжига не влияют на E_0 и t_0, а изменения прочностных свойств обусловлены изменениями γ. Для исследуемых полимеров, как и для металлов, $t_0 = 10^{-13}$ с, а величина E_0 составляет несколько десятков ккал/моль, меняясь от полимера к полимеру, и хорошо кор-

релирует с величиной энергии активации процесса термодеструкции. Пластификация полимеров не затрагивает E_0, а сказывается только на γ. По данным Л.Т. Роман [1987], обработка в соответствии с кинетической теорией опытных данных по прочности мерзлого торфа при различных видах испытаний показала, что для него характер зависимости $\sigma - \ln(t)$ иной, чем для твердых тел: она нелинейна во всем диапазоне изменения σ. Эта закономерность отмечается для самых различных грунтов и может быть выражена в простом виде:

$$t_p = t_0 \exp\left(\frac{S\sigma_p}{T - T_0}\right),$$

где T_0, S – константы. Подстановка данного выражения в основное уравнение кинетической теории С.Н. Журкова дает

$$E_0 = cT,$$

где c – коэффициент, т. е. E_0 слабо зависит от T, поскольку абсолютная температура в экспериментах изменяется сравнительно мало. Действительно, сам характер структурных связей мало меняется в небольшом температурном диапазоне:

$$\gamma = \frac{SkT}{T_0 - T},$$

т. е. γ зависит главным образом от разности $T_0 - T$, которая значительно меняется. Это объясняется тем, что при изменении температуры изменяется именно соотношение льда и незамерзшей воды как важнейших структурных параметров, определяющих прочность. Из определений следует, что величина E_0 оказывается для мерзлых грунтов равной 22–29 ккал/моль. Для льда, по оценкам скорости течения разных авторов, она составляет 12–18 ккал/моль. Напомним, что теплота тепловой деструкция льда (плавление + испарение) составляет около 12 ккал/моль. Таким образом, разрушение структурного элемента мерзлого грунта обусловлено разрывом атомно-молекулярных связей, вероятно, не собственно во льду, а в контактной области, где энергия связи выше. Можно назвать эти связи льдоцементационными, энергия которых в среднем составляет 25 ккал/моль. Диапазон изменений абсолютных температур мерзлых грунтов в испытаниях –5...–10 °С (T = const), а зависимость энергии активации от температуры в этой области несущественна. В частности, для льда П.А. Шумский приводит выражение: E_0 = 11.4 [ккал/моль] + 0.036 [ккал/моль]·T. Таким образом, в указанном диапазоне температур E_0/T = const [Шумский, 1961].

Изменение криогенной системы под механической нагрузкой в общем сводится к накоплению деформаций. При этом можно выделить три явные стадии: становления, зрелости, деградации (старости), и одну неявную, скрытую, в различных контекстах именуемую как инкубационный или эмбриональный период. Суммарная и пластическая деформации возрастают на всех явных стадиях. Упругая же, преобладающая на первой стадии (становление), сначала растет до максимума, а затем, на второй стадии (зрелость), уменьшается до минимума. С этого момента начинается стадия

деградации, на которой преобладают разрывные деформации. На скрытой стадии цикл замыкается, старое превращается в новое. Это выражается распадом системы на части, в которых скачкообразно восстанавливаются начальные давление и температура [Коновалов, 1990].

1.5. ДИНАМИКА КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

Немецким физиком Германом Хакеном был предложен термин "синергетика" (от древнегреческого – "вместедействие") для собирательного названия методов различных разделов знания, объединенных общим предметом исследования. Этим предметом являются явления коллективного поведения элементов в системе, такие как процессы эволюции, самоорганизации, динамического хаоса в физических, биологических, социальных и других системах. В общем виде формирование мерзлых пород можно представить как пример самоорганизации криогенных систем на фоне увеличения энтропии при охлаждении пород до темепратуры фазовых переходов. Уменьшение энергии среды (понижение температуры пород), вызывает адекватный процесс самоорганизации материи (кристаллизация воды, структурирование минеральной составляющей), рост организованности (формирование криотекстур) составляющих ее систем.

Исторический процесс развития криолитозоны можно рассматривать как чередование этапов адаптационного развития и этапов параметрической адаптации. Адаптационное развитие подразумевает изменение параметров системы при сохранении неизменного порядка ее организации. В нашем случае это колебания внешних параметров (например, температур воздуха), которые изменяют температуру пород ниже значений фазовых переходов. Параметрическая адаптация связана с перераспределением криогенных систем по площади, обусловленным внешними воздействиями. При изменении внешних условий параметрическая адаптация позволяет системе приспособиться к новым ограничениям, накладываемым средой. Именно это перераспределение и будет являться реакцией криолитозоны на внешние воздействия. Если эти воздействия превышают определенные границы и уже не могут "угаснуть" в иерархической цепи криогенных геосистем, они приводят к существенным нарушениям и перестройке природной среды на значительных территориях. Основу данной работы составляет положение о криолитозоне как многоуровневой, иерархически организованной саморазвивающейся криогенной геосистеме. Выше были рассмотрены вопросы, связанные с историей данных представлений, вопросы формулировки основных понятий, о структурной организации и первичных элементах. Очевидно, что как бы ни были разработаны вопросы существования или организации любой природной системы, они не имеют особого смысла без решения проблемы ее существования в изменчивом пространственно-временном континууме. Криогенные геосистемы постоянно возникают, трансформируются, разрушаются и вновь формируются. В пределах литосферы, вероятно, нет более динамичного пространства, чем криолитозона, и в то же время в целом она устойчиво существует уже

миллионы лет. В геокриологии можно выделить целое научное направление, интенсивно развивающееся в последнее время, – динамическая геокриология.

В данном разделе будут рассмотрены некоторые общие вопросы динамики мерзлых толщ, вытекающие из принятого геосистемного подхода.

Криогенные системы в рамках границ существования претерпевают изменения, связанные с энергомассообменом, и в течение определенного времени пребывают в следующих состояниях: 1) формирование; 2) существование (квазистационарное состояние); 3) частичное или полное разрушение; 4) перестройка многокомпонентных полигенетических криогенных геосистем.

Рассмотрим специфику данных состояний и особенности их динамики.

Формирование и разрушение

Динамика криогенных геосистем на стадиях формирования и разрушения внешне проявляется в изменении линейных размеров при достижении части литосферы температур, близких к области фазовых переходов. При охлаждении происходит промерзание и увеличение линейных размеров криогенных геосистем, соответственно при нагревании – оттаивание и их уменьшение. И формирование, и разрушение сопровождаются комплексом парагенетически связанных криогенных процессов, которые будут рассмотрены ниже.

Формирование криогенных геосистем в зависимости от масштабов рассмотрения обусловливается комплексом локальных, региональных и зональных факторов. Первые связаны с формирование отдельных криогенных геосистем незначительных размеров на уровне урочища. В качестве примера можно привести развитие многолетнего бугра пучения в пределах термокарстовой котловины или промерзание старичных отложений в пределах аллювиального комплекса. Региональный уровень определяется рельефом, растительным покровом, составом и строением пород, подземными водами, тектоническими движениями. Зональный уровень обусловлен прежде всего теплообменом в системе "земная поверхность–атмосфера–космос", зональностью ландшафтов и климата.

Роль и соотношение криогенных процессов, реализующихся на поверхности земли, и теплообменных процессов в толще пород в общей динамике мерзлых пород различна. Первые весьма интенсивны и приводят к быстрым изменениям, но захватывают лишь ограниченный верхний горизонт пород. Вторые гораздо более медленные, связаны с длительными колебательными изменения теплообмена между землей – атмосферой и космосом. Под их влиянием происходит смена аггрдационных тенденций на деградационные и наоборот. Теплообменные процессы могут вызвать полное разрушение криогенных геосистем на той или иной территории, а первая группа приводит, как правило, лишь к локальным временным разрушениям части криогенных геосистем, которые замещаются вновь сформированными.

При оценке динамики криогенных геосистем, находящихся на стадии разрушения, следует обращать особое внимание на ритмичность действия

разрушающего фактора. Если проявляются только сезонные поверхностные воздействия, то развиваются локальные, но действующие каждый теплый сезон разрушения (формируются оползни, солифлюкционные потоки, мелкие термокарстовые озера). Общая скорость разрушения криогенных геосистем при этом весьма незначительная, но площади распространения данных процессов обширны. Если начинает действовать постоянный фактор (воздействие моря, реки, озера, направленное термокарстовое протаивание), то скорость разрушения увеличивается, но активизация природных процессов наблюдается в узких зонах. Наибольшая динамика наблюдается при заключительной фазе разрушения криогенных геосистем, сложенных льдистыми и легко размываемыми породами (например, останцы, сложенные льдистыми мерзлыми породами). При сочетании этих факторов одновременно активно действуют несколько динамичных процессов.

Существование (квазистационарное состояние)

После достижения равновесного состояния в криогенных системах практически прекращаются массообменные процессы и стабилизируются пространственные координаты. Но это вовсе не означает, что прекращается история их развития. Система существует, причем расходы энергии в этот период, при балансе на входе и выходе, достигают максимума. Другое дело, что это состояние, являясь высокодинамичным по распределению неоднородностей в интенсивности тепловых потоков, внешне выражается в стабильности пространственного положения. Целостные системы в этом состоянии обладают наибольшей устойчивостью по отношению к внешним дезорганизующим воздействиям; они приобретают свойства гомеостатичности. Изменения криогенных геосистем на данной стадии близки к детерминированным. История систем продолжается, только она проявляется во внутренних событиях, внутренней среде (в изменении температур и физико-механических свойств), происходящих в соответствии со сменой условий. Данная стадия развития криогенных геосистем характеризуется изменчивостью в пределах определенных параметров, обусловливающих ее целостность.

При рассмотрении изменений следует помнить, что выделение направления их развития еще не свидетельствует о смене состояния. Если при вариациях температуры мерзлые породы сохраняют в определенных пределах характерные для них строение и свойства, такой грунтовый массив можно выделять как квазистационарную криогенную систему [Основы геокриологии, 2001]. Квазистационарное состояние системы зависит от значений управляющих параметров. В случае криогенных систем основным управляющим параметром является температура мерзлых пород. В пределах одной криогенной геосистемы на локальных участках температура может существенно различаться в зависимости от поверхностных условий. Более того, во времени температуры могут меняться значительно. Но в любом случае, если они остаются ниже значений фазовых переходов, криогенная система устойчива и сохраняет идентичность. При этом увеличение температуры даже на локальном участке уводит криогенную систе-

му все дальше и дальше от равновесия. При некотором критическом значении температуры, которая будет являться точкой бифуркации, система достигает порога устойчивости. В точке бифуркации система становится неустойчивой относительно флуктуаций. В этом случае появляется как минимум два пути дальнейшего развития. Один путь – это прогрессирующее развитие серии термоденудационных процессов (при ведущей роли одного или двух), который вызовет полное или частичное разрушение криогенной геосистемы на данной территории. В другом случае временное нарушение устойчивости и начало разрушения могут вызвать защитную реакцию системы, возвращающую ее в устойчивое состояние. Например, начало термокарстового процесса и вызванное им увлажнение может спровоцировать усиление роста мохового покрова, соответствующее понижение температуры мерзлых пород и увеличение устойчивости.

Динамика многокомпонентных криогенных геосистем

Каждую территорию можно представить в виде совокупности локальных неоднородностей, по-разному реагирующих на внешние воздействия. Ее развитие, приводящее в состояние равновесия с новыми условиями, представляется не предопределенной траекторией, а полем возможностей для реализации альтернативных путей развития посредством трансформации и рекомбинации отдельных криогенных геосистем. При этом поведение отдельных криогенных геосистем может отличаться от общих тенденций. На будущий момент предсказать можно только вероятности возможных состояний структуры криолитозоны рассматриваемой территории. Следовательно, заранее точно предсказать новую конфигурацию участков мерзлых пород, их площадь и температуру невозможно. Данную ситуацию характеризует тезис И. Пригожина: "Траектории неравновесных систем нестабильны, а это значит, что можно делать достоверные предсказания лишь на коротких временных интервалах. Краткость же этих интервалов означает, что по прошествии определенного периода времени траектория неизбежно ускользает от нас, т. е. мы лишаемся информации о ней. Не следует забывать, что, хотя мы в принципе и можем знать начальные условия в бесконечном числе точек, будущее, тем не менее, остается принципиально непредсказуемым" [Пригожин, 1991]. Проблема несколько упрощается тем обстоятельством, что при существующих параметрах природной среды многие возможности формирования устойчивых природных систем не могут быть реализованы, "разрешен" только их ограниченный набор, при этом развитие происходит в рамках вполне определенного, ограниченного поля возможностей [Князева, Курдюмов, 2005].

Изменение сложных многокомпонентных криогенных геосистем, начиная с литолого-фациального комплекса и выше различного уровня происходит различными способами:

– постепенным наращиванием возникших в многочисленных локальных центрах первичных систем, что в конечном счете может привести к формированию монолитной толщи, состоящей из нескольких отдельных подсистем;

– изменение соотношений между различными криогенными геосистемами на какой-либо территории.

Например, в настоящее время северная и центральные части п-ова Ямал, сложенные преимущественно криогенными геосистемами морского генезиса, замещаются совокупностью вторичных криогенных геосистем. Это происходит при переработке морских толщ термоденудационными процессами, связанными с деятельностью рек, озер, сформировавшихся в результате термокарстовых процессов, комплексом склоновых процессов. В результате на месте региональной криогенной системы морских толщ формируется сеть полигенетических криогенных геосистем, распределение которых связано уже не с закономерностями трансгрессивно-регрессивного цикла морских осадков, а с серией региональных факторов, основным из которых являются, по-видимому, тектонические движения. При анализе строения сложных криогенных геосистем, составными частями которых являются разновозрастные элементы, следует учитывать пространственно-временные особенности отдельных этапов их формирования. Жесткая зависимость условия–процесс–структурный элемент криогенного строения прослеживается только на уровне первичных криогенных геосистем (отдельных кристаллов льда, отдельных элементов криотекстур), которые можно представить функциональными блоками с однородными условиями. Условия формирования более масштабных криогенных образований задаются геосистемами высокого уровня (в соответствии с ландшафтными условиями).

Временные аспекты формирования криогенных систем

При исследовании криогенных систем фактор времени, несмотря на его важность, обычно не рассматривается. Проводя анализ криогенного строения или делая палеогеографические реконструкции на основании изучения ледяных образований (на поверхности или внутри литосферы или гидросферы), необходимо опираться на существующие представления о процессах. Однако фактор времени, наряду с тепловым и вещественным состоянием среды, в которой формируется и существует криогенная система, сильно влияет на формирование ее строения и свойства. По мнению П. Вильямса [Williams, 1943], плотность распределения характерных палеомерзлотных образований в грунтах не столько отражает климатические условия, сколько период времени, в течение которого они могли возникнуть. Это утверждение является справедливым по отношению к любой криогенной системе.

Существование криогенных систем определяется естественными природными циклами колебаний, меняющих тепловое состояние различных геосистем. Суточные, годовые, многолетние и тысячелетние колебания температуры формируют в определенных оболочках и географических зонах Земли области отрицательных температур. Они отражаются на времени существования криогенных систем, на их распространенности и выраженности.

Суточный цикл определяет развитие криогенных образований, формирующихся за счет суточного понижения температуры ниже 0 °С (измо-

розь, иней, лед на водной или земной поверхности). Годовой цикл определяет развитие криогенных образований, формирующихся за счет годового понижения температуры ниже 0 °С (снег, покровный лед водоемов, слой отрицательных температур в морских водоемах, сезонномерзлый слой). Здесь можно проследить те же стадии развития криогенных систем, что и при суточном цикле.

Долговременное существование криогенных систем определяется особенностями тепловых процессов. Там, где годовое соотношение прихода и расхода тепла определяет наличие отрицательных температур, получают развитие криогенные системы, которые существуют сотни, тысячи и миллионы лет (снежники, ледники, многолетнемерзлые породы, сезонноталый слой, слой отрицательно-температурных вод в полярных морских бассейнах). За время их существования происходит неоднократное изменение внешних условий, поэтому система может перестраиваться, распадаться и снова образовывать новые криогенные системы. Все это может происходить при отрицательных температурах.

Для криогенной системы существует минимальное время формирования. То есть для одних и тех же условий (гранулометрический состав, температура, влажность, засоленность, плотность) криогенное строение различно из-за разных скоростей льдообразования. Сходное криогенное строение в различных породах может быть результатом разного времени промерзания. Например, для формирования залежи пластового льда при погребении требуется быстрое поступление перекрывающих осадков, а для развития внутригрунтовой залежи сегрегационного генезиса необходимо, наоборот, длительное сохранение соотношения между промерзанием и потоком поровой влаги к его фронту.

Использование абсолютного времени при этом малоэффективно. Но если берется за основу время функционирования и существования объекта в естественных условиях, выделяются этапы жизни криогенной системы. И в самом, казалось бы, мимолетном состоянии можно выделить фазу роста, стабильного существования и фазу разрушения.

Развитие криогенных систем в переходных зонах идет быстрее, чем в квазистационарных состояниях. Это связано с тем, что элементарные процессы более интенсивные; в переходной зоне наблюдаются большие градиенты температуры (или действующей силы) и большее разнообразие влияющих факторов.

Существует два подхода к понятию времени: 1) время есть нечто однородное, постоянное и внешнее по отношению к событиям; 2) время неотделимо от природных процессов. В настоящее время развиваются представления, согласно которым материя характеризуется неоднородным (квантовым) характером эволюции, при котором состояния относительного покоя разделены кратковременными состояниями перестройки. Неоднородное время следует рассматривать не как последовательность событий (моментов), а как последовательность разнокачественных состояний (интервалов), разделенных событиями-моментами [Лазарев, 2000]. В стратиграфии понятие изохронности (одновременности) имеет отношение только

к интервалам (объемам), но не к границам. Этот принцип характеризует реальное время макропроцессов, состоящее из интервалов, в отличие от условного физического "времени", состоящего из моментов. Последовательность интервалов исторического времени есть последовательность состояний.

Изменения, происходящие при деформировании и разрушении криогенных систем, группируются крайне неравномерно. В короткие пространственно-временные интервалы, соответствующие переходным зонам-состояниям, происходит формирование основных свойств криогенных систем, затем наступает продолжительный этап покоя. Так продолжается до тех пор, пока внешние воздействия не выведут систему из устойчивого состояния. Опять наступает непродолжительная фаза, в которой произойдет перестройка структуры, и система перейдет в устойчивое состояние в соответствии с новыми условиями. При этом интервал, который для одной системы будет соответствовать переходному состоянию, для другой будет превосходить время ее существования. Формирование, изменения или разрушение криогенных геосистем связано с одновременным взаимодействием нескольких связанных процессов. При их оптимальном соотношении возможна активизация результирующей составляющей. На стадии формирования развиваются криогенные образования, намного превышающие по своим размерам средние показатели. Например, гигантские полигонально-жильные льды (ПЖЛ) ледового комплекса Якутии ("едома", или ледовый комплекс) или мощные пластовые льды Ямала. На стадии разрушения наблюдается развитие мощных оврагов или аномально высокие скорости термоабразии. Данное явление можно определить как резонанс, при котором различные факторы, усиливая друг друга, способствуют усилению развития системы, в нашем случае криогенной системы. Резонансом принято называть явление резкого усиления отклика динамической системы, когда частота внешнего воздействия сравнима с частотой либо с совокупностью частот собственных колебаний системы. Резонансные явления при анализе развития криогенных геосистем не могут быть оценены с позиций какого-то одного фактора, например, с учетом только температуры, литологии, влажности, льдистости отложений или тектонических движений. Даже соединение различных факторов мало что объясняет. Важно их динамическое наложение, оптимальное взаимодействие, а это возможно оценить только с определенной степенью вероятности. Существующие модели формирования различных криогенных систем базируются на представлениях об однородности энергомассообменных процессов во времени и однородности происходящих пространственно-временных изменений. Как показывают рассмотренные материалы, это не так; необходимо классифицировать криогенные системы по их инвариантам. Эта задача пока не решена.

Переход в новое состояние при формировании и разрушении криогенных геосистем влечет за собой перестройку внутренней структуры и параметров (криогенного строения, положения в пространстве, температурного режима), а система стремится к равновесию с изменившимися условиями. Траектория, по которой эволюционирует система при увеличении управ-

ляющего параметра, характеризуется чередованием устойчивых областей, где доминируют детерминистские законы, и неустойчивых областей вблизи точек бифуркаций, где перед системой открывается возможность выбора одного из нескольких вариантов будущего. Эта смесь необходимости и случайности и составляет "историю" системы [Пригожин, Стенгерс, 2003]. В динамичных переходных зонах наблюдается наибольший разброс значений показателей, характерных для соседствующих квазиустойчивых областей.

ВЫВОДЫ

Геокриология вступила в этап перестройки основополагающих методологических подходов, заключающийся в переходе от детерминистских позиций к вероятностным представлениям.

Предпосылки для создания криогенных систем создаются взаимодействием геосистем самого высокого уровня, начиная с космического взаимодействия Земли и Солнца. Общим результатом данного взаимодействия является формирование криолитозоны – криогенной геосистемы высшего порядка. Низшим, базовым элементом является кристалл льда, определяющий общность происхождения и свойств связанных с ним природных систем. Промежуточные криогенные геосистемы являются продуктом взаимодействия множества процессов на поверхности Земли и в верхних частях литосферы, они иерархически организованы в ряд подсистем.

Развитие криогенных систем происходит неравномерно; состояния относительного покоя разделены кратковременными состояниями неустойчивости (переходные состояния), в которых происходит формирование основных параметров новой системы, но которые трудно прогнозируемы.

Методы изучения криогенных геосистем, анализ полученных результатов и моделирование должны соответствовать изучаемому объекту. Поэтому в одних случаях неопределенность в развитии системы и одновременно текстурно-структурные неоднородности возрастают, что определяет применение сугубо вероятностных методов (соответствующих формированию или разрушению криогенной геосистемы). В других случаях происходящие изменения более предсказуемы, уменьшается вероятность изменения поведения системы (или ее частей) и разброса ее параметров по отношению к заданным зависимостям. Это соответствует нахождению криогенной геосистемы в квазистационарном состоянии (при температурах грунтов ниже области фазовых переходов). В определенных случаях возможны и детерминистские подходы (например, разработка прогноза изменения температуры в мерзлых грунтах на локальном, хорошо изученном участке с однородными поверхностными и грунтовыми условиями). Таким образом, кардинальных противоречий между детерминистским и вероятностным подходами нет, дело в правильном определении области применения того и другого.

Вопросы формирования и структурной организации любой криогенной геосистемы невозможно решить, используя только данные исследования ее подсистем, без изучения систем более высокого уровня. Необходи-

мы данные анализа криогенной системы более высокого уровня, в которую рассматриваемая система входит как структурная единица.

Очевидным критерием для выделения криогенных систем в литосфере являются границы фаций или генетических типов. При всей сложности их выделения анализ вещественного состава, структурные и текстурные исследования позволяют находить их довольно уверенно. Фации отражают развитие элементарных участков природной среды и особенности ее перехода в мерзлое состояние. Мерзлотно-фациальный анализ, предложенный Е.М. Катасоновым, может быть расширен за счет включения в него криогенных подсистем эпигенетического типа.

Некоторые параметры криогенных геосистем, определяющих критерии их выделения (вещественный состав, фациальные границы, криогенное строение, льдистость), не меняются на протяжении всего времени существования, десятки и сотни тысяч лет. Другие, зависящие от температуры (механические и теплофизические свойства, соотношения связанной и замерзшей воды), динамичны и могут значительно изменяться за несколько лет или даже в течение года (в слое годовых колебаний температуры). Эта двойственность – одновременно устойчивость и динамичность – требует значительной осторожности при попытках выявить количественные и даже качественные связи между поверхностными условиями и строением криогенных систем.

В криолитозоне, как и в природе в целом, реализуются два противоположно направленных процесса. Один из них характеризуется вторым началом термодинамики, объективно предполагающим движение к статическому равновесию, хаосу в виде так называемой "тепловой смерти". Другой определяет обратное направление – к формированию порядка в виде самоорганизующихся криогенных геосистем. Поскольку все в природе представляет собой сочетание самоорганизованных целостных устойчивых структур, представление о ведущей роли самоорганизации в формировании данных геосистем оправдано. Возникнув и эволюционируя в определенном диапазоне возможностей, определяемом аттрактором, криогенная геосистема активно воздействует на окружающую среду, что выражается в формировании многовекторного поля тепломассообмена. Это воздействие проявляется в изменении направления тепловых потоков (формирование "тепловой завесы", горизонтальных тепловых потоков), во влиянии на перераспределение вещества (миграция связанной воды, создание криогенных напоров, инъекционных процессов, пластические деформации и движение внутригрунтовых льдов и ледогрунтов, объемные изменения (пучение, усадка)).

Криогенные геосистемы высокого ранга, являющиеся монолитными полигенетическими мерзлыми массивами, сформированы из локальных, разобщенных в начале подсистем. Пространственное распределение данных подсистем и особенности его изменения во времени во многом определяет конечный облик криогенного строения всей рассматриваемой криогенной геосистемы. Сложные криогенные геосистемы гетерохронны и гетерогенны, даже если в стратиграфическом отношении они относятся к

одновозрастной толще. Следует помнить, что время формирование криогенной подсистемы не синхронно со временем формированием литогенной подсистемы.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы. Формирование понятия и классификация // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 2. – С. 85–93.

Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции: Аавтореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Иркутск, 2007. – 34 с.

Арманд А.Д. Теория поля и проблема выделения геосистем // Вопр. географии. Количественные методы изучения природы. – 1975. – Вып. 98. – С. 92–113.

Белый Л.Д. Теоретические основы инженерно-геологического картирования. – М.: Наука, 1964. – 186 с.

Бондарик Г.К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. – М.: Недра, 1971. – 272 с.

Бондарик Г.К. Классификация геологических тел при инженерно-геологических съемках // Разведка и охрана недр. – 1973. – № 10. – С. 45–51.

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. – М.: Недра, 1981. – 256 с.

Боровков А.А. Математическая статистика. – М.: Наука, 1984. – 442 с.

Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – 330 с.

Бутаков Г.П. Методика количественной оценки роли плейстоценовых перигляциальных процессов // Количественный анализ экзогенного рельефообразования. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. – С. 11–23.

Бялович Ю.П. Системы биогеоценозов // Проблемы биогеоценологии. – М.: Наука, 1973. – 197 с.

Васильев И.С. О динамике сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1981. – С. 116–127.

Васильев И.С. Закономерности сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – 133 с.

Васильев И.С. Пространственно-временные закономерности формирования деятельного слоя в ландшафтах Западной Якутии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2005. – 228 с.

Вейнберг Б.П. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. – М.; Л.: Техтеоретиздат, 1940. – 524 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. 4-е изд. – М.: Горгеонефтеиздат, 1934. – 380 с.

Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. – М.: АН СССР, 1959. – 190 с.

Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. – М.: Высш. шк., 1978. – 447 с.

Вялов С.С., Городецкий С.Э., Пекарская Н.К. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. – М.: Наука, 1966. – 87 с.

Вялов С.С., Мяксимяк Р.В., Разбегин В.Н. Деформирование и разрушение льда как анизотропного тела // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения: Сб. науч. тр. – М.: Стройиздат, 1990. – С. 16–24.

Гарагуля Л.С. Исследование пространственно-временной изменчивости геокриологических условий на основе комбинации типологического районирования и математического моделирования // Геокриологические исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – С. 81–90.

Геокриология СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. – Т. I. Европейская территория СССР. – М.: Недра, 1988. – 358 с.

Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 454 с.

Геоэкология Севера / Под ред. В.И. Соломатина. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 270 с.

Гмурман В.Е. Руководство к решению задач по теории вероятностей и математической статистике: учеб. пособие. – М.: Высш. образование, 2008. – 404 с.

Голубев В.Н. Условия образования льда в природе и равновесная форма совершенных кристаллов льда // Вопросы криологии Земли. – М.: Наука, 1976. – С. 203–210.

Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Теоретические основы конжеляционного льдообразования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 104 с.

Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Строение конжеляционных льдов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. – 88 с.

Горальчук М.И. Математические методы обработки инженерно-геологической информации // Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 (1:100 000–1:500 000). – М.: Недра, 1978. – С. 232–248.

Горальчук М.И. Статистические методы обработки фактического материала // Методы региональных инженерно-геокриологических исследований для равнинных территорий. – М.: Недра, 1986. – С. 83–88.

Горальчук М.И., Козлов А.Н. Разрешающая способность ландшафтно-индикационного метода // Тр. ВСЕГИНГЕО. – М., 1973. – Вып. 62. – С. 38–46.

Горальчук М.И., Мельников Е.С. Планирование объемов полевых работ // Методы региональных инженерно-геокриологических исследований для равнинных территорий. – М.: Недра, 1986. – С. 70–83.

Горальчук М.И., Дроздов Д.С., Меркушенкова Р.И. и др. Изменчивость инженерно-геологических свойств четвертичных отложений севера Западной Сибири. – М.: Недра, 1987. – 206 с.

Горальчук М.И., Дроздов Д.С., Чекрыгина С.Н., Ширшикова А.С. О возможности повышения достоверности ландшафтной индикации инженерно-геологических условий с помощью формализованных методов обработки данных // Ландшафтная индикация для рационального использования природных ресурсов: Материалы конф. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1988. – С. 68–76.

Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. – М.: Недра, 1980. – 383 с.

Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. – М.: Недра, 1983. – 200 с.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. – М.: Мысль, 1989. – 447 с.

Дроздов Д.С. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Тюмень, 2004. – 49 с.

Ершов Э.Д. Физикохимия и механика мерзлых пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 336 с.

Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. – 682с.

Жесткова Т.Н. Формирование криогенного строения грунтов. – М.: Наука, 1982. – 215 с.

Зубов Н.Н. Морские воды и льды. – М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1938. – 451 с.

Изучение инженерно-геокриологических и гидрогеологических условий верхних горизонтов пород в нефтегазоносных районах криолитозоны. Метод. руководство / Сост.: Е.С. Мельников, С.Е. Гречищев, А.В. Павлов и др. – М.: Недра, 1992. – 288 с.

Калесник С.В. Очерки гляциологии. – М.: Географгиз, 1963. – 551 с.

Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 37–44.

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода в Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 286–293.

Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. Синергетическое мировидение. – М.: КомКнига, 2005. – 240 с.

Кобышева Н.В., Васильев В.А., Дроздов О.А. Методы климатологической обработки // Климатология. – М.: Гидрометеоиздат, 1989. – С. 27–180.

Количественные методы изучения природы: Сб. статей. Сер. Вопр. географии. – М.: Мысль, 1975. – Вып. 98. – 216 с.

Коломыц Э.Г. Конструктивный метаморфизм снежной кровли и вопросы классификации снега // Изв. Забайкальского геогр. об-ва СССР. – 1969. – Т. V, вып. 3. – С. 17–35.

Комаров И.А. Методы решения задач промерзания (оттаивания) пород // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – С. 130–147.

Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. – М.: Науч. мир, 2003. – 608 с.

Конищев В.Д. Современные тенденции развития криолитозоны // География, общество, окружающая среда. Т. 1: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. – М.: Изд. дом "Городец", 2004. – С. 367–376.

Коновалов А.А. Прочностные свойства мерзлых грунтов при переменной температуре. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 91 с.

Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А., Соловьев В.А. Геологические тела. – М.: Недра, 1986. – 334 с.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. – М.: Высш. шк., 1971. – 368 с.

Кудрявцев В.А. Динамика вечной мерзлоты в бассейне среднего течения р. Селемджи и связанные с ней условия строительства в этом районе // Тр. Комитета по вечной мерзлоте. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. – Т. VIII.

Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. – Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 183 с.

Кулындышев В.А. Иерархия геологических объектов и проблемы выделения седиментационных мезоциклокомплексов // Проблемные вопросы литостратиграфии. – М.: Наука, 1980. – С. 28–31.

Кулындышев В.А. Типы природных систем, количество уровней организации и их характеристика // Системный подход в геологии (Теоретические и прикладные аспекты). – М.: Наука, 1983. – С. 81–82.

Куприянова Т.П. Физико-географическое районирование по принципам однородности территории // Вопр. географии. Количественные методы изучения природы. – 1975. – Вып. 98. – С. 114–130.

Куражковская Е.А. Геологическая материальная система и закономерности ее развития. – М.: Знание, 1971. – 48 с.

Куражковская Е.А., Фурманов Г.Л. Философские проблемы геологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – 139 с.

Лазарев С.С. Понятие "время" и геологическая летопись земной коры // Вопр. философии. – 2000. – № 1. – С. 77–89.

Лейбман М.О. Динамика слоя сезонного оттаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 3. – С. 17–24.

Маэно Н. Наука о льде: Пер. с япон. – М.: Мир, 1988. – 231 с.

Мельников В.П., Цибульский В.Р., Китаев В.В. Временные ряды в геокриологии. – Новосибирск: Наука. Сиб. издат. фирма, 1992. – 124 с.

Мельников Е.С., Васильев А.А., Лейбман М.О., Москаленко Н.Г. Динамика сезонноталого слоя в Западной Сибири // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 2. – С. 23–32.

Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 (1:100 000–1:500 000) / Под ред. Е.С. Мельникова. – М.: Недра, 1978. – 391 с.

Минкин М.А., Дмитриева С.П., Крутикова В.А. Геокриологический прогноз для объектов обустройства Заполярного газонефтеконденсатного месторождения // Материалы Первой конф. геокриологов России. – Т. 3. Инж. геология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – С. 89–101.

Музылев С.В., Привальский В.Е., Раткович Д.Я. Стохастические модели в инженерной гидрологии. – М.: Наука, 1982. – 184 с.

Никонова А.А. Статистическое моделирование на ЭВМ температурного режима промерзающих пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 101 с.

Новые идеи в географии. Вып. 1. Проблемы моделирования и информации. – М.: Прогресс, 1976. – 277 с.

Новые идеи в географии. Вып. 4. Географические аспекты экологии человека. – М.: Прогресс, 1979. – 396 с.

Общее мерзлотоведение. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 402 с.

Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1: Общая геокриология. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 457 с.

Основы геокриологии. Ч. 1: Физико-химические основы геокриологии / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 368 с.

Основы геокриологии. Ч. 4: Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 688 с.

Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. – 430 с.

Ошурков Н.В. Общие признаки термического и механического разрушения материалов // Материалы Междунар. конф. – Пущино, 2003.

Паундер Р. Физика льда. – М.: Мир, 1967.

Перегудов Ф.И., Тарасенко Ф.П. Введение в системный анализ. – М.: Высш. шк., 1989. – 367 с.

Перльштейн Г.З. К вопросу об активизации термокарста в условиях глобального потепления // Материалы Междунар. конф. "Криосфера нефтегазоносных провинций". – Тюмень, 2004. – С. 94–95.

Познанин В.Л., Миронов Н.А., Вдовина О.К. Теоретические основания пространственной дифференциации геологической среды для построения картографических моделей экзогенных процессов // Инж. геология. – 2006. – № 5. – С. 17–22.

Попов И.В. Инженерная геология. – М.: Госгеолиздат, 1951. – 444 с.

Пригожин И. Философия нестабильности // Вопр. философии. – 1991. – № 6. – С. 46–57.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. – М.: Едиториал УРСС, 2003. – 312 с.

Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. – М.: Наука, 1974. – 560 с.

Ретеюм А.Ю. Физико-географическое районирование и выделение геосистем // Вопр. географии. Количественные методы изучения природы. – 1975. – Вып. 98. – С. 5–27.

Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. – М., 1945. – 120 с.

Рихтер Г.Д. становление и развитие снеговедения в СССР // Изв. Забайкальского геогр. об-ва СССР. – 1969. – Т. V, вып. 3. – С. 7–17.

Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – 193 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 215 с.

Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. – 540 с.

Савельев Б.А. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 506 с.

Самнер Г. Математика для географов. – М.: Прогресс, 1981. – 296 с.

Самсонова В.П. Пространственная изменчивость почвенных свойств: На примере дерново-подзолистых почв. – М.: Изд-во URSS, 2008. – 160 с.

Скорбилин Н.А. Изучение промерзания–оттаивания грунтов по данным метеостанций Западной Сибири // Методика и техника геокриологических исследований. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – С. 122–134.

Скрябин П.Н., Скачков Ю.Б., Варламов С.П. Потепление климата и изменение термического состояния грунтов в Центральной Якутии // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 3. – С. 32–40.

Соколов Г.А., Гладких И.М. Математическая статистика. – М.: Изд-во "Экзамен", 2004. – 432 с.

Солнцев Н.А. О биотических и геоматических факторах формирования природной среды // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 1973. – № 1. – С. 41–50.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. – 319 с.

Теория вероятностей и математическая статистика: Учеб. пособие. – М.: ИНФРА-М, 2008. – 287 с.

Тумель В.Ф. О некоторых изменениях мерзлотного режима грунтов в связи с выгоранием растительных покровов // Тр. комитета по вечной мерзлоте. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. – Т. VIII. – 79 с.

Тумель В.Ф. О мерзлотной съемке // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. – 1945. – Т. IX, № 2. – С. 135–144.

Тыртиков А.П. Вечная мерзлота и растительность // Региональная геокриология: Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. – Якутск, 1973. – С. 68–74.

Федоров А.Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1991. – 140 с.

Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. – Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. – 515 с.

Харрис С.А. Многослойность деятельного слоя в районах распространения высокотемпературных многолетнемерзлых пород Канады // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 4. – С. 3–12.

Хименков А.Н. Переходные зоны в системе криолитогенеза // Материалы Междунар. конф. "Экстремальные криосферные явления: фундаментальные и прикладные аспекты". – Пущино, 2002. – С. 39–40.

Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. – М.: Наука, 2003. – 335 с.

Хименков А.Н., Брушков А.В. Введение в структурную криологию. – М.: Наука, 2006. – 279 с.

Хименков А.Н., Брушков А.В., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.В. Очерки вероятностной геокриологии // ~~Мерзлотоведение.~~ – 2009. – № 8. – С. 40–41.

Хименков А.Н., Власов А.Н. Влияние неоднородностей природной среды на динамику криолитозоны // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI, № 1. – С. 21–28.

Хорн Р. Морская химия. – М.: Мир, 1972. – 400 с.

Хрусталев Л.Н., Пустовойт Г.П. Вероятностно-статистические расчеты оснований зданий в криолитозоне. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 253 с.

Хрусталев Л.Н., Ткачев Е.И., Васильева А.О. Вероятностный подход к выбору оптимальных решений по прокладке трубопроводов в криолитозоне // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 3. – С. 68–73.

Чернов Г., Мозес Л. Элементарная теория статистических решений: Пер. с англ. – М.: Сов. Радио, 1962. – 406 с.

Чистотинов Л.В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. – М.: Наука, 1973. – 142 с.

Чорли Р., Кеннеди Б. Физическая география: системный подход. – М.: Знание, 1976. – 312.

Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. – М.: Недра, 1971. – 248 с.

Швецов П.Ф. О принципах районирования многолетней криолитозоны // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – Вып. III. – 229 с.

Швецов П.Ф. Мерзлые земные слои, их распространение и значение. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 104 с.

Шитиков В.К., Розенберг Г.С., Зинченко Т.Д. Количественная гидроэкология: методы системной идентификации. – Тольятти: ИЭВБ РАН, 2003. – 463 с.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. – М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Шумский П.А. Механизм деформирования и перекристаллизации льда // Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Сб. 2.

Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. О влиянии влажности мерзлых грунтов на их прочность // Мерзлотные исслед. – 1969. – Вып. 9.

Bader H. Beitrage zur Geologie der Scheiz // Geotechn. Ser. – Hydrol., Zurich. – 1939. – Bd. 3. – S. 1.

Реферативный журнал. М.: ВИНИТИ РАН. Т. 8. Мерзлотоведение, 2009. – С. 40–41

Fletcher N.H. The chemical physics of ice. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1970. – 271 p.

Hooke R., Le B. Principles of Glacier Mechanics: 2nd Ed. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005. – 429 p.

Muller S.W. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. – Michigan, JW Edwards: Inc. Ann Frbor, 1947. – 231 p.

Nakaja U. The formation of crystals // Compend. Meteorol. Amer. Meteorol. Soc. Boston, 1951.

Pavlov A.V. Permafrost-climating monitoring of Russia: analisis of field data and forecast // Polar Geography. – 1996. – Vol. 20, No. 1. – P. 44–64.

Pruppacher H.R., Klett J.D. Microphysics of Clouds and Precipitation. – Boston: D. Reidel Publ. Comp., 1978. – 714 p.

Williams P.J. Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena // Geografiska Ann. – 1943. – No. 47. – P. 339–47.

Глава 2

ТЕПЛООБМЕН НА ПОВЕРХНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР САМООРГАНИЗАЦИИ КРИОГЕНЫХ ГЕОСИСТЕМ

2.1. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗА МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Многочисленные и часто угрожающие оценки будущих изменений климата и их последствий, распространившиеся в последнее время, несомненно, требуют тщательного рассмотрения. На Международной конференции в 1988 г. в Торонто эти последствия называли "уступающими только мировой ядерной войне". Такого рода исследования не должны основываться на одной, даже всесторонне обоснованной модели антропогенного влияния, они должны учитывать исторические и естественные тенденции изменения климата. Климат Земли подвержен частым вариациям в связи с периодическими и случайными событиями в космическом пространстве, геологическими процессами, а также из-за изменения состава атмосферы. Однако эта связь хотя и установлена, но недостаточно изучена количественно. Потепления и похолодания распространяются на значительные территории, но существуют большие региональные различия в их ходе. Компьютерные модели остаются несовершенными, потому что не учитывают всех факторов и условий, а также не воспроизводят результаты изменений. Прогнозы климатологов становятся все более осторожными. При этом сильное беспокойство вызывает возможность оттаивания мерзлых толщ, особенно засоленных, для которых оно происходит при отрицательных температурах. Оценку современного и будущего состояния мерзлых толщ, таким образом, следует считать одной из приоритетных задач исследований.

Криосфера – результат главным образом внешних, космических причин. Выделяются астрономические периоды: 90 тыс. лет – изменения эксцентриситета земной орбиты; 41 тыс. лет – изменения наклона эклиптики; 21 тыс. лет – изменения прецессии равнодействия. Считается, что вариации этих характеристик являются причиной длительных похолоданий и потеплений. Приливные воздействия планет и Солнца формируют общий цикл Солнечной системы примерно в 180 лет. Его гармоники являются составляющими в вариациях солнечной активности и температур воздуха у поверхности Земли. Известны более короткие колебания, например,

11-летний цикл солнечной активности. Космические факторы, несмотря на их значимость, проявляются как вполне земные показатели – климатические характеристики. Какими бы сложными и многообразными факторами не определялось развитие криогенных геосистем, ведущим из них является климат. По точному определению В.А. Кудрявцева: "Климат – первая и основная причина образования и существования вечной мерзлоты..." [Кудрявцев, 1954, с. 7].

В геологической истории выделяется не менее четырех крупных ледниковых эр, каждая из которых состоит из нескольких ледниковых периодов. При этом древние температуры могли изменяться на 8–12 °С, а колебания температуры северной полярной области в последние 150 тыс. лет достигали 15 °С. Нынешняя ледниковая эра началась 20–30 млн лет назад в Южном и 3 млн лет назад в Северном полушарии с длительностью ледниково-межледниковых циклов около 100 тыс. лет и еще не закончилась. Последнее крупное похолодание около 20 тыс. лет назад составляло в среднем по земному шару 6–7 °С. Многие специалисты считают, что в ближайшие 50 тыс. лет также наступит похолодание приблизительно на 5° (0.1 °С за тысячу лет), вероятно, с образованием обширного оледенения. Есть мнение, что очередное оледенение уже началось около 5000 лет назад.

Потепления и похолодания распространялись на большие территории, но имели региональные различия. Разность температур между полярными и экваториальными районами в каменноугольном периоде составляла, например, 40–55 °С и была причиной сильной атмосферной циркуляции. В плейстоцене в умеренных широтах среднегодовые температуры изменялись на 10–15 °С, а в северных, в области развития ледников – на 40 °С и более. В это время в Европе температура опускалась на 10–18 °С, а на северо-востоке Азии – на 5–12 °С ниже современной. Во время так называемого климатического оптимума голоцена (около 6000 лет назад) наблюдалось значительное потепление, но только в Северном полушарии, причем неравномерное. По сравнению с современной зима на 70° с.ш. была теплее на 3 °С, на 40° с.ш. – на 1 °С в Евразии и Северной Америке. В Африке температуры практически не менялись.

Шесть тысяч лет цивилизации совпадают с самым теплым периодом за последние 100 тыс. лет. Однако экстраполяция климатических кривых показывает, что через 4 тыс. лет должно наступить некоторое похолодание, а значительное – через 20 тыс. лет.

Сегодняшняя климатическая обстановка является межледниковьем, которое, правда, не является типичным – обычно оно было значительно холоднее. Около тысячи лет назад, в период следующего потепления, викинги поселились на острове Гренландия, где было много зеленой травы (green – зеленый), а винные виноградники росли в Англии и на атлантическом побережье Канады. Норвежское мореплавание и колонизация вокруг Северной Атлантики в конце IX столетия также считается доказательством того, что глобальный климат был теплее, чем сегодня. Но еще через пятьсот лет, около 1450 г., наблюдался так называемый малый ледниковый период, когда стали расти горные ледники, зерновые культуры не давали урожаев, а люди голодали.

Необходимо иметь в виду, что древние климаты известны главным образом в описаниях, а настоящие термометры применяются только приблизительно 150 лет. Связь климата с космическими факторами и геологическими характеристиками, хотя и установлена, но недостаточно изучена количественно. Климаты изучены локально, в основном на давно освоенных территориях Западной Европы. Экстраполяции данных измерений и соответствующие климатические прогнозы являются гипотезами, основанными на небольшой длительности наблюдений. Поэтому данные такого рода могут рассматриваться лишь как качественные и предположительные характеристики климата.

Действительно, измерениями установлено, что среднегодовая глобальная температура Земли за 170 лет повысилась приблизительно на 0.5 °С. За последние 25–30 лет средняя глобальная температура выросла на 0.4 °С. 1998-й является самым теплым годом за последние 600 лет. 1990-е гг. были самым теплым десятилетием прошлого тысячелетия. Правда, поверхностные температурные данные неполны из-за выделяющейся городскими агломерациями теплоты. Последнее десятилетие значительное повышение температур отмечают метеорологи Аляски, северо-запада Канады, некоторых районов Центральной Сибири. Среднегодовая температура там поднимается в среднем на 0.75 °С за десятилетие. При этом необходимо отметить, что в 2009 г. средняя температура на планете понизилась на 0.08 °С.

Факт, что потепление Земли происходит, установлен, но вопрос, способствуют ли естественные причины этой тенденции или наоборот и сохранится ли эта тенденция в будущем, остается неясным [Hansen, Lebedeff, 1987; Houghton et al., 1995].

Следует иметь в виду, что из приблизительно 2907 метеостанций в мире только 161 (или 5.5 %) имеет временной охват наблюдений с 1900 по 1990 г. Все (кроме 19) станции находятся в Соединенных Штатах. А в США нет отчетливой температурной тенденции для двадцатого столетия. В течение последних 10 лет поверхностные температуры Североамериканского континента падали по 0.08 °С за десятилетие, в то время как глобальные поверхностные температуры увеличивались на 0.03 °С за десятилетие.

Наблюдаются некоторые признаки изменений и в водном цикле. Так, с начала столетия количество атмосферных осадков в Соединенных Штатах увеличилось примерно на 6 %, в то время как частота интенсивных дождей и снегопадов увеличилась на 20 % [Macdonald et al., 1997]. Косвенным свидетельством изменения климата служат ледники, хотя связь их характеристик с температурой неоднозначна. Например, данные по леднику Rhone в Швейцарии показывают, что ледник уменьшился наполовину за 100 лет. В большинстве регионов мира ледники сжимаются в массе, однако есть ряд исключений (например, Алтай), а баланс крупнейших ледников, в частности Гренландского, трудно оценить. Глетчер Беринга на Аляске площадью 5200 км^2 с 1972 по 1991 г. уменьшился на 20 %. Считается, что в целом ледяной щит Арктики с 1978 г. уменьшился на 5 %. Ледяной покров Мирового океана также уменьшается в последнее время, но очень неравномерно от года к году.

Предстоящие изменения глобального климата оцениваются неоднозначно: разрабатываются не только сценарии значительного потепления, но и похолодания. Действительно, невозможно отрицать возрастающий парниковый эффект, но есть противники признания глобального потепления, считающие, что естественные колебания климата еще плохо изучены. Эксперты не обладают достаточной информацией о величине естественных климатических изменений, в частности, это касается солнечной радиации. Есть и другие не вполне ясные, но существенные, если не определяющие факторы, прежде всего способность океана к поглощению углекислого газа и сложное карбонатное равновесие, влияние водного пара, поглощающая и выделяющая способность биоты, тектонические разломы, выделяющие газы и тепло. Хотя данные, полученные на поверхности Земли, указывают, что средняя температура планеты выше, чем 130 лет назад, температурные измерения со спутников в течение 1978–1997 гг. не показали никакого температурного повышения. Есть мнение, что спутниковые измерения не надежны, но фактически они – наиболее точные измерения глобальной температуры, потому что охватывают 99 % поверхности Земли [Peterson et al., 1998; Reynolds, Smith, 1994]. Данные измерений с воздушных шаров также свидетельствуют о похолодании на 0.4 °С за десятилетие [Jones, 1994], как и измерения годовых колец деревьев в Северном полушарии.

За последние несколько лет появилось немало публикаций, в которых дается прогноз геокриологических условий, основанный на одинаковом изменении температур воздуха и поверхности горных пород. Однако давно известен сложный нелинейный характер связи между этими величинами. Как правило, температура воздуха существенно ниже температуры подстилающей поверхности. Зимой разница вызвана отепляющим влиянием снега, а летом – действием солнечной радиации. Кроме того, большое влияние оказывают наземные покровы (почвенно-растительный, водный) и другие факторы. Данная проблема длительное время находится в центре внимания теоретического мерзлотоведения и имеет большое прикладное значение [Кудрявцев, 1954; Порхаев, 1970; Павлов, 1975; Булдович, 1996].

По современным представлениям, отепляющее влияние снежного покрова на горные породы определяется его термическим сопротивлением, которое возрастает пропорционально толщине и заметно снижается при повышении температуры и плотности снега. Кроме того, отепляющая роль снега тем выше, чем больше влажность подстилающих отложений деятельного слоя и величина зимнего импульса охлаждения (выражаемая суммой отрицательных градусо-часов). Поэтому необходимо составить (хотя бы самые общие) представления о наиболее вероятном характере изменений снежного покрова. Важность данного положения тем более очевидна, что выявленные тренды повышения температуры воздуха отмечаются на фоне уменьшения толщины снежного покрова. Анализ показал, что в 1965–1994 гг. в местах с морским климатом преобладала тенденция к возрастанию годовых сумм осадков на 2–8 %. Наоборот, для континенталь-

ных условий выявлено снижение суммы осадков. К сожалению, приходится констатировать, что динамика характеристик снежного покрова на территории России изучена сравнительно слабо.

Не в лучшем положении находятся и другие покровы, в частности моховый и растительный, и особенно верхние слои почвы. Их влияние на тепловой режим мерзлых пород, несмотря на интенсивные многолетние исследования, изучено недостаточно по причине их исключительного разнообразия, а также существенной нестабильности параметров.

Прогноз изменений климата в XXI в. базируется на широком классе моделей, Среди которых наиболее распространены:

– модели общей циркуляции атмосферы (равновесные и транзитивные), называемые также глобальными климатическими моделями – GCM [Анисимов и др., 1999; Малевский-Малевич и др., 2001; Мачульская, Лыкосов, 2002; Mitchell et al., 1995; Hiyama et al., 1998];

– палеогеографические аналогии [Величко, Нечаев, 1992];

– регрессионно-аналитическая модель – RAM [Клименко и др., 2001];

– инерционно-трендовые модели – ITM, основанные на экстраполяции современного тренда или цикла изменений температуры воздуха [Павлов, 1997; Шполянская, 2001; Израэль и др., 2002];

– гармонический анализ временных рядов [Романовский и др., 2001], в том числе модель авторетроспективного анализа – МАРА, учитывающая антропогенный тренд современных повышений температуры воздуха в виде линейной функции [Хрусталев и др., 2002].

Метод палеоаналогов предполагает использование реконструкций для периодов геологического прошлого, во время которых изменения средней глобальной температуры воздуха соответствовали уровням, ожидаемым в будущем. Данный метод требует дальнейшего совершенствования, поскольку существующие палеогеографические реконструкции отражают лишь самые общие тенденции изменения криолитозоны.

Глобальные климатические модели широко используются во многих странах (Великобритания, Канада, Россия, США, Япония) для прогноза изменений климата. Они основаны на учете возрастания парникового эффекта атмосферы, связанного с накоплением в ней углекислого газа, метана и других малых примесей, и базируются на представлениях о преимущественно однонаправленных тенденциях повышения температуры воздуха и возрастании атмосферных осадков.

Регрессионно-аналитическая модель учитывает значимые статистические связи между региональной температурой воздуха и наиболее важными климатообразующими факторами (концентрация парниковых газов в атмосфере, вулканическая активность, индекс североатлантического колебания и др.). Установленные связи являются базой для экстраполяции основных тенденций изменений температуры воздуха в выбранном регионе.

Модель авторетроспективного анализа использует гармоническое разложение временных рядов. Она учитывает циклические, трендовые и случайные изменения в метеорологических рядах. Опыт расчетов с использованием модели МАРА показал, что при ее применении необходима

длительность рядов наблюдений не менее 70 лет. Поэтому короткие ряды наблюдений за температурой воздуха привязывали к длинным рядам соседних метеостанций.

Инерционно-трендовая модель основана на экстраполяции современного тренда изменений температуры воздуха и представляется достаточно простой. Прогноз температуры воздуха с использованием ИТМ проведен только до 2025 г., чтобы сократить упреждение периода с повышениями температуры воздуха. Применение моделей дает существенный разброс ожидаемых значений температуры воздуха. Верификация моделей по метеорологическим данным позволяет значительно снизить этот разброс. Совершенствование моделей осуществляется в основном за счет более полного учета взаимосвязей тепло- и массообмена в атмосфере и других природных средах (океан, растительный, почвенный и снежный покровы) с учетом происходящих в них фазовых переходов [Малевский-Малевич и др., 2001].

Три выбранные модели дают в целом непротиворечивые прогнозные результаты как для севера Западной Сибири, так и для Полярной Якутии. Повышение температуры воздуха здесь ограничивается 1.3 °С к 2050 г. и 2.0 °С к 2100 г. (табл. 2.1). Отличие в сравнительных оценках моделиро-

Таблица 2.1

Изменения температуры воздуха (°С) в XXI веке (относительно 1991–2000 гг.) по результатам моделирования

Пункт	Модель	Годы			
		2010	2025	2050	2100
		Север Западной Сибири			
Марре-Сале	МАРА	0.2	–0.6	1.0	–
	ИТМ	0.3	0.7	–	–
	РАМК	–	0.9	1.1	1.9
Салехард	МАРА	0.0	0.5	0.7	1.4
	ИТМ	0.3	0.8	–	–
	РАМК	–	0.7	1.0	1.9
Туруханск	МАРА	–0.2	0.4	1.3	1.6
	ИТМ	0.5	1.4	–	–
	РАМК	–	0.7	0.9	1.8
		Полярная Якутия			
Тикси	МАРА	0.1	0.1	–0.2	1.6
	ИТМ	0.3	0.7	–	–
	РАМК	–	0.9	0.8	1.6
		Центральная и Южная Якутия			
Якутск	МАРА	1.2	1.9	4.5	6.5
	ИТМ	0.6	1.5	–	–
	РАМК	–	0.2	0.2	1.0
Чульман	МАРА	1.6	2.6	4.6	9.3
	ИТМ	0.8	2.1	–	–
	РАМК	–	0.2	0.4	1.2

вания заключается в том, что модель МАРА не исключает возможности понижения температуры воздуха в первой четверти и середине XXI в. на фоне общего потепления. Прогнозные данные для севера Западной Сибири и Полярной Якутии достаточно хорошо согласуются. Вероятно, их можно распространить на арктические районы Европейского Севера и Северо-Восток. Выполненные оценки для Центральной и Южной Якутии (Якутск, Чульман) показывают возможность повышения температуры воздуха до 4.6 °С к 2050 г. Тренд повышений температуры воздуха здесь составил 0.0442 °С/год, что почти в три раза больше, чем в арктических регионах. Для подтверждения этих оценок, которые представляются экстремальными, необходимо использовать также глобальные климатические модели.

В результате прогнозного моделирования удается получить лишь сугубо условные сценарии ожидаемых климатических изменений. Совершенствование моделей осуществляется посредством учета особенностей тепло- и массообмена между атмосферой и другими природными средами (снег, растительность, почва) [Володина и др., 2000; Малевский-Малевич и др., 2001; Мачульская, Лыкосов, 2002]. Однако и развитые GCM недостаточно учитывают естественную цикличность климатических процессов. Поэтому наилучшим подходом для оценки климатических изменений является применение комплекса расчетно-экспериментальных методов. Применяя модели общей циркуляции атмосферы, сценарии ожидаемых климатических изменений обычно выстраивают исходя из возможного удвоения концентрации эквивалента парниковых газов в атмосфере к 2100 г. (т. е. при их приросте на 1 % в год). Верификация по данным многолетних метеорологических измерений позволяет улучшить результаты прогноза.

Палеоклиматические аналогии используются на том основании, что для различных уровней ожидаемого повышения температуры воздуха можно найти близкие аналоги климата в прошлом (оптимум плиоцена, микулинское межледниковье, оптимум голоцена). Прогнозные сценарии современных климатических изменений, полученные на базе как палеогеографических реконструкций, так и расчетов по глобальным климатическим моделям, недостаточно хорошо увязываются с ретроспективными оценками. Гармонический анализ климатических циклов дает большой разброс ожидаемых значений температуры воздуха и времени наступления ее максимумов и минимумов. По некоторым оценкам, при анализе климатических циклов похолодание прогнозируется уже в первой четверти XXI в. В целом математическое моделирование основано на использовании строго заданных характеристик мерзлых пород и граничных условий на всем рассматриваемом пространственно-временном интервале и является детерминистским. Применять его для прогнозирования криолитозоны можно только с серьезными ограничениями.

2.2. ТЕПЛОПОТОКИ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

В качестве математических моделей эволюции криолитозоны обычно принимается задача Стефана и различные модификации ее решения при определенных верхних граничных условиях. Согласно современным пред-

ставлениям [Перльштейн, 2002] теплообмен на границе с атмосферой, выражается условием:

$$\frac{T^*(t) - T(0,t)}{R} + q = 0, \tag{2.1}$$

$$T^* = \frac{q_0}{\alpha}, \tag{2.2}$$

$$q_0 = Q_c(1 - A) + I_A - I_0 + \alpha_т T_{вз} + \alpha_и (e_{вз} - e_0), \tag{2.3}$$

$$\alpha = \alpha_т + \beta\alpha_и + \alpha_{лч}, \tag{2.4}$$

где T – температура, °С; t – время, ч; $R = R_{сн}(t) + 1/\alpha$; $R_{сн}$ – термическое сопротивление снега, м²·К/Вт; q – плотность теплового потока в грунт, Вт/м²; q_0 – суммарный тепловой поток из атмосферы к поверхности с нулевой температурой, Вт/м²; Q_c – суммарная коротковолновая радиация, Вт/м²; A – альбедо, д.е.; I_A – длинноволновое излучение атмосферы, Вт/м²; I_0 – излучение поверхности при 0 °С, $I_0 \approx 288$ Вт/м²; e_0 – давление насыщающего пара при нулевой температуре, Па; $e_{вз}$ – упругость водяных паров в воздухе, Па; β – коэффициент линейной аппроксимации зависимости давления насыщающего пара от температуры, Па/К; α – результирующий коэффициент внешней теплоотдачи, Вт/(м²·К); $\alpha_т$ – коэффициент конвективного теплообмена, Вт/(м²·К); $\alpha_и$ – коэффициент испарения, Вт/(м²·Па); $\alpha_{лч}$ – коэффициент линейной аппроксимации закона излучения Стефана–Больцмана, Вт/(м²·К). В уравнениях (2.1)–(2.4) q_0 и α зависят только от региональных климатических характеристик (Q_c, I_A, $T_{вз}$, $e_{вз}$, $\alpha_т$, $\alpha_и$) и физических констант (A, I_0, e_0). Все необходимые данные для их расчета определяются на сетевых метеостанциях и содержатся в климатических справочниках. Параметр α можно назвать интегральным коэффициентом внешней теплоотдачи. Он показывает, на какую величину возрастают потери энергии в атмосферу при повышении температуры поверхности на 1 °С. Заметим, что ровно на столько же уменьшится плотность теплового потока в грунт за счет сокращения температурного градиента в приповерхностном слое. Отношение $q_0/\alpha = T^*$ представляет собой равновесную температуру влажной поверхности при условии, что тепловой поток в подстилающую толщу пренебрежимо мал. Таким образом, q_0, α и T^* могут служить количественными показателями, которые выражают результирующее влияние региональных климатических условий на температурный режим пород.

Анализ показывает, что вклад температуры воздуха в формирование теплового потока в горные породы обычно не превышает 30–50 %. Например, в июле для внутриконтинентальных районов северо-востока России типичны значения q_0 порядка 400–500 Вт/м². Повышение температуры воздуха на 5 °С изменит q_0 всего на 50–60 Вт/м². К сожалению, длительность наблюдений за такими параметрами теплообмена, как солнечная радиация, термическое сопротивление снежного покрова, скорость ветра и др., недостаточна для надежного определения трендов их изменения.

Таблица 2.2

Влияние содержания органического материала на теплопроводность почвенного горизонта А

Номер образца	Теплопроводность, Вт/(м·°С)	Термическое сопротивление, мм²/с	Влажность, объемная	Плотность, г/см³	Потери при прокаливании
1	0.30	0.10	0.57	1.15	0.13
2	0.91	0.23	0.65	1.75	0.05
3	0.53	0.11	0.53	1.22	0.09
4	0.04	0.19	0.18	0.14	0.66

О вариациях тепловых характеристик напочвенных покровов можно судить по данным измерений авторов тепловым зондом в Центральной Якутии (табл. 2.2). Теплопроводность (Вт/(м·°С)) почвенного горизонта А по данным 18 измерений в естественных условиях и на нарушенной площадке соответственно: среднее – 0.05, 0.14; стандартное отклонение – 0.03, 0.09.

2.3. ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ

По данным Всемирной метеорологической организации, глобальное повышение температуры воздуха с 1860-х гг. до конца XX столетия, составило около 0.8 °С (рис. 2.1). До начала 1970-х гг. на территории арктических равнин и низменностей Европейского Севера и северо-востока страны потепление практически не отмечалось. Повышение температуры воздуха началось здесь с запозданием примерно на десятилетие по сравнению с умеренными широтами. К 2000 г. оно не превысило 0.5 °С. Кроме того, выявились значительные региональные различия в динамике температур воздуха.

Аномалии среднегодовой температуры воздуха относительно нормы можно определить как слабые при повышении средней температуры воздуха $\Delta T_{вз}$ за 1965–1995 гг. не более чем на 0.7 °С, умеренные ($0.8 \le \Delta T_{вз} \le 1.0$ °С) и сильные ($\Delta T_{вз} > 1.0$ °С) [Павлов, 2002, 2003]. На Европейском Севере потепление климата проявилось слабо. Вблизи побережья оно не превышает 0.2 °С и постепенно усиливается в материковых районах до 0.4–0.5 °С; тренд повышений температуры воздуха не превышает 0.02 °С/год. Север Западной Сибири оказывается весьма неоднородным в отношении современных изменений климата. В северных частях региона повышение среднегодовой температуры воздуха не выхо-

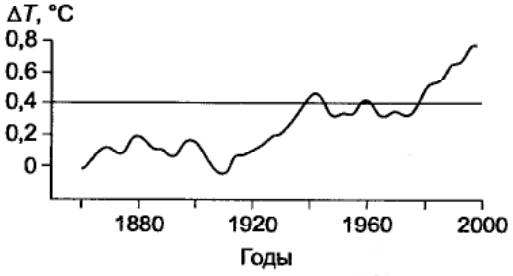


Рис. 2.1. Прирост глобальной температуры воздуха за период с 1860 по 1998 г. [Осипов, 2001].

дит за пределы 0.4 °С, тренд изменений составляет здесь в среднем 0.02 °С/год. В средней и южной частях Ямала и Гыдана повышение температуры воздуха достигает 1 °С. На территории Пур-Надымского междуречья и в восточной части Таз-Енисейского междуречья отмечается достаточно сильное (до 1.4 °С) потепление, тренд температуры воздуха увеличивается до 0.05–0.06 °С/год. Сильные климатические изменения отмечаются в ряде континентальных районов Восточной Сибири (Центральная и Южная Якутия, Забайкалье). За последние 30–35 лет температура воздуха здесь повысилась на 1.6–2.0 °С, а тренд составил 0.06–0.08 °С/год. Арктические острова, побережья полярных морей и значительная часть равнинной территории Северо-Востока характеризуются слабым современным потеплением (рис. 2.2).

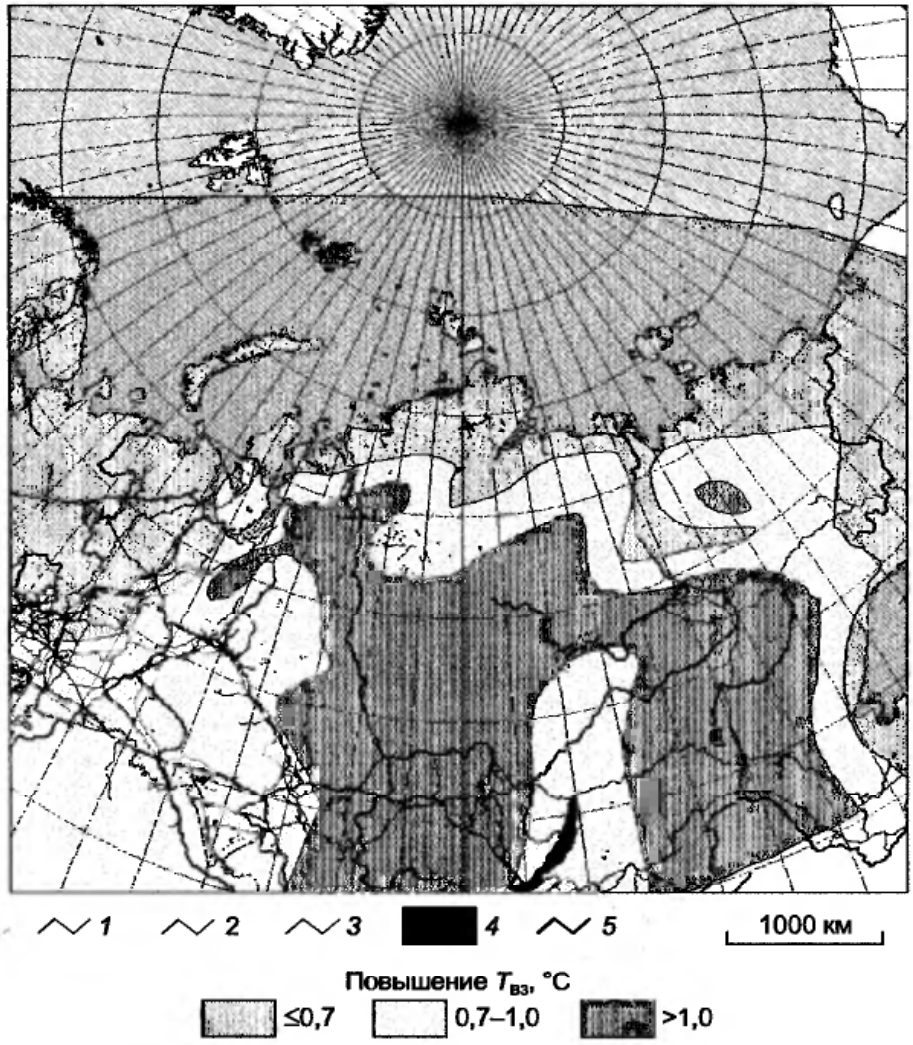


Рис. 2.2. Прогнозно-оценочная схема повышения температуры воздуха относительно нормы (1965–1994 гг.) (авторы А.В. Павлов, О.Н. Шешина) [Павлов, 2003].

1 – трубопроводы; *2* – железные дороги; *3* – автомобильные дороги; *4* – озера; *5* – крупнейшие реки.

дит за пределы 0.4 °С, тренд изменений составляет здесь в среднем 0.02 °С/год. В средней и южной частях Ямала и Гыдана повышение температуры воздуха достигает 1 °С. На территории Пур-Надымского междуречья и в восточной части Таз-Енисейского междуречья отмечается достаточно сильное (до 1.4 °С) потепление, тренд температуры воздуха увеличивается до 0.05–0.06 °С/год. Сильные климатические изменения отмечаются в ряде континентальных районов Восточной Сибири (Центральная и Южная Якутия, Забайкалье). За последние 30–35 лет температура воздуха здесь повысилась на 1.6–2.0 °С, а тренд составил 0.06–0.08 °С/год. Арктические острова, побережья полярных морей и значительная часть равнинной территории Северо-Востока характеризуются слабым современным потеплением (рис. 2.2).

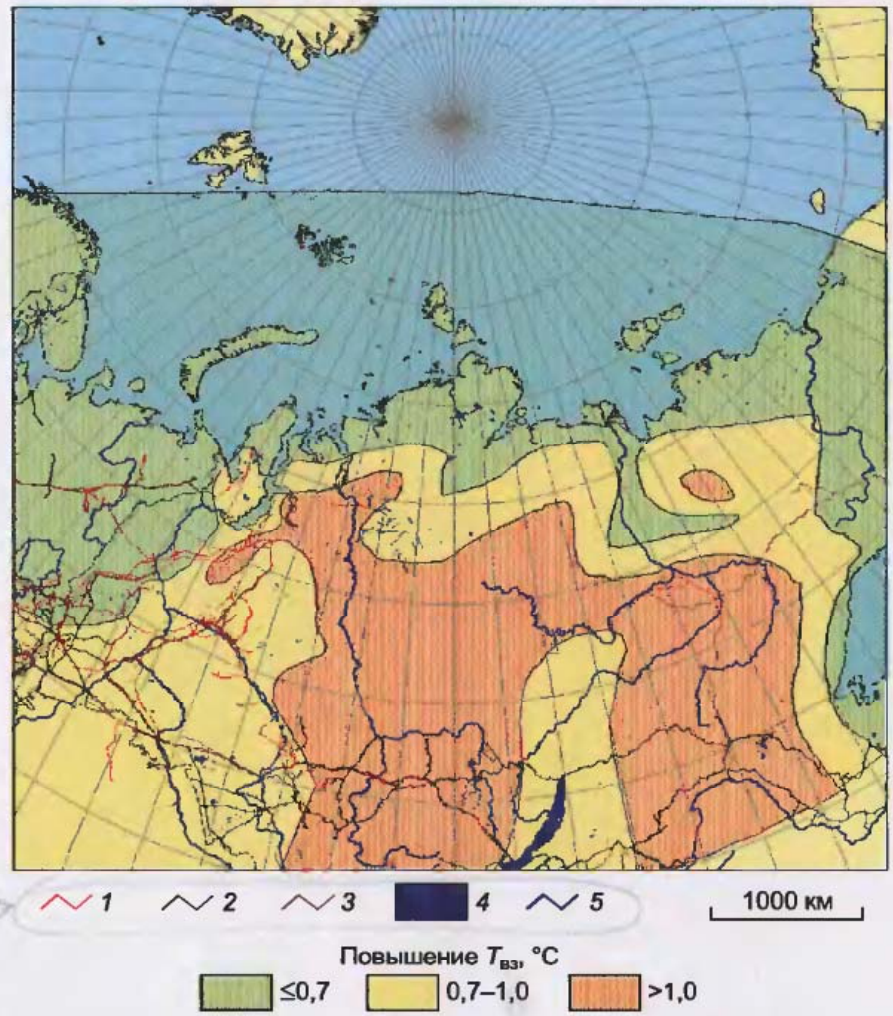


Рис. 2.2. Прогнозно-оценочная схема повышения температуры воздуха относительно нормы (1965–1994 гг.) (авторы А.В. Павлов, О.Н. Шешина) [Павлов, 2003].

1 – трубопроводы; *2* – железные дороги; *3* – автомобильные дороги; *4* – озера; *5* – крупнейшие реки.

Таблица 2.3

Изменения температуры воздуха и грунтов (на глубине 10–12 м)

Объект	Годы наблюдений	Повышение температуры, °С		Соотношение между повышениями температуры грунтов и воздуха	Тренд изменений температуры грунтов, °С/год
		воздух	грунт		
Европейский Север					
Мыс Болванский	1984–2001	0.0	0.0	–	0.0
Приполярно-тундровый стационар	1970–1995	0.5	0.3	0.60	0.014
	1970–2000	0.3	0.2	0.67	0.007
Север Западной Сибири					
Марре-Сале	1978–1995	1.2	0.6	0.75	0.035
	1978–2000	0.9	0.3	0.33	0.014
Надым	1972–2000	1.6	0.6	0.38	0.021
Уренгойское месторождение газа	1975–1997	1.6	1.2	0.75	0.054
	1975–1999	2.0	1.0	0.50	0.050

Для изучения реакции криолитозоны на потепление климата были собраны, систематизированы и проанализированы данные геокриологических стационаров, действующих в настоящее время и имеющих длительные (не менее 20 лет) ряды наблюдений [Павлов и др., 2002; Павлов, 2003]. Современное повышение температуры грунтов на глубине 10 м не превышает 0.3 °С на Европейском Севере и 1.2 °С на севере Западной Сибири (табл. 2.3). Во время относительно монотонного потепления (1978–1995 гг.) соотношение между повышениями температуры грунтов и воздуха составляет 0.33–0.75. Тренд изменения температуры грунтов за этот же период времени изменялся в широких пределах – от 0 до 0.054 °С/год (см. табл. 2.3).

Динамика криолитозоны связана не только с современным повышением температуры воздуха, но и с многолетними вариациями снежного покрова, солнечной радиации и других характеристик. Цикличность современных изменений температуры воздуха, атмосферных осадков и высоты снежного покрова не совпадает во времени. Так, за последние 20–25 лет в Центральной Якутии на фоне значительного общего потепления происходит уменьшение высоты снежного покрова. В результате здесь не отмечено направленных изменений ни в температуре многолетнемерзлых пород (ММП), ни в глубине сезонного оттаивания.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные материалы показывают, что на фоне космических причин, задающих циклы климатических колебаний, существуют факторы, вносящие значительные искажения в детерминированный ритм теплообменных процессов в системе “Земля–атмосфера–Космос”. Кроме того, даже общие для Земли изменения климата, например, наблюдаемое в последние десятилетия глобальное потепление, имеют значительные разли-

чия в интенсивности. Следовательно, палеоклиматические реконструкции, основанные на знании общих тенденции климатических изменений на Земле в прошлые эпохи, при разработке локальных сценариев динамики мерзлых пород могут содержать большие погрешности.

Региональные различия изменений состояния и характеристик многолетнемерзлых пород определяются как спецификой глобальных и региональных длинно- и короткопериодных климатических изменений, так и историческими особенностями развития самих ММП.

Численное и аналитическое моделирование, как сложные методы исследования, опираются на существенные допущения, значимость которых редко оценивается по всем правилам. Поэтому в число первоочередных научных задач выдвигается отслеживание и повторная классификация выявленных тенденций изменения криолитозоны. Таким образом, тенденции изменений в криолитозоне определяются по результатам полевых наблюдений, а направления поиска этих тенденций подсказывается результатами моделирования.

Основным недостатком существующих моделей является мелкомасштабность и слабый учет неоднородностей поверхностных условий. Как правило, они учитывают только прямые связи параметров криолитозоны с отдельными показателями природной среды (коротковолновая солнечная радиация, длинноволновая радиация атмосферы, среднегодовая температура воздуха, толщина снежного покрова). Эта позиция построена на редукционистском подходе, согласно которому сложные явления могут быть полностью объяснены с помощью законов, свойственных явлениям более простым. В нашем случае закономерности строения и свойств мерзлых пород объясняются и сводятся к теплофизическим процессам, определяемым начальными состояниями грунтового массива и закономерными изменениями при различных внешних тепловых воздействиях (промерзание при охлаждении и оттаивание при нагревании относительно области фазовых переходов). При этом предполагается, что, имея данные (в модели) о наличии некоторого первичного уровня элементов и их связей, опираясь на знание физических процессов, происходящих при изменении температуры относительно области фазовых переходов, можно рассчитать состояние элементов объекта в любой момент с требуемой степенью однозначности.

Среди климатологов господствует мнение, что наблюдаемое потепление климата вызвано быстро увеличивающимся выбросом парниковых газов и аэрозолей в атмосферу. В то же время ряд геокриологов связывает этот процесс преимущественно с естественными колебаниями климатообразующих факторов, прежде всего космических и общепланетарных.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В. Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 4. – С. 15–25.

Булдович С.Н. Особенности геокриологических условий на мелководных участках акваторий криолитозоны // Материалы Первой конференции геокриологов России. – М., 1996. – Ч. I. – С. 321–330.

Величко А.А., Нечаев В.П. К оценке динамики зоны многолетней мерзлоты в Северной Евразии при глобальном потеплении климата // Докл. АН СССР. – 1992. – Т. 324, № 3. – С. 667–671.

Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 5. – С. 5–14.

Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 1. – С. 22–34.

Клименко В.В., Микушина О.В., Ларин Д.А. Температурные тренды Таймырского региона в условиях глобального изменения климата // Геоэкология: инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2001. – № 3. – С. 195–2003.

Кудрявцев В.А. Динамика вечной мерзлоты в бассейне среднего течения р. Селемджи и связанные с ней условия строительства в этом районе // Тр. Комитета по вечной мерзлоте. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. – Т. VIII.

Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. – Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 183 с.

Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др. Моделирование современных и прогностических распределений температуры грунтов в зоне вечной мерзлоты на территории России // Материалы Второй конф. геокриологов России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – Т. 2. – С. 189–196.

Мачульская Е.Е., Лыкосов В.Н. Моделирование термодинамической реакции вечной мерзлоты на сезонные и межгодовые вариации атмосферных параметров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 1. – С. 20–33.

Осипов В.И. Природные катастрофы на рубеже XXI века // Вестн. РАН. – 2001. – Т. 71, № 4. – С. 291–302.

Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. – Якутск: Кн. изд-во, 1975. – 304 с.

Павлов А.В. Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1997. – № 4. – С. 61–75.

Павлов А.В. Вековые аномалии температуры воздуха на севере России // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 2. – С. 75–81.

Павлов А.В. Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2003. – № 6. – С. 39–50.

Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С. и др. Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 4. – С. 30–39.

Перльштейн Г.З. Теплообмен деятельного слоя с атмосферой: теоретические и прикладные аспекты // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 1. – С. 25–29.

Порхаев Г.В. Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечномерзлыми грунтами. – М.: Наука, 1970. – 208 с.

Романовский В.Е., Шендер Н.И., Сазонова Т.С. и др. Температура вечной мерзлоты на Аляске и в Восточной Сибири: прошлое, настоящее, будущее // Материалы Второй конф. геокриологов России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – Т. 3. – С. 307–314.

Хрусталев Л.Н., Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И. и др. Прогноз среднегодовой температуры воздуха на территории республики Саха (Якутия) по резуль-

татам ретроспективного анализа // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 2. – С. 66–74.

Шполянская Н.А. Климатические ритмы и динамика криолитозоны (анализ эволюции в прошлом и прогноз изменений в будущем) // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 1. – С. 3–14.

Hansen J., Lebedeff S. Global trends of measured surface air temperature // J. Geophys. Res. – 1987. – Vol. 92 (D11). – P. 13,345–13,372.

Hiyama T., Fukushima Y., Hashimoto T. A numerical model of the heat transfer for permafrost regions // J. Japan Soc. Hydrol. Water Resour. – 1998. – Vol. 11. – P. 346–359.

Houghton J.T., Ding Y., Griggs S.J. et. al. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995.

Jones P.D. Hemispheric surface air temperature variations: A reanalysis and update to 1993 // J. Climate. – 1994. – Vol. 7 (11). – P. 1794–1802.

Macdonald N.J., Sobel J.P. Changing Weather? Facts and Fallacies about Climate Change and Weather Extremes. Accu-Weather, Inc., 1997.

Mitchell J.F.B., Davis R.A., Ingram W.J., Senios C.A. On surface temperature, greenhouse gases and aerosols: models and observations // J. Climate. – 1995. – Vol. 10. – P. 2364–2386.

Peterson T.C., Vose R.S. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1997. – Vol. 78 (12). – P. 2837–2849.

Peterson T.C., Easterling D.R., Karl T.R. et al. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review // Intern. J. Climatol. – 1998. – Vol. 18. – P. 1493–1517.

Reynolds R.W., Smith T.M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation // J. Climate. – 1994. – Vol. 7 (6). – P. 929–948.

Глава 3

КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

3.1. ФОРМИРОВАНИЕ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ В ОСАДКАХ МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

В настоящее время достаточно полное описание криогенных геосистем различных генезисов и иерархического уровня невозможно, поскольку теоретические и практические аспекты данной проблемы недостаточно разработаны. В предыдущих главах были сформулированы принципы выделения и классификации таких образований. В этой главе представлены материалы, иллюстрирующие различные аспекты развития криогенных геосистем в тех или иных природных условиях. В частности, будут рассмотрены:

– формирование криогенных геосистем в осадочных толщах (на примере морских осадков);

– криогенные геосистемы в скальных породах;

– криогенные геосистемы деятельного слоя;

– криогенные геосистемы, включающие различные соотношения криогенной и литогенной составляющих (на примере криогидрологических систем (КГГС)).

Объем данной работы не позволяет подробно исследовать условия формирования криогенных геосистем для различных генетических типов осадочных толщ. В качестве примера будет рассмотрен один из наиболее распространенных генетических типов горных пород криолитозоны – морские осадки. Они формируются в субаквальных условиях, но в результате многократных колебаний уровня моря часть морских толщ оказалась в субаэральном состоянии, где и образовала обширные равнины, примыкающие к Северному Ледовитому океану. Несмотря на разнообразие условий залегания, строения и вещественного состава, морские осадки образуют единый массив, обладающий рядом общих свойств и, прежде всего, высокой засоленностью. Особенность формирования криогенных геосистем в морских осадках связана с переходом от глубоководных условий седиментогенеза к мелководным, а затем к субаэральным. При этом развитие мерзлых пород определяется в основном не климатическими факторами (достаточно только, чтобы они обеспечивали возможность льдообразование в толще пород), а закономерностями прибрежно-морского осадконакопления.

Эволюция данной системы во времени определяется трансгрессивно-регрессивными циклами. Каждый цикл связан с закономерной сменой обстановок осадконакопления и криолитогенеза. В соответствии с общепринятыми представлениями о циклическом развитии области морского осадконакопления можно выделить пять стадий развития океанического криолитогенеза [Хименков, Брушков, 2003].

1. Стадия первичного океанического криолитогенеза. На ней происходит первичное накопление морских осадков. При этом процессы седиментогенеза и криогенеза протекают одновременно. Формирующиеся криогенные толщи представляют собой неконсолидированные, отрицательно-температурные и содержащие лед осадки, в которых протекают диагенетические процессы и наблюдается активная жизнедеятельность, присущая данным осадкам биоценозов. Мощность слоя субаквальных осадков, где активно может протекать первичный субаквальный океанический криолитогенез, составляет несколько десятков метров.

2. Регрессивная стадия. Здесь на первичный океанический криолитогенез накладывается континентальный криолитогенез и начинается формирование (эпигенетическое и сингенетическое) ММП морского генезиса. При этом формируются специфические криогенные толщи, отражающие пограничное состояние развития природной системы. Характерной чертой является чередование монолитных, сцементированных льдом массивов и горизонтов отрицательно-температурных водоносных горизонтов.

3. Субаэральная стадия океанического криолитогенеза, связанная с особенностями нахождения мерзлых морских толщ в условиях континентального криолитогенеза вне воздействия моря. Завершается формирование монолитных мерзлых толщ, на фоне направленной регрессии (или тектонических движений) образуются серии морских террас, широко развитых в районах, прилегающих к Северному Ледовитому океану.

4. Трансгрессивная стадия, связанная с вторичным переходом мерзлых морских толщ в субаквальное состояние. При этом развивается совокупность термоденудационных процессов, обусловленных перестройкой параметров мерзлых толщ, переходящих в субаквальные условия.

5. Стадия погребения, на которой мерзлые толщи, оказавшись на значительных глубинах, уже не подвергаются интенсивному термодинамическому воздействию. Реликтовые монолитные, сцементированные льдом осадки, имеющие площадное распространение вблизи побережий и локальное на некотором удалении от них, встречаются в основном до глубин в несколько десятков метров. Поверх них формируются осадки, соответствующие стадии первичного океанического криолитогенеза.

Выделяемая природная система непрерывно существует, как минимум, в течение всего плейстоцена. В зависимости от палеогеографических условий меняются соотношения и пространственное расположение отдельных частей системы, но общие закономерности ее существования остаются неизменными. Выделенные этапы отражают сущность развития океанического криолитогенеза и проявляются как на локальном (например, в пределах одной тектонической структуры), так и на глобальном (общее

изменение уровня мирового океана) уровнях. Нас в первую очередь интересуют особенности формирования криогенных геосистем, поэтому рассмотрим более подробно первые три стадии.

Первичный океанический криолитогенез

Накоплению осадочных толщ в арктических бассейнах и их преобразованию процессами диагенеза соответствует этап первичного океанического криолитогенеза. Наиболее существенной характеристикой данного этапа является то, что он осуществляется в узком температурном диапазоне (от 0 до –1.8 °С). Данный температурный режим устойчиво поддерживается за счет саморегуляции на протяжении сотен тысяч, а может, и миллионов лет.

Под первичным океаническим криолитогенезом мы понимаем совокупность криогенных процессов, развивающихся одновременно с накоплением морских осадков и их диагенетическим преобразованием. Первичный океанический криолитогенез протекает в толще морских осадков при отрицательных температурах на глубинах моря, превышающих мощность припайных льдов. В полярных бассейнах криогенные процессы проявляются с самого начала формирования осадков и протекают на последующих стадиях их диагенетических преобразований. Для различных районов Арктики глубины морей, ниже которых температуры постоянно отрицательные, колеблются в незначительных пределах. В Карском море глубина, ниже которой даже летом сохраняются отрицательные температуры, составляет 16–18 м, в Восточно-Сибирском – 20–22 м, в море Бофорта – 13–15 м [Жигарев, 1997]. Нижняя граница морских вод с отрицательными температурами залегает на различных глубинах и в значительной мере зависит от воздействия теплых атлантических вод. По данным Н.Н. Зубова [1938], в Баренцевом море на глубинах 20–120 м наблюдается слой с температурами значительно ниже –1 °С. В Белом море на глубине 150 м господствует почти постоянная температура, близкая к –1.4 °С. В центральной части бассейна Северного Ледовитого океана в районе 170 и 332° в.д. арктические воды имеют отрицательную температуру до глубин 2600 м и ниже; при этом в местах воздействия теплых атлантических вод (глубины 270–800 м) температуры повышаются до положительных значений [Жигарев, 1997].

Формирующиеся в арктических морях отложения характеризует рыхлость и пластичность, большая обводненность, обогащенность микроорганизмами и неуравновешенность физико-химической системы в целом. В осадке сначала много свободного кислорода и легко отдающих его соединений, а также присутствуют потребители этого кислорода – различные микроорганизмы. Естественно, что в осадке после осаждения частиц сразу начинается серия процессов физико-химического уравновешивания, получившего наименование "диагенез". Важнейшим процессом, регулирующим все геохимические процессы при диагенезе глинистых осадков, является дегидратация. Дегидратация глинистых осадков начинается с момента их отложения и заключается в высвобождении (миграции), сначала свободной, а затем и физически связанной воды при переходе ее в свободную. Движе-

ние воды происходит со все более возрастающей скоростью из области повышенного уплотняющего давления на глубине к области пониженного уплотняющего давления у поверхности [Ломтадзе, 1955]. Таким образом, совокупность процессов диагенеза приводит к выделению в осадочной толще локальных очагов свободной опресненной воды, в которой начинают формироваться отдельные кристаллы льда. На фоне отрицательных температур это приведет к формированию льда в толще морских осадков, без какого-либо внешнего источника охлаждения.

Следует особо отметить невозможность консолидации субаквальных морских илов за счет промерзания выделившихся при диагенезе опресненных поровых вод. Это связано со следующими причинами.

1. Не формируется сплошного фронта промерзания и соответственно сплошной зоны льдообразования. Это связано с тем обстоятельством, что при слабых градиентах в субаквальных толщах и минерализации порового раствора центры льдообразования будут рассеяны и связаны с локальными рассеянными очагами структурирования илов и образования пор со свободной водой. Кристаллизация приведет к увеличению минерализации у растущей поверхности льда (поскольку лед всегда более пресный, чем исходный раствор), что вызовет остановку дальнейшего роста кристаллов.

2. При структурировании илов соли из поровых растворов переходят в минеральные частицы, за счет чего и опресняется выделившаяся вода, но при этом засоленность минеральных частиц увеличивается. Поскольку минимальная температура придонных вод не может быть ниже –1,8 °С, а часто бывает выше, она не обеспечит промерзания глинистых илов, и они останутся неконсолидированными. Для формирования монолитных, сцементированных льдом мерзлых морских осадков требуются более низкие температуры.

Мерзлые породы, соответствующие первичному океаническому криолитогенезу, мы определили как криодиагенетические [Хименков, Брушков, 2003]. Криодиагенетические породы представляют собой отрицательно-температурные, неконсолидированные субаквальные осадки, содержащие лед, образующийся при замерзании выделившихся вследствие диагенетических процессов поровых вод. При этом в осадочных толщах не прерываются диагенетические преобразования и жизнедеятельность присущих им биоценозов. Рассеянные локальные ледяные элементы не изменяют кардинально других процессов диагенеза, осадки остаются нелитифицированными, продолжается миграция поровых вод, минералообразование, биогенные преобразования. Потенциально криодиагенетические толщи могут формироваться во всех субаквальных осадках с отрицательной температурой, как на шельфе, так и на континентальном склоне. Если среда имеет отрицательную температуру, то любые изменения (уплотнение, отжатие свободной и миграция связанной воды, синерезис, связанный с разрывом сплошности толщи, преобразование поровых вод и др.) могут привести к созданию условий, при которых происходит формирование кристаллов льда. Их отличие от “традиционных мерзлых пород” в том, что они не связаны с фактором “промерзания”, определяемым внешним источником

охлаждения, т. е. непосредственным теплообменом с атмосферой. Льдообразование в толще субаквальных осадков происходит за счет внутренних причин, обусловленных особенностями развития области морского субаквального полярного седиментогенеза и диагенеза [Хименков, 2002].

Формирование крупных ледяных образований в области первичного океанического криолитогенеза возможно, но не в толще глинистых илов, а в водоносных песчаных горизонтах. Отжимающиеся в ходе диагенетического уплотнения грунтовые воды создают напор на контактах различных по литологии слоев. В. Энгельгардт [1971] связывает с этим напором повышение давления воды сверх гидростатического в песках, окруженных глинистыми осадками. Даже небольшой наклон песчаных пластов приводит к накоплению свободных объемов грунтовых вод в количестве, большем, чем это можно предположить исходя из значений мощности подстилающих глин. В этих условиях даже высокие отрицательные температуры могут приводить к образованию значительных ледяных массивов. Выделение свободной воды в толще осадков может происходить и на участках активного протекания субаквальных склоновых процессов (оползни, сплывы и др.). При замерзании выделившейся опресненной воды формируются ледяные элементы со следами деформаций [Данилов, 1978; Попов, 1983].

Рассмотренные нами процессы обусловливают формирование специфических криогенных геосистем, соответствующих условиям первичного океанического криолитогенеза [Хименков, Брушков, 2003].

Переход к субаэральным условиям – формирование криогенных геосистем в морских отложениях

Четкой границей, разделяющей область первичного океанического криолитогенеза и область резкого возрастания влияния внешнего температурного фактора, выражающегося в дополнительном охлаждении и промерзании субаквальных осадков, является глубина смерзания припайного льда с донными осадками (глубины 2.0–2.5 м). Здесь происходит резкая смена геокриологических условий, а первичный океанический криолитогенез с льдообразованием, определяемым энергетическим состоянием осадочной субаквальной толщи, сменяется на вторичный (наложенный). Здесь льдообразование определяется прямым воздействием внешнего фактора – зимнего охлаждения атмосферного воздуха. По мере усиления криогенного воздействия с момента смерзания припайных льдов с морским дном начинают развиваться новообразующиеся мерзлые толщи. Их основным отличием является переслаивание сцементированных льдом мерзлых пород и горизонтов высокоминерализованных вод.

Формирование криогенных пород в переходной зоне нельзя представлять как постепенный и однонаправленный процесс промерзания, обусловленный равномерным выходом на поверхность субаквальных осадков в условиях прямолинейных побережий. Распределение различных параметров криогенных толщ (температура, льдистость, состав грунтов, минерализация порового раствора, мощность мерзлых толщ, степень консолидированности осадков и др.) при этом полностью определяется спецификой

осадконакопления в прибрежной зоне. Все это в сочетании со значительным разбросом температур грунтовых толщ, фациальной пестротой условий осадконакопления, большой динамикой экзогенных процессов и спецификой промерзания засоленных обводненных пород обусловливают разнообразие криогенного строения переходной зоны.

В гидродинамическом отношении прибрежную часть морей можно разделить на три фациальные зоны [Долотов, Жаромский, 1982]: 1) внешняя зона (поле течения); 2) зона подводных валов и ложбин (или поле волнения); 3) зона заплеска волн.

Внешняя фациальная зона распространена на глубинах более 5 м. Осадки представлены в основном алевритоглинистыми илами. Она располагается в зоне первичного океанического криолитогенеза.

Зона подводных валов и ложбин характеризуется локальными аккумулятивными поднятиями – барами и лагунами. Бары начинают свой рост со стадии подводного вала. Сложены они, как правило, песками. Рост баров вызывает формирование изолированных участков морского дна, на которых образуются лагуны. Они сложены в центральной части глинистыми, насыщенными органикой осадками, которые ближе к берегу переходят в песчаные илы. В периферийной части некоторых дельт крупных рек ширина зоны подводных валов и ложбин достигает 25–30 км, средняя глубина моря здесь колеблется от 0.6 до 2–3 м [Григорьев, 1966]. Зона подводных валов и ложбин характеризуется большими скоростями аккумуляции осадков (до десятков сантиметров в год) и их размыва. В зоне подводных валов и ложбин уже можно говорить о начале формирования мерзлых пород в традиционном понимании. Здесь при значительных колебаниях глубин моря усиливается влияние климата, в том числе и сезонных колебаний температур. На мелководных участках (бары, подводные части кос, банки), там, где припайный лед смерзается с донными осадками, начинают формироваться сезонномерзлые и многолетнемерзлые породы.

Зона заплеска волн располагается от глубин сгонных осушек (около 1 м) до высоты действия волн и нагонов (в среднем около 2–3 м). Ширина ее меняется от нескольких метров на эрозионно-аккумулятивных участках до нескольких километров на аккумулятивных. Основным динамическим фактором в этой зоне является деятельность волн, приливов и ветровых нагонов.

В целом строение формирующихся мерзлых толщ отражает этап адаптации выходящих из-под уровня моря осадков к новым условиям. Одной из особенностей этого этапа является точечность (локальность) начала формирования ММП. Это явление определяется закономерностями прибрежноморского осадконакопления. Здесь существует множество локальных центров аккумуляции (бары, косы, вдольбереговые валы, острова), где и начинают формироваться сезонномерзлые, а затем многолетнемерзлые породы. Увеличиваясь по площади, а позднее сливаясь, они в итоге формируют сплошные площадные массивы. Накопление осадков в мелководных, ежегодно промерзающих бассейнах сопровождается формированием сингенетических мерзлых пород. При промерзании нижележащих горизонтов уплотненных морских осадков формируются эпигенетические мерзлые тощи.

Сезонномерзлые породы

У берегов всех арктических морей (как в мелководной обстановке подводного склона, прилегающего к зоне пляжа вдоль "коренных" берегов, так и вокруг намывных островов, включая подводные банки и осушки) в зимний период возникает сезонномерзлый слой (СМС). Следует отметить, что глубина моря, на которой начинают формироваться многолетнемерзлые породы, меняется в зависимости от среднегодовых температур воздуха. При температурах –10 °С и ниже мерзлые породы появляются с глубины около 1.5 м. При повышении среднегодовых температур необходимая глубина моря уменьшается, а начиная со среднегодовых температур воздуха –5...–6 °С мерзлые морские отложения формируются лишь в субаэральных условиях. Образование СМС под водой начинается значительно позже, чем на суше, обычно с октября. Чем тоньше полностью промерзшие слои льда, которые ложатся на дно, тем раньше происходит смерзание его нижней поверхности с дном моря, тем длительнее и интенсивнее охлаждение и промерзание донных осадков. На западном побережье п-ова Ямал (вблизи пос. Харасавэй) в ноябре этот процесс начинается при толщине льда 35 см, в первых числах января при 114 см, в феврале при толщине льда 164 см. Следует учитывать, что и в весенние месяцы (апрель–май) при смыкании нижней поверхности льда с дном моря и сохраняющихся морозах этот процесс продолжается [Григорьев, 1987]. По мере увеличения толщины слоя льда, лежащего на дне, сезонное промерзание наносов постепенно уменьшается. Мористее, где толщина льда достигает 2 м и более, донные отложения промерзают минимально или же промерзания вообще не происходит. Протяженность подводного слоя сезонномерзлых пород может составлять несколько сотен метров.

Л.А. Жигарев [Zhigarev, 1983] выделяет четыре вида сезонномерзлого слоя, образующегося в результате: 1) смерзания припайного льда с донными осадками; 2) смерзания торосов и стамух с подводными отложениями; 3) разгрузки в море пресных подземных вод; 4) осенне-зимнего вторжения галоклина в устьевые взморья и эстуарии. Первые два вида СМС связаны с взаимодействием континентального субаэрального криолитогенеза и субаквального океанического криолитогенеза. Это взаимодействие осуществляется в районах влияния низкотемпературных воздушных масс на высокотемпературные (хотя и с отрицательными значениями) морские осадки. Другие два типа связаны с некоторыми особенностями океанического криолитогенеза в зоне воздействия стока пресных континентальных вод. Формирование льда в этих случаях обусловлено внутренним энергетическим состоянием морских осадков.

Криогенные геосистемы в прибрежно-морских осадках

Материалов по криогенному строению субаквальных мелководных морских отложений в научной литературе очень мало. Это связано с тем, что субаквальные морские толщи развиты нешироко, получение фактических материалов технически сложно. Кроме того, сама проблема недостаточно теоретически и методически разработана, что затрудняет прове-

дение целенаправленных полевых исследований. Для мерзлых отложений подводных валов, баров характерен песчаный состав. В СМС песчаные морские отложения имеют массивную криогенную текстуру, а в суглинках и глинах наряду с такой текстурой встречаются тонкие короткие наклонные полоски и шлиры льда мощностью 0.5–1.0 мм. Широко распространены также трещинные и "лучевидные", по определению В.А. Усова [1967], криотекстуры. В переслаивающихся заиленных песках встречаются прослойки льда толщиной до 1–2 см, имеющие зернистое строение.

Зернистое строение ледяных элементов является характерной чертой криогенного строения засоленных морских отложений, механизм его формирования будет рассмотрен ниже. Понижения морского дна, расположенные между подводными валами, барами, косами, заполнены более мелким супесчано-суглинистым материалом. Такие осадки, как правило, имеют большую засоленность и влажность. Рассмотрим данные по криогенному строению мерзлых отложений современных лагун. В мелких лагунах осадки начинают промерзать в субаквальных условиях. В целом для мерзлых лагунных отложений характерны ломанные, прерывистые, утончающиеся и разветвляющиеся на концах линзы и прослойки льда. Ориентировка ледяных элементов преимущественно наклонная и субвертикальная [Катасонов, 1965]. Встречается также горизонтально-слоистый лед толщиной до 15 см и более. Слоистость образована фирнообразными и загрязненными минеральной примесью прослоями льда, в которых встречаются включения ила размером до 10 мм. Отмечаются колонии мелких ледяных зерен: гнезда диаметром до 4.5 см и ветвистые прослои, ориентированные большей частью наклонно. Встречаются также включения льда в виде цепочек ледяных зерен, покрытых налетом соли. Нередко наблюдаются горизонты изометрических ледяных образований с включениями грунта размером в десятки сантиметров, общая льдистость при этом достигает 70 %. Совместно с мерзлыми участками даже при низких отрицательных температурах встречаются участки пластичных грунтов, не содержащих льда. Влажность грунтов, как правило, превышает предел текучести. Большинство исследователей, занимавшихся полевыми исследованиями криогенного строения современных субаквальных отложений, придерживаются мнения, что при формировании криотекстур в данных условиях незначительна роль процессов миграции связанной воды и велика роль процессов, связанных с перераспределением свободной воды.

Изучение мерзлых отложений песчаной косы в районе пос. Амдерма на побережье Карского моря позволило выявить некоторые количественные связи засоленности осадков с их криогенным строением [Хименков, Шешин, 1992]. В суглинках с засоленностью до 0.2 % и влажностью до 24 % наблюдаются слоистые криотекстуры, минеральные частицы сцементированы льдом. При больших засоленностях грунтов специфика криогенного строения резко меняется. При засоленности свыше 0.8 % и влажности 28–51 % лед уже не образует ярко выраженных криогенных текстур и не цементирует минеральные частицы. Формируются отдельные кристаллы или гнезда изометричных и вытянутых игольчатых кристаллов раз-

мером до нескольких миллиметров. Суглинки имеют малую механическую прочность, легко разламываются руками, они сохраняют пластичную консистенцию даже в мерзлом состоянии. Для песков с засоленностью 0.1–0.2 % и влажностью 19–22 % криогенная текстура массивная, а при засоленности 0.33–1.8 % и выше пески при температурах –3...–6 °С находятся в водонасыщенном охлажденном состоянии, при этом в них наблюдаются отдельные кристаллы льда размером в несколько миллиметров.

Для засоленных современных мерзлых морских осадков, находящихся в субаэральном состоянии, характерно специфическое криогенное строение, при котором отдельные ледяные кристаллы вытянутой или изометрической формы не цементируют грунтовый массив. Это связано с тем, что в засоленных грунтах при промерзании образуется широкая зона переохлаждения с множеством локальных центров кристаллизации. После начала формирования первичных кристаллов льда в различных грунтах их рост продолжается по-разному. В илах и суглинистых грунтах первичные ледяные кристаллы растут за счет миграции поровой воды из окружающих участков к поверхности кристалла. В ходе миграции к поверхности растущего кристалла подтягиваются соли. Вблизи поверхности растущего кристалла льда формируется слой повышенной засоленности, вследствие чего миграционный поток уменьшается и ледяной элемент прекращает свой рост. В песчаных грунтах или в водонасыщенных илах формирование льда происходит за счет замерзания свободной воды. Здесь при кристаллизации соли отжимаются за границы кристаллов, у растущей поверхности формируется зона повышенной минерализации, превышающей температуру замерзания, что ограничивает рост ледяных включений. Различие механизмов приводит к одному результату – у растущей поверхности ледяных кристаллов формируется зона повышенной минерализации, проявляющаяся в виде сольватных оболочек. По мере выхода аккумулятивных форм донного рельефа в надводное положение промерзание наносов усиливается, и происходит заметное увеличение мощности и площади распространения современных ММП. Для Гыданского п-ва на песчаных косах мощность мерзлых отложений вблизи моря составляет 9–30 м, на более удаленных участках – 45–125 м, а в тыловых частях пляжа – 120–160 м [Бриллинг и др., 1973]. Для прибрежных участков островов, недавно поднявшихся из-под уровня моря, мощность мерзлоты составляет несколько метров; с удалением от побережья в центральной части островов она возрастает до нескольких сотен метров. Морфология нижней границы мерзлых толщ первого типа определяется процессами, происходящими в грунтовом массиве при эпигенетическом промерзании.

Увеличение засоленности морских осадков при промерзании

Криогенный фактор значительно меняет тенденции развития минерализации поровых растворов и засоленности прибрежно-морских осадков. В целом переход от условий осадконакопления в открытом море к условиям полузамкнутых, а затем и замкнутых водоемов, сопровождается направленным процессом опреснения поверхностных вод и соответственно

осадочных толщ. В зоне смерзания льда с грунтом и формирования ММП данный процесс значительно меняется. Изучение осадков Амдерминской лагуны на побережье Карского моря показало, что при общем опреснении поверхностных вод засоленность осадков здесь намного выше, чем в открытом море [Хименков, Шешин, 1992]. Лагуна вытянута параллельно побережью на расстояние 1.5 км, средняя ширина 200 м, глубина 0.5–2.0 м. В устье лагуны в нее впадает река. Минерализация вод в лагуне летом колеблется от 18–20 г/л в устьевой части до 8 г/л и менее в частях, удаленных от моря. Отложения лагуны представлены переслаивающимися песками и суглинками темно-серого цвета с большим количеством органики. Засоленность верхней части субаквальных осадков лагуны (до глубины 1 м) составляет 1.6–1.9 %, ниже засоленность увеличивается, достигая на глубине 4–5 м значений 3–4 %. В то же время средние значения засоленности субаквальных осадков в открытом море составляют 0.5–0.8 % при минерализации морских вод в этом районе 25–35 г/л. Температуры отложений в центральной части лагуны равны –2.0...–2.2 °С. Здесь отложения находятся в охлажденном состоянии. Ближе к берегу на более мелководных участках появляются мерзлые отложения, мощность которых составляет 1.5–2.0 м. Минерализация вод в лагуне в 3–4 раза меньше, чем в море, при этом засоленность осадков в 2–3 раза больше, чем засоленность субаквальных морских осадков. Это несоответствие, несомненно, связано не с первичной седиментационной засоленностью (летом осадки накапливаются в опресненном бассейне), а с криогенным преобразованием поровых вод в осадках, происходящим при зимнем промерзании. Слабозасоленные осадки, накапливающиеся в лагуне преимущественно в летний период, соответствуют фациальным условиям седиментогенеза. В зимний период под воздействием промерзания и значительной криогенной метаморфизации поровых вод их засоленность резко возрастает, и они становятся охлажденными.

Исследования, проведенные в Байдарацкой губе по трассе предполагаемого газопровода, показали увеличение засоленности осадков при движении от более глубоководных участков в сторону суши [Природные условия..., 1997]. Средняя засоленность суглинков для глубоководных участков составляет 0.73 %, для мелководий 1.04 %, для лайд 3.1 %. Для супесей эти значения следующие: глубоководные – 0.57 %, мелководные – 0.9 %, для баров и пляжей – 2.2 %. Охлажденные пески в глубоководных условиях имеют средние значения засоленности 0.51 %, на мелководье – 0.97 %, на лайдах – 2.4 %, на барах и пляжах – 2.8 %. Данные значения засоленностей не могут быть объяснены с позиций особенностей фациальных условий осадконакопления. При приближении к берегу общая минерализация морских вод уменьшается. А для субаэральных условий верхний 2-метровый слой песков в обычных условиях вообще не засолен или слабо засолен (значения засоленности менее 0.05–0.1 %). Отмеченное увеличение засоленности может быть объяснено только криогенным фактором. При промерзании и формировании льда в увлажненных засоленных осадках минерализация поровых растворов увеличивается, поскольку при

кристаллизации воды лед всегда более пресен, чем исходный раствор. Засоленность глубоководных осадков отражает первичную засоленность, связанную с условиями осадконакопления.

Криопэги

Первичное промерзание водонасыщенных засоленных морских осадков вызывает резкое увеличение минерализации поровых растворов в результате криогенной сепарации. Минерализация поровых вод достигает равновесия по отношению к существующим температурам, и процесс консолидации осадков льдом завершается. В основании мерзлых пород начинают формироваться горизонты минерализованных отрицательно-температурных вод, называемых криопэгами. Криопэги широко распространены на аккумулятивных побережьях арктических морей и отражают этап незавершенного формирования сплошной толщи ММП. Криопэги, как правило, не приурочены к какой-либо глубине, и минерализация в них колеблется в больших диапазонах. Но если рассматривать регион в целом, то прослеживается определенная закономерность. Большинство значений минерализации вод в криопэгах находится в диапазоне равновесных значений, соответствующих разбросу температур грунтов данного района. Рассмотрим это на примере исследования криопэгов, проведенного нами в районе Амдерминской косы на побережье Карского моря (табл. 3.1).

Обследуемая площадь не превышала 1 км^2, измеренные температуры грунтов колебались в диапазоне –3...–6 °С. В плане криопэги не выдержаны, что связано с разнородностью литологического состава грунтов, их резкой фациальной изменчивостью, разнообразием температур (в слое годовых колебаний) и различием в засоленности осадков. Прослеживается связь изменения минерализации криопэгов в разные сезоны года в слое годовых колебаний температуры грунтов. В теплый период минерализация уменьшается, в холодный – увеличивается. При этом происходит сокращение или рост линз криопэгов и изменение в них напора.

Мощность мерзлых отложений, формирующихся на островах Карского моря, вдоль побережья Ямала по сингенетическому типу, составляет не более 3–5 м. Под ними залегают охлажденные пески и глины, насыщенные сильноминерализованными (110 г/л) хлоридно-натриевыми поровыми растворами [Полуостров Ямал..., 1975]. В.В. Баулин [1979] указывает, что на лайдах Байдарацкой губы ниже 5–6 м мерзлых пород, залегают охлажденные минерализованные осадки с температурой –7...–8 °С. На западном побережье п-ова Ямал на расстоя-

Таблица 3.1

Глубины залегания криопэгов и их минерализация [Хименков, Шешин, 1992]

Глубина, м	Минерализация, г/л	Глубина, м	Минерализация, г/л
3.0	53	5.4	76
3.2	53	5.5	59
3.5	65	5.5	63
4.2	94	6.0	60
4.6	116	6.0	97
4.9	72	7.0	110
4.9	94	7.1	119
5.0	28	8.3	79

нии 10–15 м от уреза воды скважиной глубиной 19 м было вскрыто пять горизонтов, насыщенных высокоминерализованными растворами, разделенных мерзлыми, сцементированными льдом грунтами. Толщина мерзлых слоев колеблется от 1 до 4 м, а мощность криопэгов – от 0.3 до 2.5 м [Григорьев, 1987]. На границе криопэгов и вмещающих отложений значения засоленности резко меняются. В одной из пройденных скважин водоносный горизонт с минерализацией 97 г/л и засоленностью песков 0.87 % перекрывался мерзлыми песками с засоленностью 0.07 % и подстилался мерзлыми песками с засоленностью 0.1 %. В двух других скважинах с минерализацией вод 116 и 58 г/л и засоленностью песков 1.19 и 1.14 % засоленность перекрывающих мерзлых песков составила 0.13 и 0.17 % соответственно. В данном случае измеренные засоленности песчаных отложений водоносных горизонтов почти в 10 раз превышают засоленности вмещающих мерзлых отложений.

Наблюдающееся различие засоленностей в криопэгах и вмещающих грунтах можно объяснить следующим образом. При формировании мерзлоты в песчаных осадках перед фронтом промерзания формируется зона повышенной минерализации. Это связано с тем, что лед всегда более пресный, чем исходный раствор. Когда минерализация грунтового раствора достигнет равновесной для данной температуры, льдообразование прекращается и начинается ниже, там, где возможно продолжение льдообразования. Таким образом, незамерзший водный горизонт оказывается "зажатым" между мерзлыми слоями. Дальнейшее понижение температуры приводит к еще большему промерзанию водоносного горизонта и повышению его минерализации. Возникающие при этом давления приводят к отжатию грунтовых вод и прогрессирующему уменьшению засоленности грунтовых толщ.

Аналогичные условия залегания криопэгов на побережье Карского моря в районе Байдарацкой губы выявили исследования, проведенные входе изысканий под газопровод Ямал–Центр. Здесь при изучении 42 разрезов как на ямальском, так и уральском побережье выявлено существование на глубинах 1–15 м до десятка тонких прослоев криопэгов, чередующихся со слоями мерзлых грунтов [Природные условия..., 1997]. Минерализация их колеблется от 30 до 150 г/л, температура – от –8 до –22 °С, при величине напора 0–10 м. Криопэги приурочены к слоям водонепроницаемых грунтов и к контактам последних с водоупорами.

В распределении криопэгов наблюдается некоторая тенденция. С удалением от уреза воды в сторону суши количество минерализованных водоносных горизонтов уменьшается. То же самое наблюдается и при понижении температур грунтов. Химический состав криопэгов в мерзлых грунтах морских террас, лайд, кос и пляжей везде устойчивый хлоридно-натриевый. Увеличение их минерализации сопровождается концентрированием основных ионов – хлора, натрия и магния. По сравнению с морской водой в криопэгах наблюдается относительно высокое содержание ионов хлора и магния и пониженное содержание ионов натрия.

Рассматривая особенности криолитогенеза в переходной зоне, следует отметить, что пока не получило теоретического объяснения несоответствие

между монолитным строением древних мерзлых толщ и слоистой структурой современных морских осадков. Простое понижение температуры не может привести к формированию сплошного массива мерзлых пород. Для объяснения данного факта необходимо привлекать такие причины, как понижение базиса эрозии и стока минерализованных растворов; выдавливание растворов за счет криогенного напора; постепенное уменьшение минерализации криопэгов вследствие миграции солей в мерзлых толщах; распреснение грунтовых вод за счет поверхностных пресных вод и др. Эта проблема еще далека от своего решения.

Завершение формирования криогенных геосистем морских отложений в субаэральных условиях

Переход к субаэральным условиям и ослабление воздействия моря завершаются формированием эпигенетических мерзлых тощ. Все разнообразие локальных и региональных особенностей их криогенного строения сводится к трем основным типам.

1 тип. Для морских осадков наиболее типичными являются монотонные по составу тонкодисперсные толщи, сложенные пылеватыми суглинками и супесями. Для этих толщ характерно закономерное убыванием льдистости вниз по разрезу. В криогенном строении преобладают сетчатые, слоисто-сетчатые и неполносетчатые текстуры. Мощность ледяных слоев при переходе от верхнего льдистого горизонта увеличивается до 2–5 см, иногда достигая 10–15 см. Еще ниже до глубин 50–100 м, криотекстура переходит в массивную и крупносетчатую, наблюдаются прослои льда толщиной до 2–4 см на расстоянии 1.0–1.5 м.

2 тип. Если суглинисто-глинистые тощи чередуются с грубозернистыми горизонтами, то высокая льдистость прослеживается не только в верхней части разреза морских осадков, но сохраняется и до глубин 50–130 м [Дубиков, 2002].. В криогенном строении преобладают сетчатые и горизонтально-слоистые текстуры. Льдистость достигает 30–40 %, толщина слоев меняется от 1.0–1.5 см в верхней части разреза до 3–4 см в нижней.

3 тип. Вид эпикриогенных глинистых толщ, впервые выделенный Г.И. Дубиковым [Дубиков, Корейша, 1964], характеризуется увеличением льдистости с глубиной. Характерным элементом криогенного строения этого вида является наличие крупных массивов льда или ледогрунта. Поскольку в береговых обнажениях они часто проявляются в виде вытянутых слоев с ровными границами, в литературе данные подземные льды называют пластовыми. В большинстве случаев пластовые льды перекрываются глинистыми отложениями (88 % случаев) и подстилаются песчаными отложениями (85 % случаев) [Дубиков, 2002].

Формирование криогенных геосистем в эпигенетически промерзающих морских осадочных толщах сопровождается сменой комплексов криогенных процессов, отражающих структурную перестройку грунтового массива, изменение его механических свойств и параметров телообмена. Проиллюстрируем это на примере разреза мерзлых морских отложений, включающих сетчатые криотекстуры и связанную с ними пластовую за-

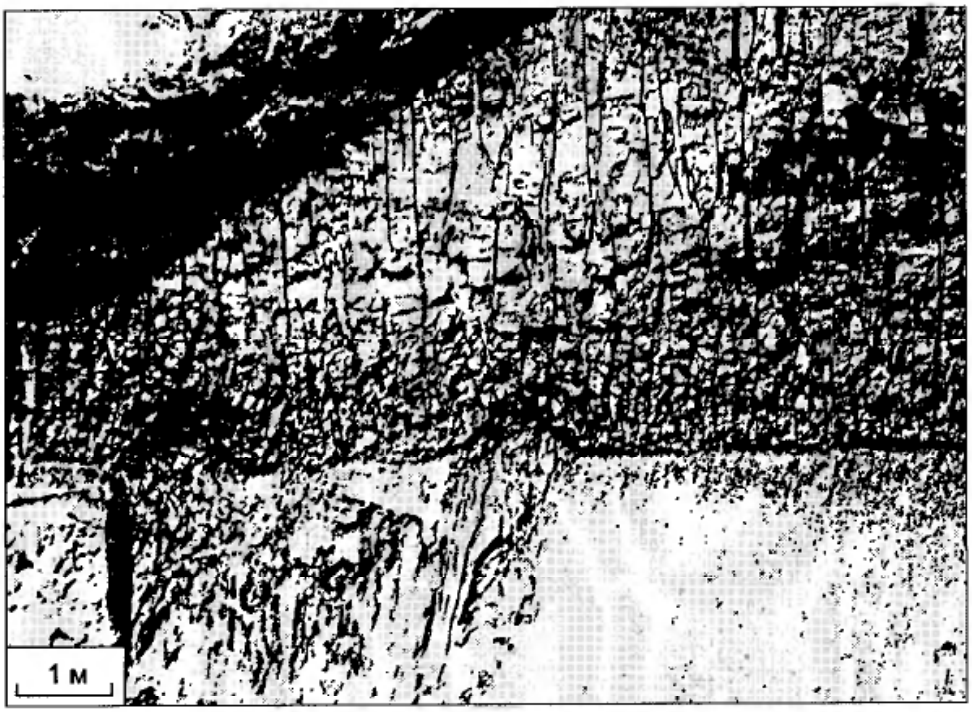


Рис. 3.1. Ледогрунтовый шток, рассекающий пластовую залежь и деформирующий, перекрывающие ее льдистые морские суглинки с сетчатыми криотекстурами (оз. Нейто п-ов Ямал). Общий вид. Фото А.Н. Хименкова.

лежь подземного льда (2 и 3 типы) в районе оз. Нейто на п-ове Ямал [Корейша и др., 1981; Хименков, 1985]. Здесь в береговом разрезе водораздельной салехардской морской толщи на глубине около 20–25 м залегают пластовые льды мощностью 10–15 м. Они перекрываются 20-метровой суглинистой толщей, поверх которой залегает пачка песчаных отложений мощностью от 2 до 10 м (рис. 3.1). На контакте между пластовыми льдами и перекрывающими суглинками местами прослеживаются прослои песков толщиной от 1 до 10 см. По составу солей водной вытяжки, вещественному составу осадков текстурным особенностям, фаунистическим определениям глинистая толща уверенно идентифицируется как морская [Дубиков, 1986].

Непосредственно над пластом льда наблюдаются сетчатые криотекстуры, преобладающее значение в которых имеют вертикальные шлиры. Они образуют вертикально ориентированные слои, отстоящие друг от друга на расстоянии 30–40 см. Толщина вертикальных шлиров плавно меняется от 4–5 см в нижней части до 0.5–1.0 см в верхней. Льдистость составляет от 50 % в нижней части зоны развития вертикальных шлиров до 27 % в ее средней части и несколько повышается к верху. Протяженность вертикальных шлиров 5–10 м. Грунтовый массив между вертикальными ледяными слоями разбит прямолинейными горизонтальными слоями толщиной от 3 см внизу до 0.5 см вверху. Протяженость горизонтальных шлиров не превышает расстояния между вертикальными. В верхней части разреза, где шлиры вертикальные, появляются сетчатые текстуры совершенно другого строения. Здесь преимущественное развитие имеют разнонаклонные шлиры толщиной около 1 см. Они образуют ячейки неправиль-

ной формы; каких-либо четко ориентированных вытянутых ледяных элементов не прослеживается. Льдистость данного горизонта около 30 %.

Изучение структуры текстурообразующих льдов показало, что вертикальные шлиры имеют сложное строение. В них выделяется 2–3 зоны кристаллов, различающихся размерами, ориентировкой и морфологией. К границам раздела разных генераций кристаллов приурочены грунтовые включения, которые имеют вид изгибающихся языков и струек, вытянутых вдоль плоскости шлира. Строение вертикальных вытянутых шлиров, несомненно, свидетельствует о происходящих активных процессах при их образовании. Было обнаружено, что достройка вертикальных шлиров продолжалась и после начала формирования пластовой залежи. Нами изучалась часть однородной пластовой залежи, рассеченной узкой зоной инородного льда с многочисленными трещинами, к которым были приурочены линзочки песка. Ширина зоны составляла 20–30 см, она проходила почти под острым углом к границе раздела пластовой залежи и перекрывающих суглинков [Хименков, Брушков, 2003]. В месте контакта слой песка, отделявший массив льда от грунтовой толщи, был разрушен. Непосредственно в этом месте наблюдалось утолщение вертикального шлира, а в его строении выделялась зона мелких кристаллов, выклинивающаяся на расстояние 2.5 м. В этой зоне кристаллы вытянуты перпендикулярно плоскости шлиров. В центральной части наблюдался четкий осевой шов, что свидетельствует об интенсивном двустороннем промерзании.

Изучение структуры льда в верхней части суглинистых толщ показало наличие двух генераций кристаллов [Хименков, Брушков, 2003]. Одна соответствует сетчатым текстурам неправильной формы. Эти кристаллы более крупные, они прорастают на всю толщину шлира (0.5–1.0 см), их линейные размеры в плоскости шлира достигают 5 см. Вторая генерация кристаллов приурочена к верхней части вытянутых вертикальных шлиров. Эти кристаллы вытянуты от стенок шлира к центру. Их линейные размеры в плоскости шлира составляют несколько миллиметров. Это говорит о том, что они формировались в условиях быстрого двустороннего охлаждения.

Обобщая результаты исследования морфологии ледяных образований и их структуры, можно вполне определенно описать основные этапы формирования криогенного строения суглинистых толщ. Верхняя часть криогенных толщ образовалась в ходе направленного промерзания осадков при их выходе из-под уровня моря. Об этом свидетельствует пачка грубозернистых осадков, венчающих разрез. В результате льдообразования в увлажненных засоленных глинистых осадках монтмориллонитово-гидрослюдистого состава сформировались типичные для этих условий сетчатые криотекстуры, образованные хаотично развивающимися ледяными шлирами. Этот тип криогенного строения широко распространен в эпигенетически промерзших морских толщах. Промерзание лишь фиксирует существующее распределение влажности, ее значительного перераспределения не происходит. Если и наблюдается перемещение грунтовых вод, то оно имеет локальное значение и обеспечивает достройку отдельных ледяных шлиров. Мощность верхнего горизонта составляет, как правило, 5–7 м и не

превышает 10 м. Ниже, как и в других подобных случаях, в однородном глинистом массиве общая льдистость уменьшается и криотекстуры выражены гораздо слабее.

Подстилает этот горизонт высокольдистая толща, имеющая другие морфологию и генезис и связанная непосредственно с пластовой залежью. Криогенные текстуры, развитые здесь, можно отнести к сетчатому типу. Льдистость достигает 80–90 %, грунтовые блоки "плавают во льду". Основной процесс при формировании данного горизонта, как показали исследования, – многоразовые инъекции свободной воды. Каналами по которым поступала вода, являются вертикальные шлиры. Область питания – нижележащий водоносный горизонт.

Возникновение значительных напоров грунтовых вод при эпигенетическом промерзании морских отложений для объяснения причины формирования льдистых горизонтов используется многими исследователями. В то же время справедливо и утверждение Н.Н. Романовского, что "промерзающая с поверхности толща морских отложений, выходящих на поверхность при регрессии моря, практически не может образовывать замкнутых систем" [Романовский, 1993, с. 169]. Мы считаем, что обе позиции можно сблизить, если принять во внимание, что они относятся к различным этапам промерзания морских осадков.

Отсутствие значительных напоров в водоносных горизонтах будет наблюдаться при формировании мерзлоты в верхней части толщи морских осадков (верхние 5–10 м). Здесь промерзают неуплотненные, насыщенные поровыми водами и слабо переработанными диагенетическими процессами осадки. Водоносные горизонты имеют непосредственную связь с бассейном. Поэтому возникающие криогенные напоры будут легко вытеснять грунтовые воды из зоны льдообразования. Проиллюстрируем данное утверждение. По материалам Я.В. Неизвестного [Неизвестнов, Семенов, 1973; Неизвестнов, 1983] в западной части одного из островов архипелага Франца-Иосифа мерзлые породы появляются под припайным льдом и на расстоянии 0.1 км от берега достигают мощности 88 м. В центре острова нижняя граница мерзлоты составляет 200 м. Под мерзлой зоной вскрыты криопэги с температурой –4|8 °С. Такие же криопэги вскрыты и под немерзлыми илами дна моря. Соотношение напоров подмерзлотных криопэгов показывает, что эти воды под влиянием криогенного напора выдавливаются из внутренних частей острова в сторону моря. Это важное наблюдение иллюстрирует общую направленность движения подмерзлотных вод под воздействием эпигенетического промерзания морских осадков. Движение грунтовых вод приобретает горизонтальную составляющую. Возрастание криогенного напора и горизонтальное перемещение грунтовых вод в сторону субаквальных осадков приводит к уменьшению общей засоленности промерзающего грунтового массива в целом. При этом формируются более монолитные мерзлые тощи за счет уменьшения количества криопэгов. Та же разгрузка минерализованных подмерзлотных и межмерзлотных вод в сторону опресненных лагун или остаточных озер будет приводить к засолению осадков, формирующихся в пресноводных условиях.

Формирование мерзлых толщ на более глубоких горизонтах происходит совершенно в других условиях. Здесь глинистые толщи уже значительно уплотнены. На поверхности уже преобладают преимущественно субаэральные условия, поэтому мерзлые водонепроницаемые породы составляют значительный объем и открытых каналов для отжатия грунтовых вод становится значительно меньше. Зона промерзания опускается, начинается локальное промерзание песчаных водоносных горизонтов, залегающих на глубине, что приводит к возрастанию их пластового давления до значений, превышающих геостатическое. Например, в криопэгах на лайде Байдарацкой губы на глубине ниже 5 м напор достигал 10 м, хотя в верхнем 2–3-метровом горизонте воды были безнапорными (температура грунтов –4,8...–5,6 °С) [Ривкин и др., 2007]. Криогенный фактор усиливает и дифференцирует давления в водоносных горизонтах. В этих условиях напорные процессы (в том числе инъекционные) получают значительное развитие.

Таким образом, при эпигенетическом промерзании в морских осадках образуются две зоны криогенеза, слабо связанных между собой. Верхняя, мощностью 10–15 м, формируется в безнапорных условиях свободного водообмена между грунтовой толщей и водным бассейном (или дневной поверхностью).

Промерзание ниже зелегающей толщи осадков происходит в условиях изолированных, не связанных между собой и с поверхностью водоносных горизонтов (по типу замкнутой системы).

В дальнейшем характеристики криогенного строения во многом будут определяться: 1) соотношением прочности пород; 2) давлением в водоносном горизонте; 3) запасами воды в нем; 4) скоростью промерзания. Различные соотношения этих параметров и определят структуру нижнего льдистого горизонта.

Льдистые горизонты, залегающие на значительных глубинах, часто связаны с пластовыми льдами и образуют с ними единые генетические комплексы. Рассмотрим в общем виде соотношение основных показателей, определяющих формирование парагенетического комплекса “пластовый лед–льдистая глинистая толща над ним–локальные ледогрунтовые слоистые образования, деформирующие первые два элемента” [Хименков, 1985].

К этим показателям можно отнести: $P_в$ – пластовое давление грунтовых вод в водоносном горизонте; σ – прочность кровли, определяющая способность ее сохранять целостность при возрастании давлений в водоносном горизонте; $P_т$ – давление гидравлического разрыва, соответствующее определенному соотношению давления в водоносном горизонте и прочности кровли, которое обусловливает разрыв грунтового массива и возникновение в нем полости, заполненной водой, полностью принимающей на себя давление вышележащей грунтовой толщи [Гасанов, 1981].

$$P_т = P + τ$$

где P – геостатическое давление, равное давлению кровли; τ – прочность кровли на сдвиг.

Рассмотрим различные соотношения указанных параметров.

1. $P_в < \sigma$.

Критическая величина давления, определяющая начало отжатия воды, в открытой системе равна 0.57 кгс/см^2, в закрытой – 0.3 кгс/м^2 [McRobeerts, Morgenstern, 1975]. Значения пластической прочности талых морских глин при естественном уплотнении составляют до 0.14 кг/см^2 на глубинах 0–4 м и 0.48 кг/см^2 на глубинах 4–8 м [Коробанова и др., 1983]. На глубинах более 20 м эти показатели, естественно, больше. В этом случае начальное увеличение давления в водоносном горизонте не вызывает деформаций перекрывающей грунтовой толщи.

2. $\sigma < P_в < P_т$.

При продолжении локального промерзания водоносного горизонта давление в нем увеличивается до значений, превышающих прочность кровли. В ней начинают развиваться деформации, по которым проникает вода. В соответствии с известным соотношением Бриджмена–Таммона, устанавливающим связь между температурой замерзания воды в условиях невозможности ее бокового расширения и величиной внешнего давления, уже при температуре –0.01 °С это давление составляет 2.27 кг/см^2, а при –0,1 °С равно 13.7 кг/см^2. При таких небольших отрицательных температурах засоленные породы еще не обладают значительной прочностью и практически не отличаются от талых. Внедрившаяся вода замерзает, формируя широко распространенные сетчатые текстуры. Льдовыделение приводит к существенному уплотнению и упрочнению грунтов. Вертикальные разрывы являются наиболее развитыми деформациями, они служат каналами, по которым транспортируется внедряющаяся вода. Выше было рассмотрено строение вертикальных шлиров, которое свидетельствует, что вода подавалась отдельными небольшими пульсациями. Нами обнаружено до трех генераций кристаллов льда в одном вертикальном шлире. Вероятно, это связано с тем обстоятельством, что после начала инъекций давление в водоносном горизонте падало. Поступления новых порций не происходило. После промерзания внедрившейся воды прочность массива восстанавливалась. При повышении давления могли поступать новые инъекции. В результате после каждого цикла инъекций и формирования сетчатых криотекстур прочность кровли возрастала, а грунт значительно уплотнялся. Степень уплотнения глинистых грунтов при формировании инъекционных криотекстур показывают исследования Г.И. Дубикова [1984], проведенные в районе оз. Нейто (п-ов Ямал). Здесь для засоленных льдистых глин, перекрывающих пластовую залежь, наблюдается резкое возрастание значений предельной прочности при одноосном сжатии (испытания проводились в талом состоянии). На глубинах 12–17 м они составляли 7.2–7.8 кг/см^2, а на глубине 24 м, в слое, контактирующем с пластовой залежью, равны 20.3 кг/см^2. Консистенция глин в этом интервале переходит от полутвердой в твердую. Плотность скелета возрастает с 1.53 г/см^3 на глубине 12 м до 1.83 г/см^3 на глубине 24 м.

Высота подъема инъекций над водоносным горизонтом и мощность льдистого горизонта зависят от прочности кровли, которая, в свою оче-

редь, определяется мощностью перекрывающей толщи. Следовательно, чем больше мощность перекрывающих водоносный горизонт отложений, тем больше вероятность увеличения мощности льдистого горизонта. По данным Дж. Маккея [Mackay, 1979], в линзе воды, сформировавшейся в основании промерзающих озерных осадков, давление воды при мощности перекрывающих пород 12 м составляет 1.05 кг/см^2, а при мощности 22 м равно 3.5 кг/см^2.

Одновременно с упрочнением грунтового массива возрастает однородность прочностных свойств глинистой толщи по простиранию. В местах, где прочность кровли меньше, инъекционные процессы происходят интенсивней, поэтому формируются более мощные шлиры льда, сильнее уплотняется минеральная составляющая. В целом стадия образования инъекционных криогенных текстур в глинистых толщах, перекрывающих песчаный горизонт, создает условия для следующего этапа формирования эпигенетических мерзлых морских толщ.

3. $P_т < P_в < \sigma$.

Упрочнение глинистых осадков в результате образования инъекционных криотекстур со временем достигает предельного состояния. Это значение составляет 20–25 кг/см^2 на глубине 20–30 м. Дальнейшее увеличение давления уже не будет сопровождаться локальными разрывами кровли и инъекциями. После того как гидростатическое давление в водоносном горизонте превысит геостатическое, определяемое массой вышележащей кровли, произойдет гидроразрыв грунтового массива с выделением слоя воды по границе раздела. При мощности осадков около 20 м гидростатическое давление, достаточное для развития гидроразрыва, составляет около 4 кг/см^2. Реальные давления, возникающие в водоносном горизонте при промерзании, намного больше. Следует учитывать, что повышение давления и преодоление нагрузки вышележащей толщи происходят постепенно, все возникающие микроразрывы и деформации приводят к инъекциям воды в мерзлую толщу с последующим формированием криогенных текстур и ее укреплением. Поэтому непосредственно выделение слоя воды не вызовет потери устойчивости грунтового массива. Различное сочетание скорости промерзания слоя воды и скорости ее подачи в образованную гидроразрывом полость формирует наблюдаемое разнообразие строения пластовых льдов: от монолитных ледяных тел чистого прозрачного льда с кристаллами в десятки сантиметров в поперечнике до слоистых ледогрунтовых горизонтов.

На заключительной фазе промерзания водоносного горизонта в нем образуется серия непромерзших, обводненных изолированных участков, разделенных мерзлыми породами. В обводненных зонах давление резко возрастает. В песках, подстилающих пластовые залежи, выделяется два пика распределения значений влажности. Первый составляет 23–30 % и относится к пескам с массивной криотекстурой. Второй пик соответствует влажности 40–60 % (60 % всех определений) и наблюдается в песках с шлировыми текстурами [Дубиков, 2002].

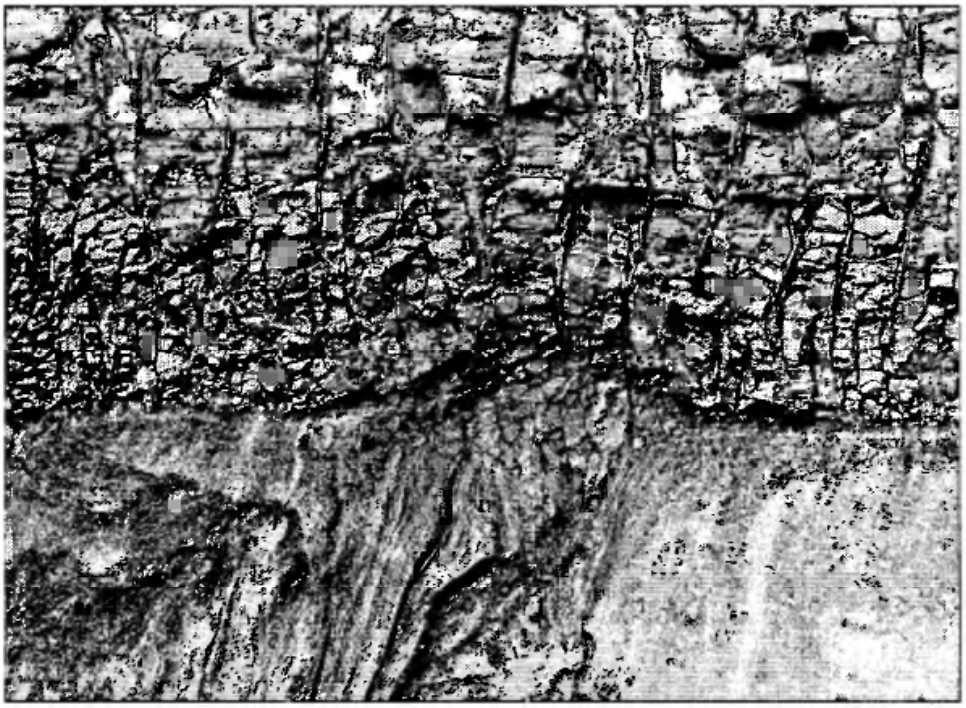


Рис. 3.2. Краевая часть ледогрунтового штока, изображенного на рис. 3.1. Фото Ю.Б. Баду.

Несомненно, такие большие значения влажности в песках указывают на их промерзание в условиях замкнутого объема и высокого гидростатического напора. При этом будут возникать высокие давления, которые при достижении определенных значений вызовут деформацию уже сформировавшихся ледяных тел и вышележащих глинистых толщ. По данным Д. Виллимса и Р. Эвердинга (цитируется по [Дубиков, 2002]), для возникновения деформаций 20–30-метрового пласта льда необходимо давление от 6 до 22 кг/см^2. При промерзании замкнутых объемов воды могут возникать давления, намного превышающие эти значения. Расчеты показывают, что при температуре –0.01 °С давление составляет 2.27 кг/см^2, при –0.1 °С 13.7 кг/см^2, при –0.5 °С 64.1 кг/см^2, при –2 °С 249 кг/см^2, при –5 °С 598 кг/см^2, при –10 °С 1120 кг/см^2 [Цытович, 1973].

Наши исследования показали, что в зонах деформаций пластовых залежей наблюдаются следы течения льда и ледогрунта, в которое вовлечены части ранее сформировавшихся ледяных тел и мерзлых пород [Хименков, 1985]. Ледогрунтовые образования со следами различного рода деформаций могут формировать самостоятельные тела, а могут входить как отдельные локальные элементы в ранее сформировавшиеся пластовые льды простого строения (см. рис. 3.1, 3.2).

Воды, из которых формируется льды пластовых залежей, происходят из разных источников, водоносные горизонты залегают на различных глубинах. Главным фактором, обусловливающим накопление грунтовых вод в локальных зонах, является их горизонтальное перераспределение вследствие неравномерного промерзания водоносных горизонтов. Образование слоя воды под ледяным телом за счет горизонтального перераспределения

отмечается многими исследователями и для других криогенных образований. Н.И. Толстихиным приводятся данные о наличие в основании бугра пучения линзы воды мощностью до 3 м, в поперечнике около 400 м [Толстихин, 1932]. Еще в 1937 г. М.И. Сумгин указывал, что при формировании сезонных бугров пучения вода, которая сосредотачивается под бугром, может прийти в него со значительного расстояния со стороны, а не с глубины [Сумгин, 1937]. Для Северной Америки на наличие линз воды в основании растущих бугров пучения указано в работах Дж. Маккея [Mackay, 1979]. Линзы мощностью 1–2 м и шириной 30–300 м имеют площадь водосбора от 70 до 700 м в поперечнике. Для морских осадков, где песчаные горизонты, подстилающие глинистые толщи, прослеживаются на многие километры, результат горизонтального перераспределения грунтовых вод значительно масштабнее.

При изучении пластовых залежей и процессов, их формирующих, необходимо выявление парагенетических связей процессов, объясняющих единство геологического образования, включающего конкретное ледяное тело и вмещающие породы. Важно также исследование последовательности смены процессов, формирующих ледяной массив. Такой подход позволит накопить фактический материал по строению рассматриваемых криогенных образований и затем на новом уровне перейти к их систематизации уже как полигенетических криогенных геосистем.

Заканчивая рассмотрение криогенного строения эпигенетически промерзших морских толщ, следует отметить, что в современных условиях их формирование не отмечено. В полярных областях сейчас нет таких условий, где бы происходило первичное промерзание больших площадей морских осадков мощностью в несколько сотен метров. Формирование мерзлых пород переходной зоны в современных условиях является лишь слабой аналогией мощных эпикриогенных толщ.

Формирование криогенных геосистем в морских отложениях является классическим примером самоорганизации геосистем. Прибрежные участки морей представляют собой чрезвычайно динамичные бассейны седиментации, в которых происходит накопление терригенного материала, интенсивно идут теплообменные и диагенетические процессы. Их развитие нелинейно. Переход от одних фациальных условий седиментации к другим происходит дискретно, в результате внутренних флуктуаций или внешних воздействий. Это относится как к литогенным, так и к криогенным компонентам, причем вторые во многом зависят от первых. Флуктуации, вызванные возникновением и ростом криогенных геосистем, начинают влиять на условия седиментации (изменение проницаемости пород, увеличение минерализации грунтовых вод, появление напорных горизонтов и др.). При достижении определенного состояния развитие бассейна и, как следствие, фациальные условия резко меняются. Появляются замкнутые или полузамкнутые водоемы с особыми условиями осадконакопления и теплообмена, формируются мерзлые породы и т. д. Малые флуктуации в подсистемах бассейна могут порождать большие последствия, которые определяют направление его развития. В целом в стадии регрессивного цикла

прибрежно-морской седиментационный бассейн закономерно эволюционирует, в результате возникают (дискретные) фациальные обстановки-аттракторы, количество которых сравнительно невелико и определяется конкретными условиями прибрежно-морского осадконакопления (тектоника, состав пород, специфика вдольбереговых течений, количество поступающего терригенного материала и др.).

Исследуя цепь событий, происходящих в области перехода субаквальных морских осадков в субаэральное состояние, следует отметить их значительную пространственно-временную структурную неоднородность. При этом весьма плодотворным будет использование представлений о темпомире. Темпомир – автономный фрагмент пространства со своим внутренним временем, идущим независимо от остальных частей мира – других темпомиров, по причине ограничений или отсутствия с ними взаимодействия. В разных темпомирах темпы времени могут радикально различаться. Впервые идею о темпоральных уровнях предложили Я.Д. Иикскюль и Д.Т. Фрейзер. Согласно их теоретическим представлениям, каждый структурный уровень организации материи обнаруживает собственную темпоральность, а иерархии уровней организации материи соответствует иерархия связанных с ними темпоральностей [Fraser, 1982]. Применительно к рассматриваемым событиям это означает, что по мере постепенного перехода от однородных субаквальных условий к смешанным субаквально-субаэральным, а затем к однородным субаэральным происходит изменение темпомира. Сначала темпомир синхронизирован близкими параметрами седиментации, гидродинамических и теплообменных условий единого бассейна. Затем при распаде единого бассейна на множество отдельных, часто не связанных друг с другом микробассейнов, каждый из них, а также разделяющие участки суши начинают жить в своем темпомире. Это определяет индивидуальные скорости накопления осадков, поверхностные условия, засоленность, темпы промерзания, криогенное строение и др. По мере перехода к субаэральному состоянию с более однородными поверхностными условиями темпомир различных участков синхронизируется, но станет несколько другим. Теоретические представления о темпоральности криогенных геосистем еще только предстоит сформулировать и разработать. Изучение особенностей формирования криогенных геосистем в морских отложениях показывает важность учета темпоральности. Скорости осадконакопления, диагенетических и криогенных преобразований в зависимости от масштабов рассматриваемых процессов значительно различаются. При этом конечный результат взаимодействия данных процессов влияет на параметры криогенного строения, которые могут значительно различаться даже на соседних участках. В случае достижения оптимальных соотношений может наблюдаться резонансный эффект, выражающийся в формировании мощных ледяных толщ. Рассмотренный выше пример, по нашему мнению, является таким случаем. Если при анализе особенностей формирования многолетнемерзлых пород в морских отложениях исходить только из усредненных скоростей трансгрессий или регрессий мирового океана, темпов теплообменных процессов, климатических характеристик, то мы никогда не поймем истории их развития.

3.2. КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ В СКАЛЬНЫХ ПОРОДАХ

Многолетнемерзлые скальные породы имеют широкое распространение. Несмотря на то, что уже по определению скальные породы должны быть монолитными и прочными, льды в них встречаются довольно часто. Само льдообразование (в отличие от рыхлых пород) приводит не к упрочнению породы, а к ее ослаблению и даже разрушению.

Многолетнемерзлые скальные породы образуют определенную иерархию: структурно-тектонические системы, которые можно разделить на структурно-тектонические блоки, далее на структурно-петрологические блоки, зоны, крупные отдельности и мелкие отдельности. Каждая из этих подсистем имеет отрицательную температуру и содержит лед [Каган, Кривоногова, 1978]. А. Джалико выделяет в скальном массиве: а) скальную систему, или скальный массив в целом; б) основные поверхности ослабления – разломы и крупные трещины, заполненные рыхлым материалом, и выдержанные трещины напластования; в) скальные подсистемы, или крупные отдельности, ограниченные основными поверхностями ослабления и содержащие мелкие трещины; малые скальные отдельности, или элементы в скальной подсистеме, ограниченные мелкими трещинами, относительно изотропные и однородные, без трещин [Gallico, 1974].

В верхних частях скальных массивов повсеместно распространены коры выветривания. Мощность выветрелых горизонтов составляет от нескольких метров до нескольких десятков метров. Грунтовые воды кор выветривания формируются как за счет инфильтрации с поверхности, так и снизу, из глубинных водоносных горизонтов. В верхних горизонтах коры выветривания распространено морозобойное растрескивание и повторно-жильные льды. Ежегодное промерзание–протаивание усиливает разрушение скальных массивов, представляя криогенез мощным фактором выветривания [Романовский, 1993]. На участках, где выветривание сильно переработало скальный массив и содержится значительное количество тонкодисперсного материала, в мерзлых породах наблюдаются шлировые криогенные текстуры. Там, где скальный массив только разбит трещинами, формируются трещинные текстуры. Льдистость многолетнемерзлых скальных пород изменяется в широком диапазоне. Для массивно-кристаллических пород, где лед заполняет различноориентированные трещины, даже для верхних 20–30 м льдистость не превышает 1–3 %. Объемная льдистость верхней 20-метровой толщи карбонатных палеозойских пород восточной части Сибирской платформы составляет от 5–10 до 30 % [Каган, Кривоногова, 1978]. В зонах тектонического дробления льдистость скальных пород увеличивается и прослеживается на более низких отметках, чем в ненарушенных зонах. Для различных районов Сибири трещины шириной 10–30 см, заполненные льдом, отмечаются на глубинах до 300 м и даже 500 м.

При промерзании обводненных трещин в условиях "закрытой системы" возникают значительные давления, вызывающие перемещения крупных скальных массивов. Интересные данные по наличию крупных ледя-

ных тел в скальном массиве приводят А.А. Коган и Н.Ф. Кривоногова [1978]. Они описывают ледяные жилы в гранитоидном массиве, залегающем на склоне р. Хеникандж (верховья Колымы) на глубине 20–35 м. Мощность ледяных жил достигает 20–40 см, видимая протяженность 25 м. Лед в жилах крупнокристаллический чистый. Во льду "плавают" отдельные блоки гранитов. Особенности морфологии трещины позволили предположить, что при формировании льда вышележащий массив гранитоидов был приподнят и смещен по склону на 0.9 м [Гольдтман, 1973]. При незначительной обводненности скальных грунтов трещины в них могут быть лишь частично заполнены сублимационным или натечно-инфильтрационным льдом.

При промерзании напорных грунтовых вод, поднимающихся из более глубоких горизонтов, в скальных массивах могут формироваться достаточно крупные ледяные тела. Представления о масштабах происходящих при этом явлений дает строение гидролакколита в Западной Сибири, изученного А.Н. Минаевым [1963]. Здесь в третичных опоках, подстилаемых песками, им было изучено локальное поднятие высотой до 45 м и протяженностью 200 м. Ранее считалось, что это останец третичного возраста. А.Н. Минаеву впервые удалось показать, что данное локальное поднятие сформировалось при промерзании за счет интенсивных инъекций воды из глубоко залегающего водоносного горизонта. "Внедрение воды в опоки происходило по серии параллельных вертикальных трещин, которые расширялись под напором в стороны и имели кулисообразное строение. Напор воды был настолько велик, что северная часть кровли гидролакколита оказалась приподнятой относительно южной на 10 м, возможно, кровля не выдержала напора и произошел взрыв вершины. Впоследствии трещины регенерировали и кровля стала более прочной, а инъекции воды происходила в восточной части... В это время происходило образование новых поперечных маломощных трещин, секущих ледяное тело вкрест простирания" [Минаев, 1963]. В теле гидролакколита была обнаружена "ледяная дайка" шириной около 2 м и видимой длиной 6 м, прорывающая породы под углом 80°. Кристаллы льда достигают 20–30 см и образуют несколько генераций, соответствующих нескольким циклам инъекций. При незначительной обводненности скальных грунтов трещины в них могут быть лишь частично заполнены сублимационным или натечно-инфильтрационным льдом.

Можно констатировать, что все криогенные системы в скальных грунтах относятся к эпикриогенному типу. Формирование каждой из них многостадийно и соответствует сочетанию многих природных факторов, причем сам криогенез является мощнейшей силой, значительно преобразующей исходный скальный массив. Тектонические движения, перемещая талые породы в область с отрицательными температурами или способствуя развитию сети трещин и других деформаций в литосфере, являются наряду с изменениями климата глобальным фактором, влияющим на строение криосферы и ее динамику.

Криогенные геосистемы на склонах, сложенных скальными породами

Примером применения системного подхода при выделении криогенных геосистем является работа А.И. Тюрина, Н.Н. Романовского, Н.Ф. Полтева, посвященная изучению курумов – мерзлотных подвижных каменных образований на склонах [Тюрин и др., 1982]. Авторам удалось с единых генетических позиций рассмотреть формирование литогенной основы курумов, приуроченность их к различным элементам склонов, механизм движения, криогенные процессы, морфологию образований, их строение и свойства для различных условий. Учитывая методическую ценность таких подходов, кратко рассмотрим представленные результаты. Поскольку курумы являются склоновыми образованиями, выделяются три основные зоны (пояса). Во-первых, пояс мобилизации грубообломочного материала, в верхней части склона. Здесь курумов еще нет, но за счет процессов выветривания формируется скопление грубообломочного материала, который в последующем вовлекается в движение. Во-вторых, пояс собственно курумов – подвижных каменных склонов и потоков. Здесь происходит транзит курумного чехла. В-третьих, пояс аккумуляции грубообломочного курумного материала. Движение его по склону затухает или прекращается полностью. В каждом из поясов выделяется ряд самостоятельных фаций, которые объединены по принадлежности к выделенным поясам и отражают их основные особенности: фации внешнего пояса питания, фации пояса транзита, фации пояса аккумуляции. Фации курумов выделены по двуединству следующих признаков: с одной стороны, общей морфологии и приуроченности к определенной ландшафтной обстановке, в которой происходит развитие курумов, с другой – как реальное геологическое тело со свойственным ему положением в рельефе, составом и строением, криогенными явлениями и образованиями (подземные льды, морозобойное растрескивание, выпучивание). В пределах фаций выделяются субфации отражающие внутренние различия в строении фаций (наличие мелкозема, сортировка обломков, криогенное строение, глубины СТС и СМС, преобладающие факторы движения, а также особенности микрорельефа поверхности курума).

Фации внешнего пояса: 1) фация блоков отседания; 2) фация выветривания скальных пород, включающая субфации сплошного и дифференцированного выветривания скальных пород; 3) фация выветривания скальных пород и выпучивания обломков на поверхность с двумя субфациями сплошного и дифференцированного по площади выветривания и выпучивания; 4) фация выветривания скальных пород и суффозии дисперсного материала; 5) фация выпучивания грубообломочного материала из супесчано-суглинистых отложений с субфациями сплошного и дифференцированного выпучивания.

Фации пояса транзита: 1) фация курумного склона с субфациями суффозионно-деструктивной, гольцового льда, кольматационой, выветривания скальных пород и выпучивания грубообломочного материала, выпучива-

Криогенные геосистемы на склонах, сложенных скальными породами

Примером применения системного подхода при выделении криогенных геосистем является работа А.И. Тюрина, Н.Н. Романовского, Н.Ф. Полтева, посвященная изучению курумов – мерзлотных подвижных каменных образований на склонах [Тюрин и др., 1982]. Авторам удалось с единых генетических позиций рассмотреть формирование литогенной основы курумов, приуроченность их к различным элементам склонов, механизм движения, криогенные процессы, морфологию образований, их строение и свойства для различных условий. Учитывая методическую ценность таких подходов, кратко рассмотрим представленные результаты. Поскольку курумы являются склоновыми образованиями, выделяются три основные зоны (пояса). Во-первых, пояс мобилизации грубообломочного материала, в верхней части склона. Здесь курумов еще нет, но за счет процессов выветривания формируется скопление грубообломочного материала, который в последующем вовлекается в движение. Во-вторых, пояс собственно курумов – подвижных каменных склонов и потоков. Здесь происходит транзит курумного чехла. В-третьих, пояс аккумуляции грубообломочного курумного материала. Движение его по склону затухает или прекращается полностью. В каждом из поясов выделяется ряд самостоятельных фаций, которые объединены по принадлежности к выделенным поясам и отражают их основные особенности: фации внешнего пояса питания, фации пояса транзита, фации пояса аккумуляции. Фации курумов выделены по двуединству следующих признаков: с одной стороны, общей морфологии и приуроченности к определенной ландшафтной обстановке, в которой происходит развитие курумов, с другой – как реальное геологическое тело со свойственным ему положением в рельефе, составом и строением, криогенными явлениями и образованиями (подземные льды, морозобойное растрескивание, выпучивание). В пределах фаций выделяются субфации отражающие внутренние различия в строении фаций (наличие мелкозема, сортировка обломков, криогенное строение, глубины СТС и СМС, преобладающие факторы движения, а также особенности микрорельефа поверхности курума).

Фации внешнего пояса: 1) фация блоков отседания; 2) фация выветривания скальных пород, включающая субфации сплошного и дифференцированного выветривания скальных пород; 3) фация выветривания скальных пород и выпучивания обломков на поверхность с двумя субфациями сплошного и дифференцированного по площади выветривания и выпучивания; 4) фация выветривания скальных пород и суффозии дисперсного материала; 5) фация выпучивания грубообломочного материала из супесчано-суглинистых отложений с субфациями сплошного и дифференцированного выпучивания.

Фации пояса транзита: 1) фация курумного склона с субфациями суффозионно-деструктивной, гольцового льда, кольматационой, выветривания скальных пород и выпучивания грубообломочного материала, выпучива-

ния грубообломочного материала; 2) группа фаций курумных потоков, включающая фации: а) курумной ложбины с субфациями суффозионно-деструктивной и кольматационной; б) курумной полосы; в) курумного вала-потока с субфациями суффозионно-деструктивной и кольматационной; 3) группа фаций структурных курумных склонов: а) скрытополигональных курумных склонов с субфациями суффозионно-деструктивной и кольматационной; б) полосчатых скрытополигональных курумных склонов; в) скрытоложбинных курумных склонов.

Фации пояса курумной аккумуляции: 1) курумного вала с субфациями курумного напорного вала и курумного вала выдавливания; 2) курумной террасы с субфациями напорно-кольматационной, полигонально-суффозионной, суффозионной; 3) курумного конуса выноса; 4) курумной отмостки с субфациями ближнего переотложения грубообломочного материала и полигонально-суффозионной; 5) курумного поля с субфациями полигонально-суффозионной и дифференцированного выпучивания обломочного материала; 6) забутованного лога.

Проведенная на геосистемной основе классификация курумов позволяет понять пространственно-временные закономерности строения этих широко распространенных образований, которые могут занимать до 60 % территории, и обоснованно прогнозировать их динамику при изменении природных условий. В работе показано, что развитие курумов сопровождается сменой соотношений фаций и подфаций, причем каждая субфация, располагающаяся ниже по склону, проходят стадии развития фаций и субфаций, находящихся выше по склону. Наблюдается самоорганизация и направленная перестройка криогенных геосистем. Важным является заключение о том, что "смена субфаций – объективно существующий процесс, определяющийся многими условиями, такими как устойчивость пород к выветриванию, крутизна склона, подрезка склонов водотоками, а та же климатическими и мерзлотными факторами" [Тюрин и др., 1982, с. 93]. То есть фации и субфации могут меняться как вследствие самоорганизации и саморазвития, так и при соответствующем изменении внешних условий. Поскольку курумы являются поверхностными образованиями, они также оказывают влияние на мерзлотные условия и криогенные процессы. Являясь охлаждающим фактором, курумы способствуют формированию мерзлых пород под ними даже в области распространения талых пород.

3.3. КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ

Сезонные колебания в поступлении и расходе тепла вызывают ежегодное сезонное промерзание и протаивание приповерхностного слоя литосферы. В литературе он выделяется как деятельный слой [Сумгин, 1937], или слой сезонного промерзания, или СМС (слой сезонного протаивания, или СТС). Над многолетнемерзлыми породами деятельный слой (слой сезонного протаивания) проявляется в виде летнего оттаивания его верхней части с последующим зимним восстановлением, над талым субстратом – в виде зимнего промерзания (слой сезонного промерзания) над

талой толщей горных пород и летнего оттаивания, восстановления талого состояния. В рамках настоящей работы, прежде всего, интересна одна часть этого годового цикла – сезонномерзлый слой (или слой сезонного промерзания, или СМС). Он представляет собой сезонную криогенную систему, имеющую широкое распространение и оказывающую огромное влияние на природу Земли. Промерзание грунтов наблюдается почти на половине (48 %) суши Северного полушария [Уошборн, 1988], оно характерно для всей территории России и значительной части США.

Мощность СМС зависит от комплекса физико-географических и геологических факторов и меняется от нескольких сантиметров до 3–5 м (исключительно редко до 8–10 м). Даже в пределах одного и того же ландшафта глубина сезонного промерзания и протаивания не бывает одинаковой от года к году. Но в целом (при неизменности климатических и других физико-географических условий) она колеблется около средней величины. Максимальная глубина протаивания СТС за несколько лет имеет важное значение: горизонт между средней глубиной протаивания и максимальной глубиной протаивания носит название промежуточного, защитного или переходного слоя. Изменение глубины промерзания и протаивания зависит от степени континентальности климата, продолжительности зимнего охлаждения, средней годовой температуры воздуха, средней температуры самого холодного месяца, амплитуды температур на поверхности, суммы отрицательных температур, от плотности и мощности снежного покрова, состава пород, их влажности, от мощности растительного покрова.

Темпы сезонного промерзания различны. На севере скорость сезонного промерзания достигает 1–5 см в сутки. Оно заканчивается уже в ноябре–декабре. Криогенное строение СМС во многом определяется градиентами температур при промерзании. Градиенты, при которых отмечается значительное льдовыделение, составляют 15–30 °С/м [Орлов, 1962]. Типичный диапазон изменения температурного градиента при образовании мелких сетчатых и слоистых текстур – от 0.5–1 до 10–20 °С/м [Попов, 1967].

Следует обратить внимание на явление так называемого промерзания СТС снизу, которое заключается в том, что осенью, по мере ослабления прогревания пород сверху и при начале промерзания с поверхности, основание деятельного слоя отдает тепло не только вверх, но и вниз, в подстилающую толщу мерзлоты. В результате при достаточно низких температурах мерзлых горных пород промерзание захватывает нижнюю часть СТС до того, как сюда проникает промерзание сверху. Таким образом, происходит промерзание СТС одновременно сверху и снизу, т. е. навстречу. При достаточном увлажнении тонкодисперсных грунтов происходит миграция воды как к верхнему, так и к нижнему фронтам промерзания. Вследствие этого средняя часть СТС, ограниченная сверху и снизу более льдонасыщенными грунтами, остается относительно обезвоженной.

Криогенное строение СМС и СТС отличается большим разнообразием. В местах повышенного обводнения (выходы грунтовых вод, надмерзлотные водоносные горизонты) формируются пластовые ледяные тела, ледяные ядра (высотой до 3 м), сезонные бугры пучения. При всей внушительности размеров эти сезонные криогенные системы не оказывают значи-

тельного влияния на рельеф из-за их оттаивания летом. При меньшей влажности криогенное строение СМС определяется прежде всего литологическим составом. Пески, щебнистые, гравелистые породы обладают массивным криогенным строением, при котором лед равномерно распределен между минеральными частицами. Глины, суглинки, супеси характеризуются разновидностями слоистых и сетчатых криогенных текстур. В зависимости от градиентов температуры, состава, влажности и других факторов в тонкодисперсных грунтах СМС формируется четыре типа сезонных криогенных систем в зависимости от распределения льда [Попов и др., 1985].

1. Льдистость повышена в верхней и нижней части СМС, середина слоя относительно осушена, малольдиста.

2. Льдистость повышена только в верхней части СМС, нижняя часть слоя осушена и малольдиста.

3. Льдистость заметно выражена и достаточно велика в пределах всего СМС.

4. Льдистость мала в пределах всего СМС.

Криогенные геосистемы переходного слоя

В верхней части ММП на границе с деятельным слоем располагается льдистый горизонт, определяемый как переходный слой. Данная криогенная геосистема или, точнее, совокупность криогенных геосистем представляет собой породы, большую часть времени находящиеся в мерзлом состоянии, но при определенном сочетании климатических параметров частично оттаивающие [Гречищев и др., 1980]. Формирование переходного слоя обусловливается его близостью к нижней границе сезонноталого слоя. Температура мерзлого горизонта на короткий промежуток времени тесно сближается с температурой фазовых переходов, он частично оттаивает. Здесь создаются условия для интенсивных миграционных процессов в мерзлую зону и соответственно интенсивное льдовыделение. Существующие здесь криогенные геосистемы или их части трансформируются в образования переходного слоя. По мнению Ю.Л. Шура, основная функция переходного слоя – защита нижележащих ММП от протаивания в наиболее теплые летние сезоны. Он высказывает интересную мысль о том, что "...отличием переходного слоя как фактора стабилизации является то, что он представляет собой результат "обучения" системы, включающей подземный лед, ее адаптацию к внешним воздействиям. Предохранение подземного льда ему функционально присуще, тогда как стабилизирующая роль внешних по отношению к системе факторов не является их целью. Наличие других (внешних для системы) факторов стабилизации приводит к уменьшению необходимости во внутреннем стабилизирующем факторе. Подвергаясь меньшим "обучающим" воздействиям, система вырабатывает менее действенный переходный слой. Поэтому при разрушении внешних стабилизаторов, например при удалении растительности. Такой переходный слой не в состоянии предохранить подземный лед от вытаивания." [Гречищев и др., 1980, с. 42]. Таким образом, многолетнемерзлые породы действительно могут представлять собой "самообучающиеся" криогенные системы, активно создающие стабилизационные механизмы.

3.4. КРИОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ГЕОСИСТЕМЫ

Криогенные геосистемы в период своего развития неизбежно проходят через определенные этапы, характеризующиеся различными соотношениями в пространственном распределении криогенной составляющей и литогенной основы. Неоднородность поверхностных, геологических и гидрогеологических условий обусловливает морфологию температурного поля грунтового массива и соответственно морфологию области, занимаемой криогенной составляющей, которая может не совпадать с ганицами ее литогенной основы. Это может проявляться уже на уровне отдельных фаций. Например, на участках промерзающих аккумулятивных побережий сцементированные льдом слои мерзлой породы чередуются с минерализованными водонасыщенными горизонтами. Для криогенных геосистем в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях, где происходит быстрая смена аккумулятивных и денудационных процессов, также характерно чередование мерзлых и немерзлых участков. Во всех криогенных геосистемах более высокого уровня (региональные), включая криолитозону, эти два элемента присутствуют постоянно. Данное обстоятельство реализовано, хотя и в формализованном виде, в известной классификации особенностей распространения ММП в зависимости от занимаемой площади (редкоостровного 5–30 %, островного 40–60 %, прерывистого 70–80 % и сплошного при больших значениях). Таким образом, степень несовпадения криогенной и литогенной составляющих (их морфология и взаиморасположение) является важной характеристикой криогенных геосистем, отражающей особенности их развития.

В настоящее время каких-либо обобщений, посвященных анализу соотношений криогенной и литогенной составляющих криогенных геосистем, не существует. Единственным исключением является работа С.В. Алексеева, посвященная криогенным геосистемам, включающим мерзлые породы и грунтовые воды, выделяемым автором как криогидрологические системы (КГГС) [Алексеев, 2007]. Он впервые обосновал принципы систематизации КГГС, разработал классификацию, сформировал полную группу эталонных типов систем и определил принципы их картографического отображения. Поэтому теоретические представления о данных геосистемах приведем в его изложении.

По современным воззрениям гидрогеологическая система – это обособленный участок земной коры, состоящий из взаимосвязанных гидрогеологических тел, образующих целостную структуру и характеризующихся определенными отношениями с внешней средой. Среди гидрогеологических систем выделяются водообменные, водонапорные природные, подземные водоносные, гидрогеодинамические, гидрогеохимические. В результате промерзания литосферы и криогенной трансформации гидрогеологических систем формируются КГГС, включающие в себя множество природных компонентов (почвы, горные породы, подземные воды, природные газы, биота). Криогидрогеологическая система представляет собой совокупность взаимосвязанных водоносных, водоупорных или воздушно-сухих горных

пород, образующих целостную структуру и претерпевших существенные изменения под влиянием цикличных процессов криогенеза. Наложение криогенного и геологических факторов предопределяет многоэтапную историю развития криогенной системы со сменой парагенетических комплексов. В строении сформировавшейся системы заложена стадийность развития комплексов криоденудационных процессов, определяющих разрушение криогенной геосистемы. Физической основой любой КГГС является геологическая среда, состоящая из двух важнейших компонентов. К первому компоненту относятся дисперсные, магматические, метаморфические, литифицированные осадочные и осадочно-вулканогенные горные породы. Второй компонент образуют подземные воды различного фазового состояния (жидкого, твердого и газообразного).

Основными характеристиками КГГС являются: 1) границы, 2) свойства элементов и системы в целом, 3) структура, 4) характер связей и взаимодействий между элементами и внешней средой.

К геокриологическим границам принадлежат: граница раздела фаз, кровля или подошва многолетнемерзлых пород, контуры эпи- и синкриогенных пород, широтная и высотная границы распространения криолитозоны и т. д. Гидрогеологические границы включают: границы водоносных горизонтов, комплексов, бассейнов, формаций, геофильтрационных сред, области создания напоров, стока и разгрузки подземных вод, геохимические барьеры, границы гидрохимических зон и др.

Важнейшими структурными элементами КГГС являются криогенные водоупоры, формирование которых связано с промерзанием обводненных горных пород. В отличие от литологических водоупоров их общая мощность может достигать 1000 м и более. По отношению к мерзлым горным породам самостоятельные категории образуют над-, меж-, внутри- и подмерзлотные подземные воды, воды таликов и талых зон.

Формирование криогенных водоупоров приводит к локализации областей питания и разгрузки, смене положения уровней и величины напора, направления и скорости движения подземных вод, уменьшению гидравлической емкости водовмещающих горных пород и темпов водообмена. Частичное или полное промерзание водоносных горизонтов, комплексов, обводненных зон трещиноватости обусловливает взаимосвязь поверхностных и подземных вод главным образом через систему таликов. При переходе воды в лед формируются кристаллогидраты солей, неустойчивые при положительной температуре, происходит концентрирование жидкой фазы, изменяется состав и растет минерализация подземных вод. Криопэги, охлаждая вмещающие горные породы, увеличивают мощность криолитозоны.

Особое значение при изучении КГГС имеет четкое представление о связях между элементами. В результате прямых связей – воздействия всех природных факторов (динамики теплообмена между литосферой и атмосферой) формируются температурный режим КГГС, мощность и криогенное строение мерзлых толщ (криотекстура, криоструктура, мономинеральные залежи льда), геохимические особенности подземных вод, особенности их питания и разгрузки. При этом происходит физико-химическое преоб-

разование горных пород, изменяется термодинамическое состояние системы в целом.

Взаимодействуя с внешней средой, КГГС изменяется сама и меняет внешнюю среду, в результате формируются так называемые обратные связи.

В последнее время большое внимание ученых различных областей знаний уделяется проблеме самоорганизации материи в динамических неравновесных системах. Обладая признаками самоорганизации, геологические системы способны выбирать один из возможных путей их эволюции, сопровождающийся уменьшением энтропии. Этот процесс возможен только при условии обмена геологических систем веществом и (или) энергией с окружающей средой. Криогидрогеологические системы по всем параметрам удовлетворяют критериям самоорганизации. Их равновесно-неравновесный характер проявляется в разрушении водой горных пород различными механизмами, образовании новых минеральных фаз, органических соединений, геохимических типов воды и т. д.

В основу классификации КГГС положен структурно-генетический принцип, учитывающий набор соподчиненных признаков: соотношение систем с наземными оболочками Земли, строение природных емкостей подземных вод, распространение мерзлых толщ, степень открытости систем, пространственное отношение структурообразующих элементов, особенности скоплений подземных вод в коллекторах, физико-химические свойства водных растворов. Использование этого принципа позволяет упорядочить множество систем, выявить основные закономерности их формирования и эволюции.

Классификация криогидрогеологических систем построена с учетом следующих признаков.

Первый признак. Приуроченность к воздушной, ледовой и водной оболочкам Земли. По этому признаку выделены субаэральные, существующие в верхней части земной коры, субгляциальные – под ледниками и субмаринные – под акваторией Полярных бассейнов, типы КГГС.

Второй признак. Строение резервуаров или природных емкостей подземных вод. В качестве подтипов субаэральных КГГС выделены криоартезианские, криоадартезианские бассейны, криогидрогеологические массивы, криогидроадмассивы, криогенные напорные бассейны, постартезианские бассейны трещинных вод, криогипергенные бассейны, криовулканогенные бассейны, карстовые криобассейны.

В качестве подтипов субгляциальных КГГС рассмотрены аналогичные природные емкости подземных вод. На современном уровне знаний их выделение носит в основном прогнозный характер, поскольку гидрогеология ледниковых щитов и подстилающих их горных пород находится в стадии изучения.

К подтипам субмаринных КГГС относятся прибрежно-шельфовые резервуары подземных вод, находящиеся ниже уровня моря. Они прослеживаются от примыкающей к морю суши до материкового склона, охватывая шельф. Субокеанические системы дна Мирового океана в классификации не рассмотрены.

Третий признак. Процентное соотношение площадей мерзлых и талых пород. По этому признаку выделены классы КГГС: сплошного (площадь мерзлых пород 95–100 %) промерзания; слабопрерывистого (75–95 %) промерзания; сильнопрерывистого (50–75 %) промерзания; массивно-островного (25–50 %); островного (5–25 %) промерзания; редкоостровного (0–5 %) промерзания.

Четвертый признак. Степень открытости гидрогеологических систем. Для характеристики подклассов КГГС использованы понятия – открытый, частично открытый и закрытый.

На основе *пятого признака* КГГС подразделены на группы по пространственному отношению подземных вод к мерзлым породам. Самостоятельные категории образуют системы с надмерзлотными водами сезонно-талого слоя, межмерзлотными, подмерзлотными водами, водами таликов и талых зон.

К *шестому признаку* относятся элементарные коллекторы подземных вод – поры, каверны, трещины и жилы. По особенностям скопления подземных вод в коллекторах выделены подгруппы КГГС с поровыми, кавернозными, трещинными, жильными подземными водами. Та или иная комбинация коллекторов образует более сложные варианты.

Седьмой признак. Величина минерализации подземных вод. По этому признаку выделены виды КГГС, в разрезе которых преобладают пресные (<1 г/дм^3), солоноватые (1–10 г/дм^3), соленые (10–36 г/дм^3), рассольные (36–500 г/дм^3 и выше) подземные воды. Зональность по величине минерализации может иметь инверсионный характер.

Восьмой признак. Физическое состояние воды – температура. По этому признаку можно выделить подвиды КГГС с наличием криопэгов (криогалинных вод), холодных, теплых, термальных вод и парогидротерм.

При таком подходе к классификации число выделенных по восьми признакам разновидностей КГГС представляет их полное множество. Каждый признак увеличивает количество возможных систем согласно их иерархии.

ВЫВОДЫ

Изучение формирования криолитогенной основы криогенных геосистем показало, что используемые в настоящее время формальные приемы, такие как описание криогенного строения, отнесение криогенной толщи к тому или иному типу мерзлых пород, недостаточны для понимания истории развития последних. Исследуя современные мерзлые породы, мы рассматриваем конечный результат, поэтому возникает возможность облегчить себе путь, представив историю развития мерзлой толщи как полностью детерминированный процесс. В этом случае данные по криогенному строению являются лишь подтверждением выбранного линейного сценария криогенеза. Любая изучаемая территория представляет собой совокупность локальных участков, порядок которых определяется темпом и структурой причинно-следственных пространственных взаимодействий на

уровне горизонтальных связей; внешний распорядок определяется иерархией масштабов "микро, макро, мега" на уровне вертикальных связей. Особенно это характерно для этапа формирования криогенных геосистем какого-либо генетического типа пород. Рассмотренные выше морские отложения переходят от глубоководных условий с близким для разных локальных участков условий седиментогенеза к мелководным отличающимся их резкой и частичной сменой. Происходит существенное разделение по скорости осадконакопления, составу осадков и грунтовых вод, разнородность поверхностных условий создает многообразие вариантов теплообмена между литосферой, атмосферой и космосом. Таким образом, возникает множество локальных природных систем и закладываются условия для формирования криогенных геосистем определенного структурного уровня. Эта мозачность не является статичной, а последовательно эволюционирует. Эволюция, отражающая смену океанических субаквальных условий на континентальные субаэральные, несет в себе значительные противоречия. С одной стороны, происходит закономерная и направленная смена событий, с другой – развитие локальных геосистем реализуется спонтанно, переходя через точки бифуркации. В этих условиях и криогенные геосистемы развиваются аналогично. Более того, их формирование вызывает новые резкие изменения в природной среде (возникновение криогенных напоров, криогенной концентрации солей в грунтовых водах, появление водоупоров и переслаивающихся водоносных горизонтов и др.). Одновременно существуют и талые и мерзлые участки и напорные и безнапорные условия, происходит и распреснение и засоление пород. Если переходить на более высокий уровень структурной организации, то эта кажущаяся хаотичность уменьшается, множество локальных темпомиров, соответствующих отдельным фациям, сокращается, меняется и временной параметр. На фациальном уровне темп природных процессов, как седиментационных, так и криогенных, намного больше, чем на более высоких уровнях. Это и неудивительно. Процессы находятся в различных фазах, сформированные геосистемы разрушаются и формируются повторно. При переходе на более высокий уровень относительное время замедляется. Изучая историю развития мерзлых пород, необходимо учитывать разный ход времени для различных структурных уровней. Следует также помнить, что единые в настоящее время мерзлые толщи представляют собой разновозрастные образования.

В заключении отметим, что история многолетнемерзлых толщ любого генезиса является историей взаимодействия отдельных криогенных геосистем, их формирования, встраивания в совокупность других, трансформации и разрушения. Эта история двойственна: с одной стороны, она, несомненно, отражает глобальные или территориальные изменения природной среды, с другой – отражает значительную автономность происходящих событий на локальном уровне. Модели, используемые при исследовании природы, должны быть адекватны природным аналогам, поэтому дальнейшее развитие геокриологии мы видим во все большем использовании системных и вероятностных подходов.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев С.В. Криогидрологические системы Якутской алмазоносной провинции: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Иркутск, 2007. – 34 с.

Баулин В.В. Геолого-тектонические и палеогеографические закономерности формирования многолетнемерзлых пород молодых платформ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 1979. – 44 с.

Бриллинг А.Н., Груздов А.В., Данько А.С. Мощность многолетнемерзлых пород на молодых морских террасах Гыданского п-ва // Инж. изыскания в стр-ве. – 1973. – Сер. 15. – Вып. 3. – С. 22–24.

Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. – М.: Наука, 1981. – 195 с.

Гольдтман В.Г. Инженерно-геологические последствия многолетнего промерзания пород на Северо-Востоке // Тр. ВНИИ золота и редких металлов. – 1973. – Т. 32, разд. 3. – С. 64–79.

Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. – М.: Недра, 1980. – 383 с.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. – М.: Наука, 1966. – 180 с.

Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. – Якутск: Кн. изд-во, 1987. – 110 с.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. – М.: Недра, 1978. – 238 с.

Долотов Ю.С., Жаромский Р.Б. О процессах дифференциации осадочного материала и текстурных особенностях отложений в верхней части отмелого шельфа // Проблемы четвертичной истории шельфа. – М.: Наука, 1982. – С. 111–123.

Дубиков Г.И. Закономерности формирования криогенного строения в мерзлых осадочных породах (на примере Западной Сибири): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1984. – 48 с.

Дубиков Г.И. Закономерности распределения засоленности в мерзлых морских отложения // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. – М.: Наука, 1986. – С. 14–27.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: ГЕОС, 2002. – 246 с.

Дубиков Г.И., Корейша М.М. Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1964. – № 5. – С. 58–65.

Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. – 320 с.

Зубов Н.Н. Морские воды и льды. – М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1938. – 451 с.

Каган А.А., Кривоногова Н.Ф. Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. – Л.: Стройиздат, 1978. – 206 с.

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода в Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 286–293.

Катасонов Е.М., Пудов Г.Г. Криолитологические исследования в районе Ванькиной губы моря Лаптевых // Мерзлотные исслед. – 1972. – Вып. 12. – С. 38–46.

Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С. О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // Материалы гляциол. исслед. – 1981. – Вып. 41. – С. 62–67.

Коробанова И.Г., Ковалева А.П., Копылова А.К. Состав и физикомеханические свойства глинистых отложений и их изменения в процессе литогенеза // Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза. – М.: Наука, 1965. – С. 12–33.

Ломтадзе В.Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации // Докл. АН СССР. – 1955. – Т. 102, № 4. – С. 819–822.

Минаев А.Н. Крупные гидролакколиты в Западно-Сибирской низменности // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 160–165.

Неизвестнов Я.В. Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983. – С. 179–182.

Неизвестнов Я.В., Семенов Ю.П. Подземные криопэги шельфа и островов Советской Арктики // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Тр. – Якутск: Кн. изд-во, 1973. – Вып. 5. – С. 98–103.

Орлов В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 188 с.

Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – 278 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 303 с.

Попов А.И. Криолитогенез как зональный тип литогенеза // Проблемы геокриологии. – М.: Наука, 1983. – С. 35–43.

Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 239 с.

Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал–Центр. – М.: ГЕОС, 1997. – 432 с.

Ривкин Ф.М., Иванова Н.В., Кузнецова И.Л. Засоленные мерзлые грунты и криопэги полуострова Ямал и прибрежной зоны шельфа карского моря \\ Проблемы строительства на засоленных грунтах. – М.: Эпоха, 2007. – С. 36–46.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. – 336 с.

Сумгин М.Н. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. – 379 с.

Толстихин Н.И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты // Тр. Комиссии по изучению вечной мерзлоты. – Л.: Изд-во АН СССР, 1932. – С. 29–50.

Тюрин А.И., Романовский Н.Н., Полтев Н.Ф. Мерзлотно-фациальный анализ курумов. – М.: Наука, 1982. – 148 с.

Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологические исследования: Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1988. – 384 с.

Усов В.А. Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега (на примере о. Вилькицкого в Карском море) // Мерзлотные исслед. – 1967. – Вып. 7. – С. 199–210.

Хименков А.Н. Формирование криогенного строения морских отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 1985. – 24 с.

Хименков А.Н. Особенности субаквального океанического криолитогенеза // Сергеевские чтения. – М.: ГЕОС, 2002. – Вып. 4. – С. 471–475.

Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. – М.: Наука, 2003. – 335 с.

Хименков А.Н., Шешин Ю.Б. Геокриологические условия побережья Карского моря в районе пос. Амдерма // Инж. геология. – 1992. – № 2. – С. 71–82.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. – М.: Высш. шк., 1973. – 210 с.

Энгельгардт В. Поровые водяные растворы и катагенез пород // Диагенез и катагенез осадочных образований. – М.: Мир, 1971. – С. 443–458.

Fraser J.T. The Genesis and the Evolution of Time. – Brighton: The Harverster, 1982. – 116 p.

Gallico A.A. Contribution to the design foundation systems for arch dam // Water Power. – 1974. – Vol. 26, No. 10. – P. 323–339.

Mackay J.R. Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula Area Northwest Territories // Georg. Phis. Quart. – 1979. – Vol. 33, No. 1. – P. 3–61.

McRobeerts E.C., Morgenstern N.R. Pore water expulsion during freezing // Can. Geotech. J. – 1975. – Vol. 12, No. 1.

Zhigarev L.A. Permafrost beneath the Arctic seas. // Permafrost: Fourth Intern. Conf. (Fairbanks, Alaska, USA, July 18–22, 1983). – Fairbanks: Univ. of Alaska, 1983. – P. 259.

Глава 4

ЛАНДШАФТЫ И МЕРЗЛОТА

4.1. РОЛЬ ЛАНДШАФТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Криолитозона как геофизическое явление возникла в земной коре вследствие особенностей энергообмена Земли с космическим пространством. Воздействие суточных, сезонных и годовых ритмов энергообмена приводит к тому, что от земной поверхности до глубины годовых теплооборотов для нее характерна закономерная изменчивость температуры и свойств горных пород. В общем виде можно говорить о возможности оценки изменений трех видов полей:

– физических (силовых, потенциальных и т. д.), определяющих перенос вещества или энергии (например, изменения полей фильтрации, связанные с изменением режима питания и разгрузки напорных вод);

– геологических (поля распределения пористости, плотности, теплоемкости и других свойств и параметров, характеризующих определенные геологические образования);

– геометрических, т. е. поля поверхностей (или других элементов залегания) между горными породами разного состава или состояния (морозных и талых, полностью и частично влагонасыщенных, с различной структурой или текстурой и т. д.). В годичном цикле наиболее существенные изменения происходят в деятельном слое (рис. 4.1).

В процессе промерзания деятельного слоя с появлением новой фазы – льда и при дальнейшем понижении температуры изменяются состав среды и соотношение твердой и жидкой фазы, пористость и концентрация незамерзшего электролита. Кроме того, в зависимости от гранулометрического состава, влагонасыщения к моменту замерзания и от скорости промораживания изменяется также и макростроение среды в силу имеющихся особенностей льдовыделения. Эти изменения в общем непрерывны и имеют место на протяжении всего периода изменения отрицательных температур в среде, причем понижение температуры и затем ее повышение даже с одинаковой скоростью не ведет к полной обратимости состояния в силу различия процессов массопереноса при протаивании и промерзании дисперсной среды.

Граница сред в талом и мерзлом состояниях чаще всего бывает резкой электрической границей ввиду большой разницы электрических свойств

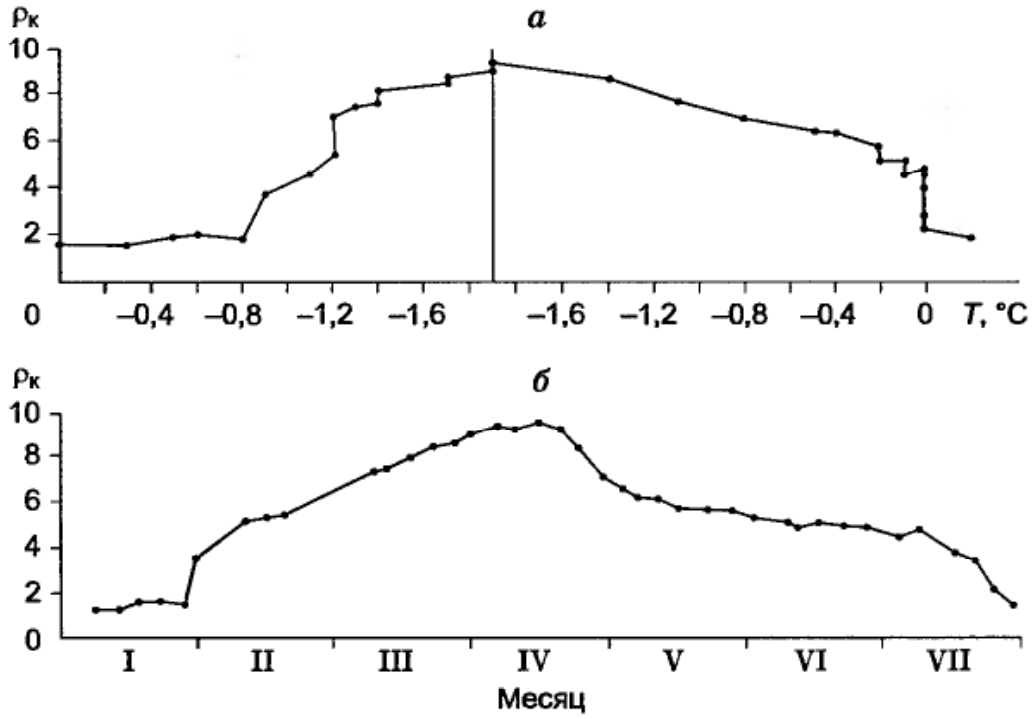


Рис. 4.1. Зависимость кажущегося сопротивления ($\rho_к$) от температуры грунтов (*а*) (вертикальная линия разделяет области сезонного понижения и повышения температуры промерзшего деятельного слоя) и распределения $\rho_к$ по месяцам (*б*) [Мельников, 1987].

воды и льда, заполняющих поровое пространство. Поскольку в течение года деятельный слой или часть его может находиться в мерзлом состоянии, но при разной отрицательной температуре, удельное сопротивление, измеренное с определенным интервалом времени, будет каждый раз характеристикой новой среды или, точнее, нового состояния среды, в которой практически ничего не остается неизменным. Даже положение минерального скелета в пространстве, хотя и незначительно, но изменяется, особенно в пучинистых грунтах.

Таким образом, основываясь только на величине удельного сопротивления при отрицательной температуре, трудно дать какую-либо характеристику среды. Зато информативными становятся диапазон изменения удельного сопротивления, пространственные и временные градиенты и изменения градиентов, максимальные и минимальные значения в данной точке среды, статические параметры и другие характеристики изменчивости электрических параметров в пространстве и во времени. Информативность электрических параметров, если ее характеризовать амплитудой изменения температуры на один градус, в области отрицательных температур резко повышается. Так, при повышении температуры с 0 до 200 °С удельное сопротивление порового электролита изменяется на один порядок [Дахнов, 1967]. При изменении температуры от 0 до –2 °С удельное сопротивление влагонасыщенного слабоминерализованного кварцевого песка тоже меняется на один порядок. При фазовом переходе даже части воды в лед резко уменьшается количество жидкой фазы, увеличивается извилистость токопроводящих каналов, однако эти и другие однонаправленные факторы понижения электропроводности не компенсируют роста концент-

рации солей в незамерзшей части воды, которое происходит при кристаллизации поровой влаги. В преобразованиях порового пространства дисперсной среды при промерзании температура выступает в роли фактора, контролирующего эти преобразования, но не определяющего их начало, окончание и степень развития. Так, определив, что температура грунта понизилась с 0 до −0.4 °С, мы не можем сказать, началось промерзание или нет, для этого надо знать еще дисперсность грунта и минерализацию поровой влаги. Определяя же параллельно изменение удельного сопротивления в данном диапазоне температур, можно точно указать не только момент промерзания, но и найти, при какой отрицательной температуре это промерзание началось, а это уже показатель дисперсности грунта. В совокупности же с величиной удельного сопротивления это может быть и показатель концентрации порового электролита или влажности.

Из-за пограничного с атмосферой положения этот слой наиболее сильно подвержен влиянию ритмики ее состояния. В любой точке этого слоя как минимум два раза в год появляется граница раздела двух состояний среды (талое и мерзлое), притом что его мощность не является постоянной, как и темп промерзания–протаивания, и зависит от разных факторов среды и условий сезона. Даже в периоды стабильности климатических условий наблюдается существенная межгодовая изменчивость его протаивания (рис. 4.2).

Для влагонасыщенных песков характерно появление площадок нулевых температур, определяющих состояние переохлаждения пород. На рис. 4.2 показан характер изменения длительности переохлажденного состояния пород в зависимости от глубины в течение ~~трех~~ четырех годовых циклов. Начиная с глубины 0.9–1.0 м наблюдается практически линейная зависимость длительности сохранения такого состояния от глубины. В период переохлаждения среды происходит изменение формы кривых $\rho_к$, появляются характерные изломы и уменьшается крутизна кривых $\rho_к$. На большей глубине, где нулевая температура сохранялась более 10 месяцев, колебания амплитуды $\rho_к$ почти до 50 % свидетельствуют о том, что и при длительно стабильной температуре протекают процессы, изменяющие электрические свойства среды, но не нарушающие ее температурный режим. Например, из более детального рассмотрения $\rho_к$ в период переохлаждения следует, что в определенных условиях фазовый переход фиксируется на кривых $\rho_к$ не только изменением крутизны, но и появлением обратного хода, что, очевидно, связано с поглощением тепла в момент фазовых превращений.

При аппроксимации годичных изменений $\rho_к$ гармонической функцией и проведении статистической обработки результатов многолетних наблюдений можно использовать такие статистические параметры, как среднее значение, амплитуда и фаза. Их рассмотрение полезно, когда необходимо составить общие представления об изменчивости параметров, об устойчивости ритмики из года в год.

Граница между деятельным слоем и частью слоя годовых теплооборотов (с отрицательными значениями температуры пород на протяжении всего годового цикла) не является геометрической поверхностью, а пред-

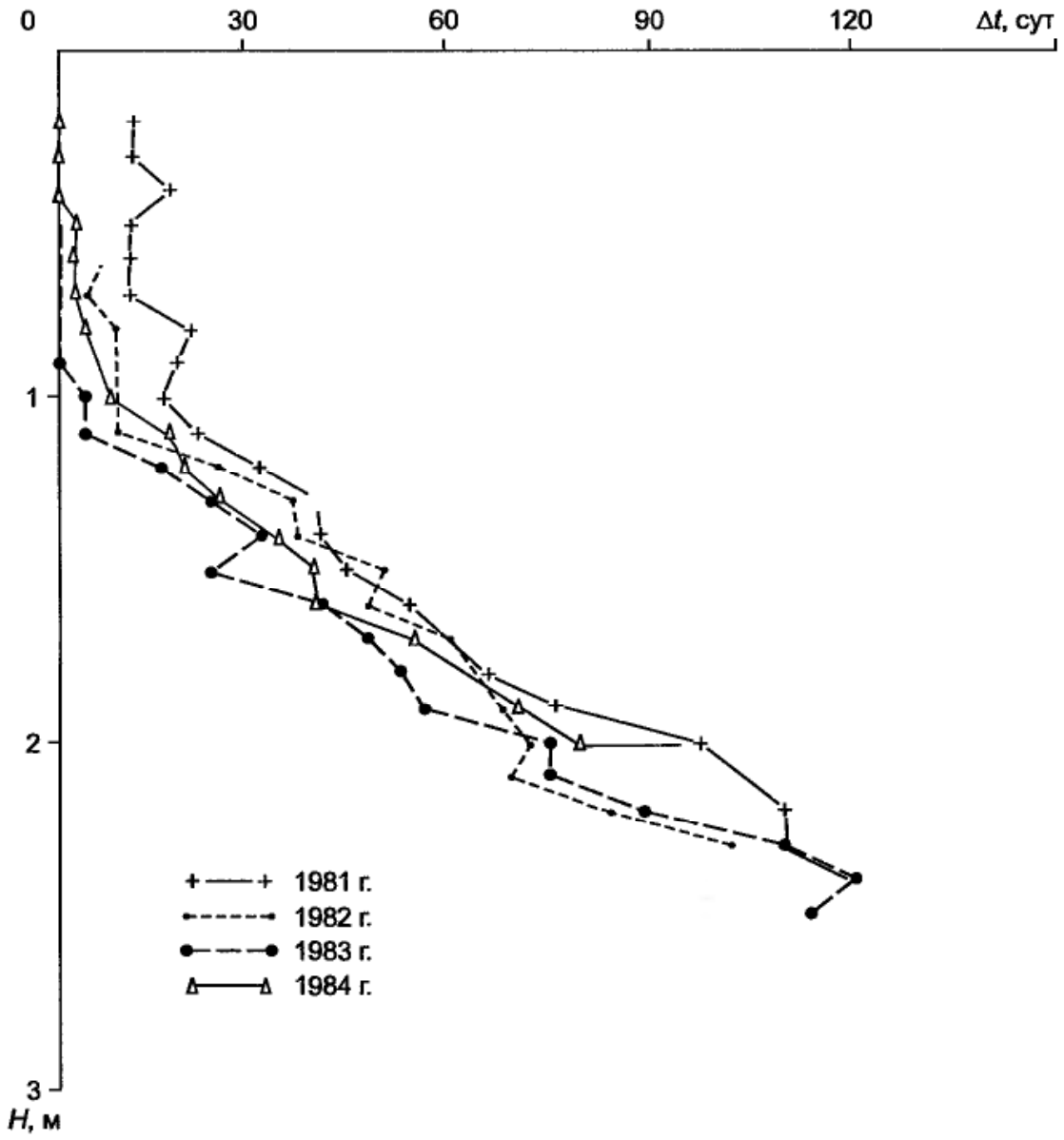


Рис. 4.2. Межгодовая изменчивость длительности сохранения нулевой температуры на разных глубинах деятельного слоя на территории Чабадинского стационара Института мерзлотоведения СО РАН [Мельников, 1987].

ставляет переходную зону, мощность которой зависит от стабильности климатических ритмов. В случаях, когда конечной задачей исследований является определение физических свойств среды в зависимости от условий, в которых она находится (последние обычно характеризуются температурой горных пород), в слое годичных изменений температур интерес представляют такие параметры, как пределы изменения свойств в цикле, характер их изменения во времени и в зависимости от условий, направленность изменения от цикла к циклу. Кроме того, при решении ряда теоретических и практических вопросов сопутствующей, а иногда и самостоятельной задачей является определение скорости перемещения криогенных границ.

На рис. 4.3 приведена зависимость глубин промерзания и протаивания от времени, отсчитываемого с начала промерзания и протаивания.

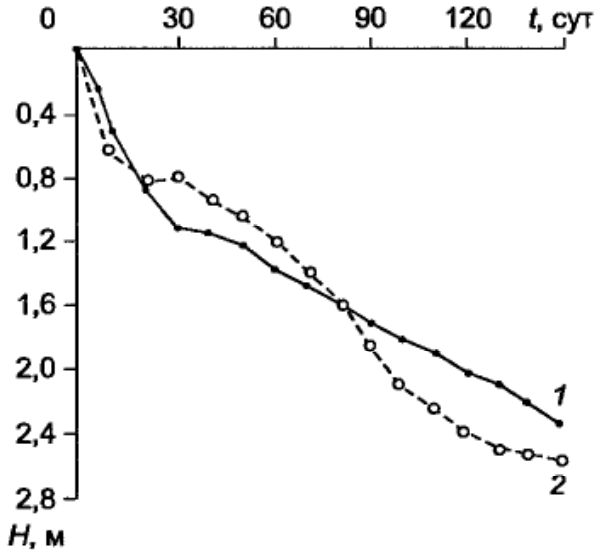


Рис. 4.3. Изменение скорости перемещения границы мерзлоты при протаивании (*1*) и промерзании (*2*).

Совмещенные относительно начального момента фазовых переходов кривые промерзания и протаивания образуют петлю гистерезиса скорости перемещения фазовой границы в холодное и теплое время года. Диапазон глубин, где наблюдается гистерезис, соответствует высокой влажности песчаного грунта вплоть до полного насыщения. Скорость протаивания в подобных условиях высокая для большей части деятельного слоя. Как видно из рис. 4.3, глубина протаивания в рассматриваемом цикле превышает на 40 см глубину промерзания за одно и то же время, прошедшее с начала фазовых переходов на поверхности. Естественно, что и поверхностные условия вносят вклад в изменение режима промерзания и протаивания, поэтому для выделения роли влагопереноса необходимо сопоставление многих факторов, определяющих режим тепловлагопереноса в годичном цикле.

Исследования характера эволюции или в целях прогнозирования требуют знания направленности процессов из года в год или от места к месту. Признаками такой направленности могут быть изменение глубины промерзания и протавания, вариации тепло- и влагосодержания грунтов на определенной глубине, различие скоростей промерзания и протаивания из года в год. Эти задачи так или иначе связаны с определением положения криогенных границ и их перемещением во времени, а также с нахождением диапазона изменения физических параметров среды во времени и по глубине. В нижнем горизонте слоя годовых теплооборотов, в пределах которого горные породы весь год остаются мерзлыми, фазовые переходы могут происходить только в тонкодисперсных породах, поле температуры слабо градиентно, влажность постоянна, а влияние поверхностных условий заметно ослаблено. Тем не менее пространственно-временная изменчивость температуры и свойств пород в разрезе всего слоя годовых теплооборотов имеет вероятностный характер. Это связано с тем, что динамика теплооборотов в нем зависит от условий тепло- и влагообмена на поверхности, т. е. от ландшафтных условий.

Устойчивое существование криогенных систем определяется теплообменом с атмосферой, который осуществляется за счет перераспределения, трансформации и/или регенерации потоков энергии, влаги и вещества в процессе взаимодействия между биотическими, абиотическими и биокосными элементами и компонентами природно-территориальных комплексов различного ранга. Ландшафт в пределах суши охватывает по вертикали приземный (припочвенный) слой воздуха, наземные покровы, почвенный

слой и толщу подстилающих горных пород (современную кору выветривания). Первостепенное значение для поддержания устойчивости геосистем принадлежит растительному покрову. Этот геокомпонент, один из наиболее мобильных, легко подвергается трансформации при внешних воздействиях. Растительный покров, являясь своеобразной переходной зоной, оказывает существенное влияние на тепло- и влагообмен между почвой и атмосферой, играет важную роль в температурном режиме, промерзании и протаивании грунтов. В геосистеме различают структуру вертикальную и горизонтальную (или латеральную). Первая выражается в ярусном расположении компонентов, которые определяются вертикальной системой вещественно-энергетических потоков. Под горизонтальной структурой геосистемы подразумевают упорядоченное расположение геосистем низших рангов внутри системы более высокого ранга, например урочищ в пределах ландшафта. Жесткая связь ландшафтов с компонентами криолитозоны, в первую очередь зависящими от теплообмена (глубиной деятельного слоя и температурой ММП), определяется тем, что в них преобладает вертикальный энергообмен по сравнению с горизонтальным. В горизонтальном направлении, как правило, отмечается изотермия [Павлов, 1984]. В самом широком смысле ландшафт можно рассматривать как обособленную территорию, в пределах которой компоненты природного комплекса составляют одно целое и воздействуют друг на друга. Распределение ландшафтных участков в пределах однородных геоморфологических элементов можно считать случайным. Им присуща пестрота и контрастность от места к месту, т. е. ярко выраженная латеральная структура. Изменения растительного покрова, вызванные как естественными, так и техногенными причинами, сопровождаются глубокими изменениями вечной мерзлоты, вызывая ее формирование, деградацию или стабильное состояние [Тыртиков, 1973].

Существует тесная связь растительного покрова с динамикой температурного поля криогенных толщ. Вместе с тем растительный покров – главная стабилизирующая сила природы, противодействующая ее разрушению. Для каждого региона существуют определенные зависимости фитоценотического и биоморфологического состава с развитием, изменением или деградацией мерзлых пород, а также с их температурой, криогенными процессами и явлениями (пучение, термокарст, термоэрозия, наледеобразование). Это позволяет использовать растительный покров в качестве индикатора мерзлотных условий. При изменении растительности на поверхности земли в первую очередь изменятся мощность деятельного слоя, а затем и температура мерзлых грунтов. Например, увеличение мощности мохового и лишайникового покровов приводит к уменьшению глубин сезонного протаивания, понижению температуры почв и пород. Исследования, проведенные Н.Г. Москаленко [2002] показали, что во всех природных зонах минимальные значения глубин сезонного протаивания наблюдаются под морошково-багульниково-сфагново-кладониевым покровом, развитым на торфяниках. Максимальные глубины протаивания отмечены в тундровой зоне на песчаных дренированных участках, лишенных растительного покрова. Участки с глубоким протаиванием в северной тайге приурочены к крупным осоково-моховым мочажинам, торфяникам и болотам.

Распределение ландшафтных участков в пределах однородных геоморфологических элементов можно считать случайным. Мозаичность распределения ландшафтов определяет аналогичное распределение характеристик криогенных толщ. При этом климатическая зональность создает общий фон состояния криолитозоны, но конкретные параметры криогенных систем (мощность деятельного слоя, температура мерзлых пород) будут определяться мозаичностью поверхностных условий.

Важной особенностью ландшафтов является саморегуляция, возвращающая их в устойчивое состояние при различных нарушениях. Данное свойство ландшафтов обусловливает устойчивость температурного режима в грунтах при изменении внешних условий (среднегодовых температур воздуха и др.). С этим связаны существенные различия в динамике климата и мерзлых толщ. Для каждой территории можно выстроить последовательность микроландшафтов, которым соответствует последовательный ряд значений температур грунтов.

Неоднородности поверхностных условий в значительной мере искажают влияние широтной поясности, определяющей поступление солнечного тепла к поверхности Земли. Ландшафтная составляющая является как бы поверхностным управляющим фактором развития криогенных систем при данных климатических условиях. Приведем пример, иллюстрирующий данное положение. Моделирование поведения мерзлых пород на водораздельных поверхностях и котловинах Южной Якутии [Сергеев и др., 2005] показало, что при похолодании мощность мерзлых пород на водоразделе достигала 320 м, в котловинах 370 м. В период потепления мерзлые толщи на водоразделах протаивали полностью, а в депрессиях их мощность уменьшалась до 220 м.

При глобальных изменениях климата динамика мерзлых толщ будет определяться указанной мозаичностью поверхностных условий. Таким образом, ландшафт становится неотъемлемой частью криогенных систем. При этом следует помнить, что такие компоненты ландшафта, как литогенная составляющая и криогенное строение ММП, являются продуктом прошлых палеогеографических условий, поэтому не будут изменяться даже при кардинальной смене растительных сообществ.

Наш подход базируется на представлении о том, что общие для любой территории долговременные изменения среднегодовых характеристик параметров атмосферы или прямой солнечной радиации дифференцируются в неоднородности, обусловливающие различие граничных условий отдельных участков. В результате формируется определенная совокупность локальных микроландшафтов с присущими каждому из них геокриологическими параметрами (температура пород, мощность деятельного слоя, теплопроводность и др.), особенностями реакции на внешние воздействия и устойчивостью.

Формирование первичных криогенных геосистем

Определяющую роль растительных покровов в формировании первичных криогенных геосистем можно проиллюстрировать на примере новообразования мерзлоты в южных районах криолитозоны.

В зоне сплошного распространения талых пород с температурами от 0 до 4 °С возможно образование мерзлых перелетков в торфяных и торфяно-суглинистых отложениях и на участках, приуроченных к темнохвойным лесам. Появление первичных островов мерзлых пород (температурой –0.1...–0.3 °С), как правило, приурочено к торфяным отложениям болот, затененным и заболоченным днищам долин, поросших густым хвойным лесом. Для Западной Сибири отмечается формирование линз мерзлых пород мощностью до 5 м и температурой –0.1 °С, они приурочены к торфяным буграм диаметром 3–15 м, покрытым сфагновым мхом высотой 0.3–0.4 м. Такие маломощные линзы занимают около 1 % площади территории [Геокриология СССР, 1989]. В предгорьях мерзлые участки появляются на затененных нижних частях склонов с чехлом суглинисто-щебнистых и крупнообломочных отложений или на участках распространения снежников. В таежных районах юга Средней Сибири мощность линз и островов ММП меняется от 5–7 м до 50–60 м, их температура колеблется от –0.1 до –1 °С [Горшков и др., 2003]. При изменении поверхностных условий острова мерзлых пород легко исчезают или образуются в новых местах. В 1930-х гг. В.Ф. Тумель изучал влияние пожаров на мерзлоту у южной границы ее распространения. Он убедительно показал, что протаявшие после пожара мерзлые породы после восстановления начальных поверхностных условий уже через 20 лет начинают формироваться вновь (в отдельных случаях через 10 лет) [Тумель, 1939]. Начало формирования участка многолетней мерзлоты (а также ее деформации и разрушения) в конкретном месте в пределах данного типа местности в значительной мере происходит случайно. Однако степень вероятности его зарождения и основные особенности развития (интенсивность, формы, частота встречаемости) могут быть оценены однозначно на основе закономерного сочетания факторов и условий, его обусловливающих [Гарагуля, 1989]. Для каждого типа местности можно применить расчетные методы для определения условий возникновения и развития первичных криогенных геосистем.

С момента образования первичные криогенные системы сразу начинают активно воздействовать на вмещающие породы. В песчаных породах наблюдается перераспределение грунтовых вод, возникновение криогенного напора (формируются водоупоры в водоносных горизонтах, происходит отжатие грунтовых вод из зоны промерзания). В супесчаных и суглинистых породах происходит боковое промерзание с формированием соответствующего криогенного строения (субвертикальные ледяные шлиры). Важно отметить, что многие криогенные процессы связаны в первую очередь с горизонтальным тепломассообменом, роль которого еще недооценена и недостаточно изучена.

При формировании первичных криогенных геосистем понижение температур атмосферы является фоновым фактором, а для южных районов криолитозоны даже второстепенным, который обусловливает лишь потенциальную возможность формирования и сохранения длительное время пород в мерзлом состоянии. Но реализация этой возможности, конкретное место образования мерзлого участка, его размеры, строение, сопровождаю-

Таблица 4.1

Развитие процесса заболачивания [Нейштадт, 1971]

Мощность торфяной залежи, м	Время, число лет назад	Заболоченная площадь		Площадь, заболачивания за год, га
		га	% общей площади участка	
4	9000–8000	3200	1.4	3.2
4–3	8000–6000	33 500	14.7	16.7
3–2	6000–4000	64 000	28.2	32
2–1	4000–2000	74 100	32.3	36.5
1–0	2000–0	53 000	23.4	26.5

щие процессы, характер воздействия на окружающую среду являются вероятностными событиями. Еще 1939 г. В.А. Кудрявцев, изучая южную окраину криолитозоны, обнаружил свидетельства «признаков “усиления вечной мерзлоты” наряду с ее деградацией на одном и том же небольшом участке суши» [Основы геокриологии..., 1959, с. 83], т. е. одновременно происходят два совершенно противоположных процесса.

Следует отметить, что существуют мощные региональные факторы, которые могут вызвать направленное промерзание значительных площадей при стабильном состоянии климата. Например, тектоническое опускание территории, ее увлажнение и заболачивание могут вызвать региональное охлаждение пород и их промерзание даже при общем повышении температур воздуха. Этот процесс весьма интенсивен.

М.И. Нейштадтом прослежена скорость процесса заболачивания на примере торфяного болота Бакчарское (Томская область) (табл. 4.1). Первоначально это болото представляло собой систему небольших самостоятельных болот, которые за период голоцена сливались и, наконец, образовали один болотный массив площадью около 2.3 тыс. км^2. Такая закономерность характерна для всей территории Западно-Сибирской равнины. Так образовались огромные торфяные болота: Лайменское (502 км^2), Салымо-Юганское (739 км^2), Васюганское (53 тыс. км^2). К современному периоду на Васюганском болоте (от 500 лет назад до настоящего времени) все 19 прежде самостоятельных болот превратились в один огромный болотный массив, занимающий площадь 5 269 437 га [Инишева, Лисс, 2006]. Следует отметить, что отмеченные закономерности, заключающиеся в переходе от локальных очагов болотообразования к большим массивам, соответствуют аналогичным тенденциям в развитии мерзлых пород.

Ежегодная площадь заболачивания в зоне тайги на территории Западной-Сибирской равнины в настоящее время превышает 90 км^2, а в более ранние периоды голоцена была еще больше (табл. 4.2).

При интенсивном заболачивании температура пород за 10 лет дополнительно может понизиться примерно на 0.5 °С только за счет зарастания поверхности мхами [Белопухова, 1973]. В таежной зоне Западной Сибири на обширных площадях наблюдается интенсивное заболачивание и нарастание сфагнового мха (до 1 см/год). В средней тайге средняя скорость ли-

Таблица 4.2

Развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине [Нейштадт, 1971]

Время, лет назад	Заболоченная площадь, км²	Увеличение заболоченной площади, км²	
		за каждые 2000 лет	ежегодно
8000	11 004	–	–
6000	126 546	115 542	57.77
4000	348 198	221 652	110.82
2000	602 076	253 878	126.94
0	786 000	183 924	91.96

нейного прироста торфа составляет 0.57 мм/год, в северной – 0.37, в лесотундре – 0.35, в тундре – 0.31 мм/год [Инишева, Лисс, 2006]. Скорости линейного прироста торфа на разных этапах голоцена приведены в табл. 4.3.

Заболачивание лесов и редколесий в лесотундре во многом связано с динамикой мерзлых пород [Тыртиков, 1974], в частности, заболоченные участки здесь возникают после выгорания. На этих участках пожарами уничтожается торфянистый горизонт, в результате чего усиливается протаивание грунта, постепенно приводящее к образованию таликов. Вначале здесь поселяется травяная растительность, затем постепенно развивается древесная, формируется мохово-лишайниковый покров и торфянистый слой. Примерно через 150 лет после пожара вновь формируется многолетняя мерзлота. При накопившемся слое торфа, превышающем глубину сезонного протаивания, корневая система болотной растительности полно-

Таблица 4.3

Динамика скорости линейного прироста торфа по периодам голоцена (мм/год) [Инишева, Лисс, 2006]

Пункт наблюдений	Периоды голоцена			
	Субатлантический (SA)	Суббореальный (SB)	Атлантический (AT)	Бореальный (BO)
Северная тайга				
Сертынья	0.47	0.36	0.34	0.53
Сытомно	0.43	0.34	0.35	0.83
Средняя тайга				
Лукашкин Яр	–	0.37	0.45	0.83
Салымо-Юганское	0.56	0.45	0.66	0.83
Самотлор	0.43	0.27	0.66	0.83
Урна	0.65	0.35	0.42	–
Сырковое	0.65	0.34	0.57	–
Лесостепь				
Каянское	0.7	0.64	–	–

стью изолируется от минеральных горизонтов. Деревья отмирают, редкостойные сфагновые леса сменяются редколесьем на сфагновых болотах. По мере дальнейшего накопления торфа древостой постепенно полностью отмирает и редколесья сменяются олиготрофными сфагновыми болотами.

Таким образом, процесс заболачивания является уже не только локальным, но и региональным фактором, активно влияющим на новообразование ММП. Следует отметить, что болотообразование может в значительной мере ослабить влияние потепления климата. Массовое развитие болот относится к началу атлантического периода, характеризующегося самыми оптимальными климатическими условиями для процесса торфообразования и активизации охлаждающего фактора, определяющего формирование первичных криогенных геосистем под торфяниками.

Формирование первичных криогенных геосистем является одним из самых ярких примеров синергетических процессов, когда на фоне общего отвода тепла и увеличения энтропии среды при охлаждении пород до температур ниже 0 °С в них происходит локальная самоорганизация с формированием устойчивых структурных связей (кристаллизация воды, структурирование минеральной составляющей, формирование криотекстур). При нарастании основного фактора, определяющего понижение температуры (понижение температуры воздуха при похолодании климата, увеличение мохового слоя в случае заболачивания или уменьшения глубины моря в случае промерзания субаквальных морских осадков и др.), локальные первичные криогенные геосистемы сливаются, образуя мерзлые массивы разной степени сплошности (криогенные геосистемы высших порядков).

Разброс значений температуры мерзлых грунтов в зависимости от поверхностных условий

Неоднородность параметров верхних граничных условий геосистем регулируется ландшафтами, организованными в иерархическую систему (локальный уровень: фация, урочище, местность; региональный уровень: ландшафт, ландшафтный округ, ландшафтная провинция, ландшафтные области, страны, зоны). Минимальным микроландшафтом, для которого теплофизические характеристики можно считать однородными и определенными, является фация. Мозаичность распределения ландшафтов определяет аналогичное распределение характеристик криогенных толщ. Важной особенностью ландшафтов является саморегуляция, возвращающая их в устойчивое состояние при различных нарушениях. Данное свойство ландшафтов обусловливает устойчивость температурного режима в грунтах при изменении внешних условий (среднегодовых температур воздуха и др.). Это обусловливает значительные различия в динамике климата и мерзлых толщ. Разброс параметров мерзлых толщ и деятельного слоя наблюдается и в пределах однородных ландшафтов. Находясь в целом в определенном небольшом диапазоне, тем не менее, на границе (в зоне перехода к другому ландшафту) разброс значений резко возрастает, а при углублении к центру уменьшается [Гарагуля, 1989]. Для каждой террито-

рии можно выстроить последовательность микроландшафтов, которым соответствует последовательный ряд значений температур грунтов.

Рассмотрим в качестве типичного примера Надымскую геокриологическую область (расположена в южной части рассматриваемого региона), охватывающую долину р. Надым и ее притоки. В данной области, несмотря на небольшую площадь, однородные поверхностные (аллювиальный комплекс) и температурные условия (среднегодовые температуры воздуха около –7...–8 °С) наблюдается широкий разброс среднегодовых температур пород. В пределах бугристых торфяников она составляет –3.5...–4.0 °С, на плоских участках надпойменных террас покрытых торфом –1.2...–1.4 °С, на залесенных участках –0.2...–1.0 °С, на участках кедровых лесов около 0 °С, на песчаных раздувах 1.0...1.5 °С, на хорошо дренированных прибровочных участках террас 1.5...2.0 °С (до 3 °С). Диапазон значений температуры грунтов даже на близрасположенных участках достигает 7 °С [Геокриология СССР, 1989].

Для области сплошного распространения мерзлых на севере Западной Сибири характерно следующее распределение температур в зависимости от ланшафтов [Ермилов и др., 2002].

Подзона южной тундры. Среднегодовая температура ММП изменяется от –1...–2 °С до –5...–6 °С. Основной фактор, определяющий температуру, – снежный покров, распределение которого зависит главным образом от рельефа и микрорельефа местности. Наиболее высокие температуры характерны для глубоких понижений рельефа: логов, долин малых речек и прибортовых частей хасыреев. Минимальные значения температуры пород отмечаются на придолинных участках водоразделов с полигональными тундрами.

Подзона северной лесотундры. Среднегодовые температуры пород изменяются от –0.5...–1.0 °С до –4.5...–5.5 °С. Максимальные температуры ММП наблюдаются в долинах рек и на придолинных залесенных участках, минимальные – в пределах массивов полигональных торфяников и повышенных тундровых участков.

Даже в пределах однородных ландшафтов температурное поле мерзлых пород сильно дифференцировано. В табл. 4.4, 4.5 приведены характеристики 12 типов тундровых ландшафтов Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) в границах всех элементов мезорельефа и соответствующие им температуры грунтов [Ермилов и др., 2002]. В целом на данной территории температуры изменяются в диапазоне от 0 до 8 °С при среднеинтегральном (фоновом) значении –5...–6 °С. Наиболее низкие температуры грунтов свойственны горизонтальным или выпуклым поверхностям террасовых уровней. В их границах температура грунтов на обдуваемых участках достигает –7...–8 °С. В центральных частях террас температура несколько выше (в зависимости от толщины и влажности напочвенных покровов, высоты и сомкнутости кустарничковой растительности, особенностей микрорельефа): –5...–6 °С. Еще выше температуры пород слагающих днища хасыреев. В контурах последних благоприятнее условия накопление снега, особенно в прибортовых частях котловин

Таблица 4.4

Изменения среднегодовой температуры ММП (°С) и мощности сезонноталого слоя (м) ландшафтов Бованенковского месторождения на уровне годовых нулевых амплитуд [Ермилов и др., 2002]

№ п/п	Индекс природного микрорайона	1985–1988 гг.		2003–2005 гг.		Макс. приращение температуры	Мощность СТС, м	
		Среднее значение	Диапазон изменения	Среднее значение	Диапазон изменения		Среднее значение	Диапазон изменения
1	1-А-1	−7.0	−5.0...−8.5 (3.5)	−6.6	−4.4...−8.0 (3.6)	0.8	1.00	0.8–1.5 (0.7)
2	1-А-2	−6.5	−5.5...−7.5 (2.0)	−6.1	−5.1...−7.3 (2.2)	0.5	0.40	0.3–0.6 (0.3)
3	1-А-3	−5.9	−4.5...−7.0 (2.5)	−5.4	−4.0...−6.5 (2.5)	0.7	0.45	0.3–0.8 (0.5)
4	1-А-4	−4.0	−3.0...−6.0 (3.0)	−3.7	−3.0...−5.6 (2.6)	0.6	0.55	0.4–0.8 (0.4)
5	1-Б	−5.5	−4.0...−7.0 (3.0)	−5.4	−3.8...−6.8 (3.0)	0.3	0.50	0.3–0.7 (0.4)
6	1-В	−3.9	−2.0...−6.0 (4.0)	−3.6	−2.0...−5.6 (3.6)	0.5	0.70	0.5–1.0 (0.5)
7	11-А-1	−3.9	−1.5...−4.0 (2.5)	−3.5	−1.3...−3.7 (2.4)	0.4	0.75	0.6–1.2 (0.6)
8	11-А-2	−4.3	−3.0...−6.0 (3.0)	−4.3	−3.0...−5.9 (2.9)	0.1	0.55	0.4–0.8 (0.4)
9	11-А-3	−3.5	−2.5...−5.0 (2.5)	−3.5	−2.3...−4.8 (2.5)	0.2	0.40	0.3–0.6 (0.3)
10	111-А-4	−3.0	−2.0...−5.5 (3.5)	−2.8	−1.6...−5.4 (3.8)	0.3	0.55	0.3–0.8 (0.5)
11	111-Б-1	−3.0	−2.0...−4.0 (2.0)	−2.9	−1.5...−3.8 (2.3)	0.4	0.50	0.4–0.6 (0.2)
12	111-Б-2	−2.5	−1.5...−3.5 (2.0)	−2.3	−1.4...−3.3 (1.9)	0.2	0.65	0.3–0.8 (0.5)

Примечание. В скобках указаны абсолютные величины разброса значений.

Таблица 4.5

Ррезультаты инженерио-геокриологического районирования территории Бованенковского НГКМ [Ермилов и др., 2002]

Инженерно-геологические районы	Инженерно-геокриологические подрайоны	Инженерно-геокриологические участки	Краткая характеристика поверхности участков
Верхнечетвертичные прибрежно-морские террасы	**1-А.** Подрайон плоских слабоэродированных поверхностей. Угол поверхности менее 1°	**1-А-1.** Участки, сложенные в верхней части разреза преимущественно пылеватыми песками	Мелкокочковатый микрорельеф, поверхность относительно дренированная, термокарст
		1-А-2. Участки, сложенные в верхней части разреза торфом мощностью 0.1–1.5 м, ниже песками, супесями, суглинками, глинами	Трещинно-полигональный и остаточно-полигональный рельеф, поверхность слабо дренирована, термокарст
		1-А-3. Участки, сложенные в верхней части разреза суглинками, глинами с линзами и прослоями супесей	Мелкокочковатый микрорельеф, поверхность неравномерно дренированная, реже относительно дренированная
		1-А-4. Участки, сложенные в верхней части разреза песками, суглинками, глинами	Мелкокочковатый микрорельеф, поверхность относительно дренированная, термокарст
	1-Б. Подрайон пологих склонов. Угол поверхности от 1.5 до 3°	**1-Б.** Участки, сложенные в верхней части разреза суглинками, глинами с прослоями и линзами песков	Бугристый и мелкокочковатый микрорельеф, поверхность относительно дренированная. Основные процессы: солифлюкция, криогенные оползни, термоэрозия
	1-В. Подрайон крутых склонов. Угол наклона более 3°	**1-В.** Участки, сложенные в верхней части разреза суглинками, глинами с прослоями и линзами песков	Бугристый микрорельеф, поверхность дренирована, кустарничково-мохово-лишайниковая тундра, активные термоденудационные процессы
Поймы рек и ручьев	**11-А.** Подрайон плоских поверхностей современной поймы	**11-А-1.** Участки, сложенные в верхней части разреза преимущественно пылеватыми песками и супесями	Поверхность хорошо дренирована на косах и пляжах, реже неравномерно дренированная
		11-А-2. Участки, сложенные в верхней части разреза преимущественно слабозаторфованными супесями и суглинками	Бугристый и мелкокочковатый микрорельеф, поверхность слабо дренирована, реже заболочена, процессы: пучение, термокарст, термоэрозия
		11-А-3. Участки, сложенные в верхней части разреза преимущественно суглинками и супесями	Трещинно-полигональный и остаточно-полигональный рельеф, поверхность заболочена

Озерные котловины	**111-А.** Подрайон хасыреев в пределах морских террас **111-Б.** Подрайон хасыреев в пределах пойм	**111-А-1.** Участки, сложенные в верхней части разреза преимущественно слабозаторфованными супесями и суглинками **111-Б-1.** Участки, сложенные в верхней части разреза преимущественно слабозаторфованными суглинками, супесями, пылеватыми песками **111-Б-2.** Участки, сложенные в верхней части разреза суглинками, супесями, глинами, песками	Остаточно-полигональный и трещинно-полигональный микрорельеф, поверхность заболочена, процессы: термокарст, пучение Кочковатый и трещинно-полигональный микрорельеф, поверхность заболочена, процессы: термокарст, пучение Трещинно-полигональный микрорельеф, поверхность заболочена, процессы: термокарст, пучение

(–2...–4 °С). В центральных частях котловин температура ниже – от –4 до –6 °С.

Большой интерес представляют материалы Д.С. Дроздова, приведенные в табл. 4.6. Здесь представлены разброс температур горных пород, соответствующих различным урочищам центрально-тундровой ландшафтной подпровинции на территории Бованенковского НГКМ. Материалы получены по данным бурения инженерно-геокриологических скважин (более 900) на глубину до 10–15 м [Дроздов, 2004].

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что разброс температур наблюдается не только для разных поверхностей, но и в пределах однородных выделяемых участков и достигает 3–4 °С.

Для грунтов, слагающих обширные поймы рек Мордыяха, Сеяха, Нгурияха и их притоков, характерен широкий разброс значений температуры, но фоновое значение на 1.0–1.5 °С выше, чем на террасовых поверхностях. Минимальная температура грунтов (от –5 до –6 °С, редко –7 °С) свойственна участкам травяно-сфагновых полигонально-валиковых болот, гривистых пойм, полигональных торфяников. Более высокая (–3.0...–4.5 °С) температура на более дренированных пойменных участках, тяготеющих к водотокам и водоемам. На косах, пляжах, береговых валах температура грунтов от –0.5 до –3.0 °С.

Сильно дифференцировано геотемпературное поле пород на склонах морских и речных террас. Здесь диапазон температур грунтов от 0 до –7 °С. Самые низкие температуры отмечаются на приподнятых склонах с низкой кустарничковой растительностью, что связано в первую очередь с неблагоприятными условиями накопления снега. В нижних частях пологих подветренных склонов (западной, юго-западной, южной экспозиции, поросших густым ивняком высотой 1.0–1.5 м и более, температура пород повышается от –1.5 до –0.5 °С. Сильнее (от –3 до –4 °С) породы охлаждены на склонах с ивняково-ерниковым кустарником высотой 0.2–0.3 м. В оврагах, долинах ручьев и полос стока, которые расчленяют склоны террас, температуры пород лежат в диапазоне от 0 до –4 °С.

Таблица 4.6

Перечень урочищ района Бованенковского НГКМ и соответствующие значения температур ММП [Дроздов, 2004]

№ п/п	Урочища	Температура ММП, °С
1	2	3
1	Низкие поймы с пляжами и косами, лишенные растительности	−2...−5
2	Плоские поверхности с разнотравно-злаковыми лугами	−1...−2
3	Днища спущенных озер и озерные террасы с разнотравно-злаковыми лугами	−3...−7
4	Лога и овраги, занятые травами и кустарниками; днища узкие, заболоченные	−2...−5
5	Долины малых рек и ручьев с разнотравно-моховыми ивняками	−1...−2
6	Плоские поверхности с ивово-осоково-гипново-сфагновыми пушицево-осоково-моховыми кочковатыми болотами	−2...−5
7	Старичные понижения с ивово-осоково-гипново-сфагновыми пушицево-осоково-моховыми кочковатыми болотами	−2...−5
8	Днища хасыреев и озерные террасы с осоково-гипново-сфагновыми кочковатыми болотами	−2...−5
9	Плоские поверхности с ивово-ерниково-пушицево-осоковыми сфагново-гипновыми комплексными болотами с фрагментами валиков и полигонов	−3...−7
10	Старичные понижения с ивово-ерниково-пушицево-осоковыми сфагново-гипновыми комплексными болотами с фрагментами валиков и полигонов	−3...−7
11	Днища хасыреев и плоские озерные террасы с комплексными кустарничково-осоково-моховыми болотами	−3...−7
12	Плоские поверхности с валиково-полигональными болотами с пушицево-сабельниково-осоково-моховыми сообществами на полигонах и разнотравно-моховыми ивняками и ерниками на валиках	−3...−7
13	Днища хасыреев с валиково-полигональными болотами с пушицево-осоковым покровом на полигонах и разнотравно-осоково-моховым покровом с примесью ивы и ерника на валиках	−3...−7
14	Плоские поверхности с полигональными кочковатыми торфяниками с обилием озерков, с кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами на полигонах и травяно-моховыми канавками	< −5
15	Плоские слабодренированные вершинные поверхности с полигональными кочковатыми бруснично-ерниково-осоковыми мохово-лишайниковыми тундрами, иногда с фрагментами торфяников	< −5
16	Слабонаклонные, иногда заболоченные поверхности и межхолмовые понижения с микрополигональными разнотравно-мохово-ерниковыми тундрами	< −5
17	Заболоченные пологие склоны с микрополигональными разнотравно-мохово-ерниковыми тундрами	−3...−7
18	Пологие кочковатые и бугорковатые склоны с разнотравными ивняками с участием ерника	−2...−5
19	Кочковатые и бугорковатые склоны (уступы) озерных котловин с разнотравными ивняками с участием ерника	−2...−5
20	Пологие сильнозродированные склоны с многочисленными останцами, озерками, термоэрозионными промоинами и цирками с разнотравно-злаковыми ивняками	−2...−5
21	Плоские поверхности с разнотравно-злаковыми лугами	−2...−5

Окончание табл. 4.6

1	2	3
22	Лога и ложбины стока с пушицево-осоково-сфагново-гипновыми болотами и днищами с разнотравными ивняками, реже ерником на склонах	−2...−5
23	Долины малых рек и ручьев с разнотравно-моховыми ивняками	−3...−7
24	Ложбины стока и озерные террасы с ивово-осоково-гипново-сфагновыми и пушицево-осоковыми сфагново-гипновыми кочковатыми болотами	−3...−7
25	Лога и балки с ивово-осоково-гипново-сфагновыми пушицево-осоково-моховыми кочковатыми болотами	−3...−7
26	Ограниченные уступами котловины с ивово-осоково-гипново-сфагновыми и пушицево-осоковыми сфагново-гипновыми кочковатыми болотами	−2...−5

Тренды изменения температур мерзлых грунтов

Растительные сообщества представляют собой устойчивые геосистемы, имеющие свои тренды развития и активно влияющие на подстилающие мерзлые породы. При этом направленные изменения климата не вызовут однонаправленного отклика в поверхностном слое и в изменениях температуры мерзлых грунтов. Скорее это будет целый спектр откликов. Причем на фоне общих, но разноскоростных трендов изменения температур, будут реализовываться и противоположные тенденции. Например, при современном повышении среднегодовых температур воздуха темпы изменения глубины сезонного протаивания для одной и той же территории, но с разными поверхностными условиями будут различными. Важно, что ландшафты определяют не только параметры мерзлых пород, но и их динамику. Динамика растительности сопровождается глубокими изменениями вечной мерзлоты, вызывая ее формирование, деградацию или стабильное состояние. Наибольшее влияние на промерзание и протаивание грунтов оказывает последовательное и закономерное изменение растительного покрова, а также ее катастрофическая смена. Степень взаимосвязи смены растительного покрова с изменениями мерзлотных процессов увеличивается с севера на юг [Тыртиков, 1973]. В тундровых и северотаежных зонах максимально реагируют на колебания климата увлажненные ландшафты – болота и слабодренированные тундры. Минимальное протаивание наблюдаются на плоских торфяниках [Мельников и др., 2005]. Для района геокриологического стационара Марре-Сале (Западный Ямал), на котором в течение 1979–1995 гг. проводились наблюдения, тренд повышения температуры воздуха составил 0.11 °С/год (табл. 4.7). Для каждой территории можно выстроить последовательность микроландшафтов, которым соответствует ряд значений температур грунтов.

Потепление мерзлых грунтов на глубине 10 м в различных ландшафтных условиях составило от 0.1 до 1 °С. Тренд температур мерзлых пород меняется от 0.006 до 0.05 °С/год, т. е. почти на порядок, при этом среднегодовое повышение температуры грунтов составляет около 0.03 °С/год. Наибольшее потепление характерно для низкотемпературных тундровых

Таблица 4.7

Количественная оценка изменений температуры грунтов на стационаре Марре-Сале [Павлов, 1997]

Площадки	Средняя многолетняя температура на гл. 10 м	Повышение температур за 1979–1995 гг.
Верхняя часть западного склона; злаки, хвощ с фрагментами ивнячково-зеленомошной растительности; песок, суглинок	–5.2	0.8
Плоский полигонально-бугристый торфяник с травяно-кустарничково-мохово-лишайниковым покровом, торф (до 0.75 м), лед, песок	–5.6	0.7
Полигональная тундра с мохово-лишайниково-травяно-кустарничковым покровом; песок	–6.4	0.6
Полоса стока на пологом южном склоне; морошково-осоково-сфагново-гипновое болото; песок, суглинок	–3.9	0.1
Днище хасырея с осоково-гипновым болотом; песок, обогащенный торфом	–3.9	0.5
Полигональная тундра с кочковатой и мелкобугристой поверхностью; травяно-кустарниково-зеленомошно-лишайниковый покров; песок	–4.4	0.7

урочищ, наименьшее – для относительно высокотемпературных урочищ низких пойм и долин рек [Pavlov, 1996]. На урочищах с температурой грунтов ниже –5 °С среднее ее повышение составляло 0.7 °С/год, в то время как для участков с темературой выше –3 °С ее приращение не превысило 0.03 °С/год.

В Западной Сибири для территории северной тайги температура на подошве слоя годовых колебаний за 33-летний период наблюдений для разных ландшафтных условий повысилась на 0.4–1.3 °С. Тренд повышения температуры колеблется от 0.01 до 0.03 °С. Однако здесь же выявлены экосистемы, в которых наблюдается обратный процесс. Например, на кустарничково-травяно-сфангновом болоте, сменившимся через 25 лет травяно-кустарничково-лишайниково-сфагновым торфяником. Здесь температура понизилась на 0.2 °С. Причем на соседних участках температура повысилась [Москаленко и др., 2006]. Исследования, проведенные М.О. Лейбман на Ямале, показали, что тренды изменения климатических параметров и тренды параметров деятельного слоя в зависимости от ландшафтных условий могут быть даже противоположными [Лейбман, 2001]. Для Центральной Якутии тренды среднегодовых температур на подошве слоя годовых теплооборотов различных ландшафтов также различаются (табл. 4.8).

Положительные тренды потепления климата наблюдаются в автономных или близких к ним природных комплексах элювиального типа (аласный, склоновый, песчано-грядовый). Отрицательные тренды отмечены в пойменном, низкотеррасовом, межгрядово-низинном и мелкодолинном. По мнению В.Н. Конищева, в отличие от автономных, в последних развиваются защитные реакции в ответ на потепление климата. Это может происходить в форме, например, накопления органического материала в ак-

Таблица 4.8

Изменчивость среднегодовых температур грунтов (t, °С) и их тренды за период 1986–1997 гг. в ландшафтных комплексах правобережья р. Лены [Скрябин и др., 1999]

Тип местности	t, °С		Тренд t, °С/год
	макс.	мин.	
Пойменный	–0.8	–2.3	–0.04
Низкотеррасовый	–0.2	–2.4	–0.03
Склоновый	–0.3	–2.4	0.0–0.01
Мелкодолинный	–2.6	–6.9	–0.01–0.02
Песчано-грядовый	–0.7	–2.5	0.0–0.01
Межгрядово-низинный	–0.6	–4.1	–0.01
Межаласный	–0.5	–2.2	0.02
Аласный	–0.1	–0.8	0.0

кумулятивных горизонтах почв и др., что приводит к обратной реакции температуры грунта на повышение среднегодовой температуры воздуха [Конищев, 2004].

Рассмотренные неоднородности природной среды могут значительным образом влиять на динамику криолитозоны при глобальных изменениях климата. В качестве примера приведем Бованенковское месторождение. По данным табл. 4.4, при среднем значении –3.9 °С температура мерзлых пород на склонах изменяется в пределах –2.0...–6.0 °С, абсолютная величина составляет 4.0 °С [Ермилов и др., 2002]. По другим данным, диапазон значений температур на склонах морских и речных террас еще больше – от 0 до –7 °С [Инженерно-геологический мониторинг..., 1996]. Таким образом, в пределах одного инженерно-геологического элемента наблюдается значительный разброс температур грунтов.

Зональные, региональные и локальные неоднородности температур многолетнемерзлых пород

На мелкомасштабных геокриологических картах хорошо видно, как при движении с юга на север значения температур постепенно понижаются. Это логично и соответствует уменьшению поступлению солнечной энергии на Землю. Однако приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что распределение температур имеет более сложный характер. В природе температурное поле любой территории представляет собой совокупность локальных участков, с резко различающимися значениями температур. Даже на участках, выделяемых как однородные (см. табл. 4.5, 4.6), разброс температур достигает 3–4 °С, что говорит о несовершенстве критериев выделения.

Устойчивое существование мерзлых пород определяется теплообменом с атмосферой, который осуществляется через ландшафтную составляющую природной среды. Влияние широтной поясности, связанной с поступлением солнечной радиации к поверхности Земли, оказывается сильно измененным (табл. 4.9).

Таблица 4.9

Изменчивость температур воздуха ($t_в$) и на подошве слоя годовых теплооборотов ($t_{ср}$) в центральных районах различных природных зон Западно-Сибирской равнины [Геоэкология Севера, 1992]

Зона	Подзона	$t_в$, °С	$t_{ср}$, °С	Разброс $t_{ср}$ внутри зон и подзон, °С
Тундра	Арктическая	−11	−8	−10...−3
	Типичная	−11...−9	−8...−5	−9...−2
	Южная	−9...−8	−5...−3	−8...−1
Лесотундра		−8...−7	−3...−2	−6...1
Тайга	Северная	−7...−5	−2...0	−3...3
	Средняя	−5...−2	0...2	0...4
	Южная	−2...−1	2...3	2...5

Следует отметить, что межзональный разброс температур грунтов (около 1 °С), определяемый поступлением солнечной радиации и общеклиматическими факторами, гораздо слабее внутризонального (до 7 °С и более), определяемого локальными изменениями поверхностных условий.

Региональный прогноз изменения температуры мерзлых пород под направленным воздействием изменений температуры воздуха предполагает значительное усреднение параметров поверхностных условий. Это является необходимым условием для выявления общих тенденций изменения температурного поля пород, но явно недостаточно, что бы определить наиболее чувствительные точки природной среды, где и могут начать развиваться катастрофические процессы как в естественных условиях, так и на инженерных сооружениях. Они могут возникнуть и возникают из-за малейшего нарушения естественного равновесия любого компонента мерзлой толщи, поэтому зависимость технологии строительства и эксплуатации от мерзлотных условий здесь будет максимальной. Этот подход потребует обратить особое внимание на изучение неоднородностей и их роли в изменениях криолитозоны. Следует также разработать методику изучения неоднородностей при рассмотрении геосистем разного масштаба.

Роль сукцессии

Закономерная смена растительности (сукцессия) от пионерного зарастания обнаженной территории до климаксового сообщества, воспроизводящего себя неопределенно долго, сопровождается направленным изменением геокриологических условий.

В результате смены почвенно-растительных комплексов, при зарастании речных пойм вблизи северной границы леса, понижение температуры грунтов достигает 7 °С (от +3 °С на луговой пойме до −4 °С в пределах кустарничково-лишайниковой тундры). Этот процесс занимает период 300–350 лет (табл. 4.10).

В Южной Якутии при среднегодовой температуре воздуха −8...−9 °С низинные сильнообводненные вахтовые, шейхцериевые, гипновые и осоково-гипновые болота с уровнем грунтовых вод вблизи поверхности нахо-

Таблица 4.10

Изменение глубины протаивания и температуры песчаных грунтов в процессе смен растительного покрова в поймах рек подзон редкостойных лесов Западной Сибири [Тыртиков, 1979]

Стадия развития растительного покрова	Сомкнутость крон деревьев	Толщина напочвенного покрова, см	Толщина торфяного слоя, см	Глубина протаивания, см	Температура грунтов на гл. 5–7 м, °С
Луга	0.6–0.8	Нет	Нет	–	+1...+3
Ивняки вейниковые	0.6–0.8	Нет	Нет	–	+1...+3
Березняки травянистые	0.6–0.8	Нет	Нет	–	+1...+3
Лиственнично-березовые зеленомоховые леса	0.6–0.8	5–10	5–20	50–80	–0.1...–0.5
Березово-лиственничные сфагновые леса	0.5–0.7	7–15	20–35	35–60	–0.2...–0.5
Редколесья на сфагновых болотах	0.1–0.2	7–15	30–60	30–50	–1.0...–2.0
Кустарничково-лишайниковые тундры	Нет	5–10	50–100	30–60	–1.5...–2.5

дятся в талом состоянии со среднегодовыми температурами пород от +4 до +2.5 °С. Для следующих за ними в эволюционном ряду сфагновых низинных и ерниково-сфагновых переходных болот характерны температуры +1.5...–0.5 °С. Начинают развиваться перелетки, чаще всего представляющие собой небольшие (высотой до 1 м и диаметром 5–7 м) бугры пучения, постепенно переходящие в многолетние. Мерзлое ядро в буграх прослеживается до глубины 2.0–2.5 м. В следующих кустарничково-сфагновых, сфагновых и лиственнично-сфагновых верховых болотах среднегодовая температура пород понижается до –2.0...–2.5 °С. Начало регрессивного этапа в развитии болотных массивов, связанное с появлением лишайниковых болот, вновь сопровождается повышением среднегодовой температуры пород на 0.3–0.5 °С [Оспенников, 2001].

Даже в районах, где климатические изменения должны приводить к деградации мерзлых пород смена растительных покровов вызывает новообразование мерзлоты. Данное явление наблюдается на побережье Охотского моря в районе Магадана. По данным А.Д. Калабина [1960], С.В. Томирдиаро [1970] и др., эта территория относится к районам, где мерзлые породы деградируют. Однако исследования, проведенные В.Д. Каргаполовым показали, что здесь мерзлота активно формируется на отдельных участках в условиях современного климата. На основе изучения большого количества разнообразных ландшафтных условий исследователь установил, что растительность является существенным охлаждающим фактором. В естественных условиях в результате сукцессии происходит охлаждение пород и формирование мерзлых толщ. Переход от открытых поверхностей к пионерным чозениевым рощам с кустарниками, затем сменяющихся лиственничным заболоченным лесом, сопровождается интенсивным охлаждением и формированием мерзлых пород с температурами до –1.6 °С и мощностью 100 м и более [Каргаполов, 2001].

Сукцессионный подход к изучению динамики природных образований и процессов используется в геоботанике [Быков, 1957; Воронов, 1973], биогеоценологии [Основы лесной..., 1964], ландшафтоведении [Сочава, 1978], фитоценологии [Василевич, 1983], почвоведении, геоморфологии [Ивановский, 1988].

Изучение современного состояния и динамики ландшафтных комплексов в криолитозоне, а также их классификация невозможны без использования соответствующих категорий и понятий – *сукцессия, экзогенная смена растительности, геоморфогенные, антропогенные и пирогенные сукцессии*, разработанных в геоботанике, фитоценологии и биогеоценологии. Поскольку трактовка этих понятий разными авторами не однозначна, необходимо обозначить наши позиции в этом вопросе и обратиться к тем из существующих представлений, которых мы придерживаемся.

Сукцессии являются одним из типов динамики растительности, с помощью которых в геоботанике, фитоценологии и биогеоценологии изучаются смены растительных сообществ. По В.И. Василевичу [1983], при их изучении используются термины: климаксовые (коренные) сообщества, сукцессионные стадии.

Смены растительных сообществ в фитоценологии, геоботанике и биогеоценологии делят на две категории – экзодинамические и эндодинамические. Классификация сукцессий лесных биогеоценозов с описанием различных форм их динамики разработана В.Н. Сукачевым [Основы лесной..., 1964]. Можно ограничиться краткой общей характеристикой, по В.И. Василевичу [1983] (имеющей терминологические различия и, тем не менее, соответствующей представлениям В.Н. Сукачева), лишь тех смен, которые имеют непосредственное влияние на криолитогенную основу ландшафтов.

Основным фактором, вызывающим эндодинамические (эндогенетические или *эндогенные*, по В.Н. Сукачеву) сукцессии, считается изменение растениями среды в неблагоприятную для себя сторону, т. е. источник находится в самой растительности и через изменения среды действует на нее. Изменения растительностью среды носит постепенный характер. Яркими примерами таких сукцессий являются процесс заболачивания участков водораздельных пространств до появления олиготрофного болота и возрастные сукцессии фитоценозов.

В случае экзодинамических (экзогенетических или *экзогенных*) сукцессий источник изменений находится в среде. Обратная связь от растительности к среде, конечно, также имеется, но экзоэкогенез обычно характеризуется тем, что внешние изменения среды значительно сильнее, они определяют ход и направление сукцессий. В качестве примера можно привести сукцессии, обусловленные эрозионно-аккумулятивными процессами, которые развиваются в долинах рек.

В пределах экзодинамической категории по характеру процесса выделяют посткатастрофические (любые смены, начинающиеся на участках, лишенных климаксовых растительных сообществ, в том числе пожары и вырубки) и последовательные смены. В ходе посткатастрофических сукцессий не возникает новых типов растительных сообществ, так как образуются климаксовые сообщества, которые уже существовали ранее.

Теоретические основы геокриологической ветви биогеоценотических ландшафтно-индикационных исследований базируются на работах авторов, представляющих геоботаническое направление, которые были посвящены раскрытию взаимосвязей различных компонентов ландшафта, в том числе геокриологической составляющей и ее характеристик, с растительным покровом [Лукичева, 1963; Тыртиков, 1963, 1969, 1974, 1979; Москаленко, 1970, 1973].

При этом А.Н. Лукичева [1963] подробно описывала структурные элементы растительного покрова и условия их местопроизрастания (экотопов) с включением *глубины оттаивания*. Она практически использовала ландшафтный подход, выделяя природные образования на уровне типа урочищ. Во многом это была пионерная работа, отличительной чертой которой является ее комплексный ландшафтно-индикационный характер: 1) составлены схемы эколого-фитоценотических рядов разных местопроизрастаний (в типологической трактовке ПТК, по существу, подтипов местности), для каждого из звеньев которых указаны сомкнутость и высота древостоя, микрорельеф и глубина оттаивания; 2) отмечена обратная связь в системе лес–мерзлота в виде влияния солифлюкционных процессов на сомкнутость древостоя; 3) рассмотрено влияние дренажа и мощности СТС на угнетенность древостоев; 4) изучено распределение типов леса по элементам рельефа в зависимости от состава коренных пород; 5) определена геоиндикационная роль образующих ассоциацию видов и типов леса; 6) уделено внимание влиянию пожаров на развитие растительности и почвенно-грунтовые условия региона; 7) выделены стадии развития эрозионно-морозобойных ложбин на сфагновых болотах; 8) обсуждены вопросы геоботанического дешифрирования аэроснимков, устойчивости индикационных признаков; 9) предложены принципы картографирования растительности по сути на ландшафтной основе.

Работы А.П. Тыртикова представляют собой биогеоценотическое направление мерзлотоведения, так как он рассматривает и фитоценозы, и условия среды во взаимодействии. При этом он широко использует в своих работах в качестве инструмента для изучения влияния растительности на динамику СТС, криогенных процессов, явлений и образований сукцессионный подход, рассматривая как экзогенные, так и эндогенные смены.

Большой интерес представляют методы, позволяющие исследовать динамику ландшафтов, обусловленную развитием криогенных процессов. К этому важному направлению относится ее изучение методом *ландшафтно-генетических рядов*. В работах ВСЕГИНГЕО интерпретация рядов была использована для оценки характера, темпа и направленности криогенных процессов [Вейсман, 1978]. Основу метода составляет представление о последовательной смене ПТК, которое сформировалось в рамках теории индикации природных процессов в виде концепции ландшафтно-генетических рядов, т. е. пространственных рядов природно-территориальных комплексов, размещенных внутри ряда в том порядке, в каком они сменяют друг друга во времени [Викторов, Чикишев, 1976].

Этот метод является одним из вариантов пространственно-временного анализа в современном ландшафтоведении [Крауклис, 1979, 1986]. Такой

анализ, по А.А. Крауклису [1986], должен осуществляться на основе изучения внутриландшафтного разнообразия биогеоценозов, так как оно тесно связано с переходом отдельных биогеоценозов и всего ландшафта из одного состояния в другое под воздействием естественных и антропогенных факторов. Большое значение изучению сукцессий вообще, как одному из источников развития ландшафтов, придавал Ф.Н. Мильков [1966].

Поэтому, на наш взгляд, представляется целесообразным рассмотреть возможности метода ландшафтно-генетических рядов с позиций динамической биогеоценологии [Основы лесной..., 1964].

В динамическом биогеоценотическом смысле рассматриваемые С.В. Викторовым и А.Г. Чикишевым [1990] ПТК представляют собой *экзогенные гологенетические* (*необратимые*) *сукцессии биогеоценозов*. Эта форма длительной динамики биогеоценозов, которая контролируется особенностями и этапами формирования литогенной основы ПТК была использована Е.С. Мельниковым [Ландшафты криолитозоны..., 1983] при классификации и выделении генетических рядов ПТК *эволюционного типа* для таксонов ранга ландшафтов, развитых на территории Западной Сибири.

К этой форме динамики биогеоценозов относится и часть предлагаемых Л.И. Вейсманом [Там же] для изучения изменений ПТК под влиянием криогенных процессов и заболачивания генетических рядов ПТК *динамического типа*. Они выделены по характеру воздействия экзогенных геологических процессов на ПТК (здесь представлены ПТК ранга урочищ и фаций). В частности, гологенетическими сукцессиями обусловлены отдельные стадии генетических рядов, связанные с развитием некоторых криогенных процессов, например первичные сукцессии в долинных ПТК. Другая часть выделяемых в этой работе генетических рядов ПТК – стадии, представляющие этапы формирования (восстановления) ММП, которые связаны с процессом заболачивания. Это *эндогенные* (*эндодинамические*) *сукцессии* биогеоценозов.

Важное методическое значение для классификации таких рядов и отдельных звеньев, объединяющих некоторые стадии, в прогнозных целях имеет дифференциация Л.И. Вейсманом динамического типа генетических рядов ПТК на два подтипа: 1) ряды, связанные с проявлением во времени различных стадий (или фаз) одного и того же ведущего процесса; 2) ряды, связанные со сменой одного ведущего процесса другим, зарождающимся и начинающим развиваться на фоне первого, а также отмеченная цикличность криогенного развития некоторых групп ПТК [Вейсман, 1978; Ландшафты криолитозоны..., 1983].

Следует отметить, что Л.И. Вейсман [1978[указывает на отставание скорости реакции растительного покрова от скорости криогенной трансформации в условиях Западной Сибири и возрастающее в связи с этим индикационное значение форм микрорельефа. Однако в условиях залесенности ландшафтов Центральной Якутии индикация их состояния по микрорельефу не возможна [Сташенко, 1990].

Ландшафтно-генетические ряды, которые формируются под влиянием изменения условий увлажнения и температурного режима пород, т. е. эк-

зогенные сукцессии, а также антропогенные смены, характерные для типов растительности северной тайги и лесотундры, происходящие после нарушения поверхностных условий, рассматриваются в работах Н.Г. Москаленко [Москаленко, 1970; Ландшафты криолитозоны..., 1983].

По существу, биогеоценотический подход, был использован В.Г. Заикановым [1984] при изучении процессов образования, консервации и разрушения ПЖЛ в связи со спонтанной динамикой ПТК речных долин севера Якутии, что позволило автору выявить и исследовать стадии и ступени пространственно-временных рядов этих ПТК. В основном ряды представляют собой гологенетические геоморфологические сукцессии биогеоценозов, а в качестве одной из стадий рассматриваются локальные (обратимые и необратимые) катастрофические сукцессии, вызванные термокарстом, термоабразией, термоэрозией, зоо- и пирогенезом.

Одной из первых работ в реализации сукцессионного метода исследования динамики применительно к среднетаежным ландшафтам криолитозоны, где впервые детально рассматривались локальные обратимые и необратимые антропогенные и пирогенные катастрофические сукцессии лесных биогеоценозов, является статья А.Н. Федорова [1985], посвященная изучению современного состояния и динамики мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии при антропогенных нарушениях. Основной вид нарушений – вырубки был дифференцирован автором по степени преобразования фитоценотической части исходного ПТК и учтен при классификации и картографировании нарушенных участков межаласья. Сукцессионный подход был применен А.И. Сташенко [1990] для изучения трансформации геокриологических условий при освоении лесных природных комплексов на юге Центральной Якутии, так как автором в схему временного ряда ПТК, развивающихся после нарушения коренного комплекса, был включен один из элементов (разнотравный березняк) сукцессионных рядов лесных биогеоценозов, характерных для этого региона.

Дальнейшее исследование динамики выделяемых таким образом ПТК позволило определить общие закономерности временной трансформации мерзлотных ландшафтов после нарушения межаласного типа местности на территории Центральной Якутии и оценить роль восстановительных сукцессий как мощного стабилизирующего фактора развития ПТК [Федоров, 1996]. Выявленные при этом криоиндикационные возможности смен лесных фитоценозов создают предпосылки (при соответствующей дифференциации растительного покрова) для более детального картографирования современной геокриологической обстановки на нарушенных территориях, а также для изучения поведения таких ПТК в будущем и картографирования динамики мерзлотных ландшафтов на основе дистанционных материалов.

Анализ возможностей метода ландшафтно-генетических (эколого-генетических) рядов с позиций динамической биогеоценологии, как метода изучения динамики ПТК, связанной с трансформацией верхнего горизонта их литогенной основы, показывает, что используемый в рамках этого метода *сукцессионный подход* может удовлетворить потребности в определении как тенденций развития ПТК, так и криоиндикации их современ-

ного состояния. Поэтому сопряженно с методом ландшафтно-генетических (эколого-генетических) рядов ПТК он может быть применен для изучения динамики мерзлотных ландшафтов.

Современный уровень исследований в мерзлотно-ландшафтном направлении геокриологии представляет область преимущественного развития и применения основных подходов (хорологический, динамический и функциональный) ландшафтной экологии, в рамках которой геотопы (ПТК разного ранга) рассматриваются как экотопы, и значение имеют факторы внешней среды, определяющие условия местопроизрастания биоты.

Существующее более 50 лет в геокриологии индикационное направление по изучению связей в системах "растительность–СТС", "растительность–литогенная основа ландшафта" в настоящее время приобретает характер функционально-индикационного. Этому способствует появление в результате исследований динамики климатической составляющей ландшафта понятия *криоэкологической напряженности*, как совокупности физико-географических и геокриологических условий, определяющей время (временные рамки потенциальной возможности) развития криогенных процессов [Федоров, 1996]. Разработки динамического направления [Федоров, 1985; Васильев, 2004] могут служить основой для картографирования современного и прогнозируемых состояний мерзлотных ландшафтов.

Показательным является тот факт, что С.В. Викторов и Г.Л. Ремезова [1988] при рассмотрении индикационных закономерностей в тундрах и лесотундрах останавливаются на характеристике геоботанических индикаторов СТС и криогенных процессов, а в разделе об индикационных закономерностях в лесах подобная информация отсутствует. Имеются лишь отдельные работы, посвященные индикационным исследованиям, проводившимся на территории Центральной Якутии. При дешифрировании космических снимков индикация осуществлялась по неоднородности лесного покрова на формационной основе [Делеур, Некрасов, 1980]. На возможность использования древесного яруса как дешифровочного признака и характеристик древостоя для индикации состава, влажности отложений, среднегодовой температуры грунтов и мощности СТС на основе составления эколого-генетических рядов указывает А.И. Сташенко [1990].

В России лесистость криолитозоны (отношение покрытой лесом площади к общей территории) составляет 43 %, а зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород – 33 %. Роль леса в динамике геокриологической составляющей таежных ландшафтов значительная. Между лесом и мерзлотой имеются сложные взаимосвязи. На локальном уровне любой участок леса представляет собой элементарный ландшафт – фацию, являющуюся частью ландшафтных комплексов более высокого ранга. Кроме этого "фация", наряду с "урочищем" и "местностью", относится к морфологическим единицам ландшафтной структуры территории [Анненская и др., 1962].

В ландшафтоведении и мерзлотоведении термин "ландшафт" используется в качестве общего понятия таксономической или классификационной единицы. При этом следует отметить, что существует несколько раз-

ных подходов к выделению ландшафтных единиц, изучению и систематике ландшафтной дифференциации на основе различий в трактовке этого термина [Гвоздецкий, 1973]. Региональная трактовка – *индивидуальный (генетический) региональный подход* к исследованиям и систематике ландшафтов, определяет необходимость изучения каждого элемента ландшафтной структуры в отдельности, как комплекса, обладающего неповторимыми и только ему присущими чертами, используется в работах А.А. Григорьева, С.В. Калесника, А.Г. Исаченко, Н.А. Солнцева и др. В таких исследованиях все же практикуется типизация и объектов, и их признаков, в частности для использования в целях экстраполяции комплексных ландшафтных индикаторов. Однако при выделении и классификации таких "типологических единиц" соблюдается генетический принцип. Типологическая трактовка и *типологический подход* исходят из представления об относительной однородности разрозненных ареалов ландшафтных единиц (Б.Б. Полынов, С.С. Неустроев, А.И. Перельман, А.Е. Федина, Н.А. Гвоздецкий и др.). По Н.А. Гвоздецкому [1973, с. 133], участки ландшафтов в типологическом понимании не совпадают с ландшафтами как индивидуальными единицами. Типология индивидуальных (региональных) единиц и ареалы ландшафтов в типологическом понимании – не одно и то же. В первом случае типологически обобщаются, классифицируются единицы одного ранга. При типологическом подходе сочетания ландшафтных единиц образуют физико-географические районы и другие региональные единицы. Физико-географические региональные и ландшафтные типологические единицы – это разные системы территориальных единиц, отражающие различные подходы к физико-географической дифференциации, основанные на разных принципах – закономерной разнородности и относительной однородности природных условий. Ландшафтная карта, составленная на основе типологического подхода, не является картой типов районов. При *типолого-региональном подходе* (Н.Ф. Мильков, В.Б. Сочава, А.Н. Федоров и др.) *трактовка ПТК как общего понятия*, который базируется на таксономических системах классификации ПТК, учитывающих на соответствующих уровнях и типологические и индивидуальные особенности ПТК, используется две системы таксономических единиц (типологических и региональных). Типологические единицы представляются как структурные элементы региональных таксонов. Разработка таксономических вопросов систематики мерзлотных ландшафтов [Мерзлотные ландшафты Якутии, 1989] позволила преодолеть проблемы классификации ландшафтных единиц [Федоров, 1991] и определить место ландшафтных комплексов (род ландшафта), формирующихся и существующих под воздействием криогенных факторов, в иерархии ландшафтов Земли (рис. 4.4). При этом ландшафтные комплексы дифференцируются и относятся к определенному роду ландшафта в зависимости от наличия или характера распространения ММП.

Преимуществом типолого-регионального подхода является то, что на базе теоретических разработок в этом направлении [Сочава, 1978] можно проводить исследования не только ландшафтной дифференциации и струк-

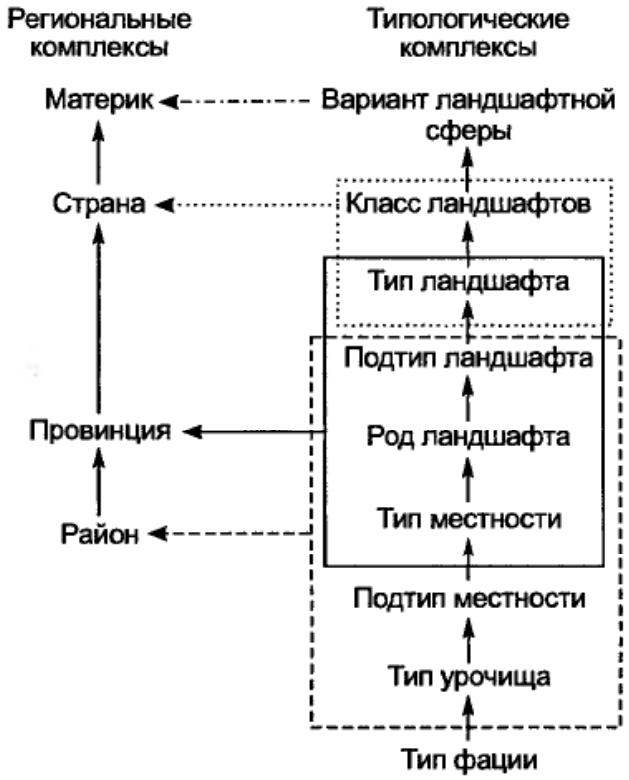


Рис. 4.4. Условные связи региональных и типологических комплексов [Мерзлотные ландшафты Якутии, 1989].

туры, но и динамики ландшафтов. Данный подход позволяет выделять типы ПТК и представлять их как сходные по типу экологического режима участки изучаемой территории, в пределах которых функционирование подчиненных элементарных ландшафтных единиц (фаций или биогеоценозов) осуществляется в относительно однородных по набору компонентов ландшафта условиях. В этом смысле он является надежным началом для изучения пространственно-временных закономерностей развития мерзлотных ландшафтов на сукцессионной основе. Выполняемая типизация морфологических ландшафтных единиц, а также трактовка и объем понятий "фация", "элементарная геосистема", "биогеоценоз" позволяют использовать методологию биогеоценологии [Основы лесной..., 1964] как при изучении динамики, так и в индикационных целях. С одной стороны, "биогеоценоз" – синоним понятия "фация", с другой – в отличие от ПТК его можно рассматривать как двухкомпонентную систему (рис. 4.5). Зоологической частью подсистемы "биоценоз" (за исключением периодов вспышек массового размножения шелкопряда) можно пренебречь, а в подсистеме "почва–климат" рассматривать климат почвы с результирующей взаимодействия между элементами подсистемы и компонентами системы – мощностью СТС как ведущего лимитирующего фактора развития биогеоценоза.

В криолитозоне именно биогеоценотические процессы являются основным механизмом саморегуляции и характеризуют специфику взаимосвязей между абиотическими и биотическими элементами и компонентами мерзлотных ландшафтов, геоботаническая составляющая которых представлена лесными фитоценозами. В области распространения многолетней криолитозоны пожары, сплошные вырубки, сведение лесов под пашни и другие виды антропогенной нагрузки приводят к нарушению биогеоценотических связей, что влечет за собой дестабилизацию состояния криогенной составляющей литогенной основы ландшафтов.

Влияние характеристик вертикальной структуры леса на вечную мерзлоту. При рассмотрении вертикальной структуры фитоценозов В.И. Василевич [1983] считает достаточным различать следующие ярусы: древесный, кустарниковый, травяно-кустарничковый, мохово-лишайниковый. Для целей геокриологического изучения, на основании разного вкла-

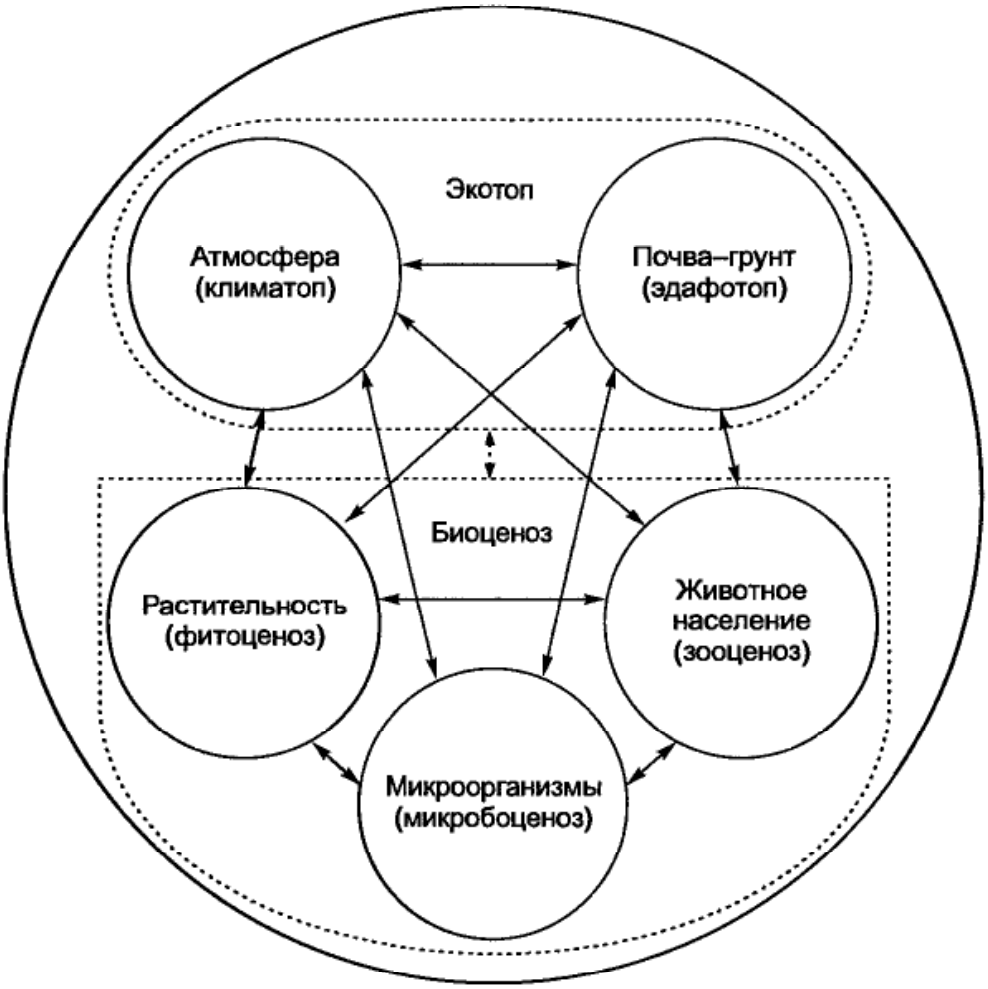


Рис. 4.5. Состав биогеоценоза [Номоконов, 1977].

да в формирование мерзлотных условий [Кондратьева, Туш, 1961; Тыртиков, 1969; Южная Якутия, 1975; Павлов, 1979], а также различий в отражательной способности и литологической приуроченности этих покровов, необходимо разделение последнего яруса на самостоятельные структурные единицы.

В геокриологии, практически с момента зарождения ее как науки, большое внимание уделяется изучению вопросов влияния основных характеристик вертикальной (функциональной) структуры лесных фитоценозов на состояние литогенной основы ландшафта и геокриологическую обстановку [Тумель, 1939; Кондратьева, 1961; Климовский, Устинова, 1962; Кондратьева, 1963; Кондратьева, Курнишкова, 1964; Гаврильев, 1967; Гаврилова, 1967, 1969; Тыртиков, 1969; Гарагуля, 1985]. Кроме того, изучением особенностей протаивания почвы в лесах и температурного режима почвогрунтов занимались специалисты в области мерзлотного лесоведения и почвоведения [Поздняков, 1963; Саввинов, 1971; Шурдук, 1996].

К.А. Кондратьева [1961] отмечает, что влияние сходных комплексов растительных покровов в разных районах зависит от степени континентальности климата: чем больше амплитуда температур воздуха, тем большее сокращение амплитуд наблюдается под растительным покровом. Анализ фактических данных, приведенных в этой работе, свидетельствует о

значительной роли подлеска (наличия и густоты) в зимний период в уменьшении амплитуд под растительным покровом в районе строительства Братской ГЭС. При этом редколесье на открытых участках старых гарей (по-видимому, без возобновления) отличается незначительным сокращением амплитуды. Уменьшение сомкнутости крон для леса в районе г. Сыктывкара с выдержанным по составу древостоем на два разряда приводит к сокращению амплитуд в 2 раза. Значения сокращения амплитуд для участка с высоким густым кустарником близки к значениям для леса с высокой сомкнутостью крон. Данные по району строительства Сковородинской ГРЭС показывают, что в одном и том же биогеоценозе отсутствие подстилки приводит к уменьшению амплитуды в 4 раза.

В районе г. Сыктывкара леса еловой формации ухудшают температурные условия воздуха и грунта, а сосновые леса улучшают за счет прихода большего количества солнечной радиации и увеличения снегонакопления. В редких лесах благодаря развитию густого подлеска увеличивается рыхлость и отепляющее влияние снега [Гарагуля, 1961].

И.В. Климовский, З.Г. Установа [1962] приходят к выводу о том, что наряду с литолого-геоморфологическими условиями к факторам, определяющим мощность СТС в северо-восточной части Лено-Вилюйского междуречья, относятся мощность мохового покрова, состав лесообразующих пород, плотность кустарничкового яруса. В работе приводятся сведения об уменьшении СТС в лесах с развитым подлеском и увеличении СТС в разреженных лиственничных лесах в два раза по сравнению более сомкнутыми древостоями.

В работе К.А. Кондратьевой [1963] имеются сведения о том, что в послепожарных модификациях лиственничных лесов фаций серийного ряда в районе Вилюйской ГЭС происходит увеличение влажности грунтов, уменьшение глубины сезонного протаивания и изменение среднегодовой температуры грунтов по сравнению с их значениями в коренном типе.

К.А. Кондратьева и Т.В. Курнишкова [1964] в работе, посвященной геоботанической съемке при мелкомасштабных мерзлотных исследованиях в Алданском районе, выделяя ассоциации как растительные индикаторы мерзлотных условий и типизируя на этой основе условия протаивания грунтов, проводят классификацию растительного покрова на уровне формаций лесной растительности, т. е. используют в качестве индикатора состав древостоя.

По данным П.П. Гаврильева [1967], на севере Красноярского края под полог елово-березового леса с подлеском из ольхи и сомкнутостью крон 0.7 проникает около 30 %, а под полог такого же по составу древостоя лишайникового леса с сомкнутостью крон 0.3 – около 52 % суммарной радиации. При этом с удалением древесного яруса радиационный баланс и тепловлагообмен увеличиваются в 2 раза, тепловой поток – в 1.7 раза, средняя температура верхнего слоя почвы – в 1.3 раза, а интенсивность протаивания – в 1.5 раза.

М.К. Гавриловой [1967] при исследовании теплового баланса развитого на суглинистых отложениях Тюнгюлюнской террасы бруснично-зеленомошного лиственничного леса (сомкнутость крон древостоя 0.6–0.8, глуби-

на протаивания 104 см) было установлено, что между радиационным балансом поверхности, тепловым потоком в почву и глубиной сезонного протаивания существует тесная связь. При этом во время активного вегетирования лес отразил 14 % радиации, а в сентябре – 20 %, пологом леса было поглощено 40 % от радиации на верхней границе леса и 50 % от радиации, проникшей в лес. Радиационный баланс под пологом этого леса был в 2.5 раза ниже, чем на лугу, а испарение в летнее время в лесу было в 3 раза меньше, чем на лугу. На испарение ушло 25 % величины радиационного баланса, а на прогревание почвы – 19 %. Тепловой поток в почву леса составил 3/4 от такового на лугу. Затраты тепла на турбулентный теплообмен были на 60 % меньше, чем на открытом пространстве. На прогревание СТС расходовалось 5 % поступившего в почву тепла, на сезонное протаивание – 45 %, на прогревание слоя годовых теплооборотов – 50 %. Грунты в лесу на глубине годовых колебаний были в 2 раза холоднее, чем на лугу.

По М.К. Гавриловой [1972], в разнотравно-моховых и бруснично-моховых лиственничных лесах юго-западной Якутии с сомкнутостью крон от 0.6 до 0.9 под полог проникает 1/3 солнечной радиации, т. е. гораздо меньше, чем в Центральной Якутии, где под полог проникает почти половина радиации. Количество радиации, задержанной пологом, составляет 60 % от суммарной радиации на верхней границе и 70 % от радиации, проникшей в лес. Проникновение под полог зависит от густоты и ярусности древостоя и от развития подлеска. При сомкнутости крон 0.6 через полог проходит половина, в лесу с сомкнутостью 0.7 – треть, а с сомкнутостью 0.9 – четверть радиации. В одноярусном лесу с сомкнутостью крон 0.6 приход суммарной радиации составил 60 %, в двухъярусном лесу с аналогичной общей сомкнутостью, но развитым подлеском – 47 %. В двухъярусных лиственничниках с общей сомкнутостью 0.9 и различиями только в сомкнутости подлеска, имеющей значения 0.5 и 0.1, поступило 23 и 29 % радиации соответственно. Эффективное излучение в лесу с увеличением сомкнутости древостоя ослабевает. При сомкнутости около 0.5 оно уменьшается в 2 раза, при сомкнутости 0.7 – в 3 раза, при сомкнутости 0.9 – в 4–5 раз. Отражательная способность лесной подстилки составляет в среднем около 20 %, кустарничково- мохового покрова на солнце – около 15 %, в тени – от 26 до 40 %, кустарничкового яруса – около 20 % на солнце и в тени, травяного покрова – от 20 до 36 %, иван-чая – 29 %, кустарников – от 29 до 44 %.

При сомкнутости крон 0.6 значение радиационного баланса уменьшается примерно в 2 раза по сравнению с открытым местом, при сомкнутости крон 0.9 – почти в 3 раза. Днем он положителен и уменьшается с увеличением сомкнутости крон, ночью отрицателен и с увеличением сомкнутости крон может принимать положительные значения. Ослабление поступления суммарной радиации под полог леса составляет примерно 8 % на 0.1 общей сомкнутости крон, а уменьшение значений поглощенной радиации – 7 % на 0.1 общей сомкнутости древесных ярусов и подлеска. Снижение потери тепла эффективным излучением под пологом леса достигает в среднем 15–20 % на 0.1 общей сомкнутости крон. В лиственнични-

ках без подлеска ослабление радиационного баланса составляет 1 % на 0.1 сомкнутости крон, а в двухъярусных лесах с подлеском – 5 % на 0.1 общей сомкнутости крон и полога кустарников или на 1–2 % на 0.1 сомкнутости каждого яруса.

Данные М.К. Гавриловой свидетельствуют о большом ослабляющем влиянии на распределение радиации не только общей сомкнутости древостоев, но и вертикального типа сомкнутости лесных фитоценозов.

А.П. Тыртиков [1969], рассматривая разнообразие влияния растительного покрова на теплообмен и влагообмен в системе "атмосфера–растительность–почва", отмечает, что растительный покров отражает 10–25 % солнечной радиации, 60–95 % радиации перехватывается кронами и только 5–40 % суммарной радиации доходит до нижних ярусов, которые, в свою очередь, отражают 1/6–1/5 часть проникшей радиации. При изменении сомкнутости крон на 0.1 радиация изменяется на 6–10 %. Изменения в сомкнутости крон имеют возрастные закономерности, связанные с изреживанием леса, поэтому по мере развития насаждения количество попадающей под его полог радиации изменяется и увеличивается. Важное значение имеет состав насаждения. При одинаковой сомкнутости крон теневыносливые породы в большей степени ослабляют поток радиации, чем светолюбивые. Интенсивность солнечной радиации в лесу уменьшается в 100 раз и более. Количество тепла, поступающее на поверхность почвы, значительно изменяется не только в связи с различиями состава и сомкнутости растительности, но и в процессе сезонной и многолетней динамики растительности.

Затраты тепла на испарение сомкнутого лиственного леса составляют 60–75 % суточного радиационного баланса, при этом транспирация древостоя поглощает 50–65 %. Транспирация и испарение растительности уменьшают не только температуру воздуха, но и влажность, теплопроводность и теплоемкость почвы. Суммарное испарение леса при большой сомкнутости крон определяется в основном транспирацией древостоя, составляющей свыше 80 % общего расхода влаги лесным участком. Под растительным покровом в 2–10 раз уменьшаются затраты тепла на испарение с поверхности почвы и большую роль в этом играет лесная подстилка.

Количество осадков, задерживаемых кронами деревьев, изменяется в зависимости от состава древостоя: меньше всего задерживают березовые леса – около 0.1 годовой суммы осадков, а больше всего еловые – 1/3. Нижние ярусы по способности задерживать осадки не уступают древесному: травяной – древостоям из березы и сосны, лишайниковый покров – сомкнутым ельникам, а зеленомошный покров даже превосходит последний более чем в два раза. Различные по составу и возрасту насаждения задерживают разное количество снега на кронах и в них формируется различный по мощности снежный покров, а сомкнутость древостоя влияет на процесс снеготаяния.

L19697

А.П. Тыртиков, рассматривая влияние отдельных компонентов растительного покрова на геокриологические характеристики, отмечает слабое замедление протаивания почвы под пологом редкостойных лесов. Данные

по району Игарки и бассейну р. Ирелях (они расположены не просто на разных широтах, а даже в разных природных зонах) интересны тем, что глубина протаивания под лесом различна и составляет 80–81 см и 72 см соответственно, а на безлесных обнаженных участках значения близки – 145–143 см и 142 см. Заметим, что воздействие кустарников и кустарничков сходно с влиянием древостоя и определяется степенью сомкнутости полога [Тыртиков, 1969]. Моховой и лишайниковый покровы ранжируются им по степени влияния в связи с усилением воздействия на тепловой режим и глубину протаивания (в направлении ее уменьшения), следующим образом: лишайники, зеленые мхи, кукушкин лен, сфагнум.

И.Ф. Шурдук [1996], излагая результаты исследования влияния густоты древостоя на фитоклимат лиственничных молодняков в юго-западной Якутии, отмечает, что по отношению к температурам открытого пространства полог леса снижает максимальные температуры приземного слоя воздуха, причем горизонтально сомкнутый полог уменьшает их в большей степени, чем вертикально сомкнутый. Изреженные древостои понижают максимальные и повышают минимальные температуры. Среднесуточные температуры изреженного древостоя оказались выше температур контрольного, но ниже температур открытого места. Проведенные работы по изреживанию древостоя сказались и на теплообеспеченности почв. Потепление почв было зарегистрировано в слоях почвы до глубины 20 см и сохранялось в течение 5 лет до восстановления прежней сомкнутости крон.

Исследовались два типа леса – мертвопокровный лиственнично-березовый с участием сосны и разнотравно-зеленомошный лиственничный с участием березы (молодняки возрастом 18 лет). Разница температур почвы в зависимости от покрова была существенна, особенно в верхнем 5-сантиметровом слое. Лесная подстилка по сравнению с другими видами покрова и покров из хвоща перехватывали тепло в наименьшей степени. Самые низкие температуры, несмотря на большую легкость механического состава почв, оказались под брусникой [Шурдук, 1996]. Анализ данных, приводимых И.Ф. Шурдук (табл. 4.11), показывает, что в районе

Таблица 4.11

Суточные изменения температуры в разнотравно-зеленомошном лиственничнике в зависимости от характера напочвенного покрова 10 июля [Шурдук, 1996]

Характер напочвенного покрова	Температура (°С) в часы наблюдений											
	4	8	12	16	20	24	4	8	12	16	20	24
	На глубине 5 см						На глубине 20 см					
Лесная подстилка	10.9	10.0	10.5	12.2	12.3	12.0	8.0	8.0	8.0	8.0	7.8	7.0
Хвощевой	10.5	10.0	10.0	11.5	11.5	11.5	8.6	8.6	8.6	8.6	8.7	8.5
Зеленомошный	9.0	8.7	9.0	10.0	10.0	9.6	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	7.0
Грушанковый	8.0	7.8	8.0	9.2	9.4	8.7	5.7	6.0	5.6	5.7	5.6	5.8
Брусничный	6.6	6.0	6.2	7.8	8.0	7.2	4.5	4.5	4.5	4.5	4.4	4.5

полигона Спасская падь имеются молодняки с покровами указанных типов. Данные на глубине 20 см (20 и 24 часа) свидетельствуют о том, что лесная подстилка задерживает тепло в большей степени, чем хвощевой покров. Кроме того, интересно, что зеленомошный покров уступает грушанковому по охлаждающему влиянию, а самыми холодными оказываются местопроизрастания под брусничными типами леса.

Атмосферные осадки играют определенную роль в формировании температуры грунтов и влияют на их влажность и мощность сезонноталого слоя. Динамику перехвата осадков необходимо учитывать при криоиндикационных ландшафтных исследованиях лесных фитоценозов. По И.Ф. Шурдук, при дождях 7–26 мм уже на второй год после изреживания горизонтально сомкнутые молодняки из-за разрастания крон и смыкания полога перехватывали на 2 % осадков больше, чем контрольные. В вертикально сомкнутом молодняке разрастание крон было заметно лишь на третий год после рубки. Полог древостоя здесь удерживал на 7 % осадков меньше, чем контрольный. На контрольных площадках молодняки задерживали в среднем от 13 до 25 % летних осадков. На основе работы [Шурдук, 1996] можно сделать вывод о том, что молодняки в зависимости от сомкнутости их крон могут задерживать от 5 до 27 % жидких осадков.

При этом индикационное значение имеет вид вертикальной сомкнутости древостоя, который в рассматриваемом случае составляет 9 %. По-видимому, эту закономерность следует учитывать и для других возрастных групп лесов, которые имеют относительно близкие значения. Так, по Д.Д. Саввинову [1971], спелые лиственничники задерживают от 30 до 35 % летних осадков, а по Л.К. Позднякову [1963], менее густые лиственничники Центральной Якутии задерживают от 12 до 17 %. Эти сведения являются косвенным свидетельством того, что в мертвопокровных молодняках может происходить увеличение мощности СТС за счет летних осадков.

В работе И.Н. Росновского [1994], изучавшего воздействие вырубок на сосновые биогеоценозы Томской области на основе анализа статистической обработки данных натурных наблюдений, также содержится вывод о том, что возраст насаждений имеет меньшее влияние на перераспределение осадков по сравнению с сомкнутостью его крон.

В настоящее время установлено, что растительный покров, являясь буфером и играя значительную роль в процессе тепло-, влагообмена между атмосферой и земной поверхностью, в значительной степени определяет термический режим и значения характеристик верхней части литогенной основы (мощность СТС, температура пород на подошве годовых теплооборотов). В лесных ландшафтах фитоценозы охлаждают почвы и породы литогенной основы.

Конкретное влияние связано с характеристиками основных таксационных и геоботанических показателей насаждений (сомкнутость, состав, возраст, полнота, высота древесных ярусов; состав, высота, сомкнутость подлеска; состав, проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса, мохового и лишайникового покровов), а также с общей плотностью (поверхностью) фитомассы и шероховатостью полога [Павлов, 1975, 1979, 1984; Балобаев, 1991].

Таким образом, пространственная биогеоценотическая и вертикальная фитоценотическая неоднородность определяют дифференциацию природной среды в области развития криолитозоны на целостные образования – мерзлотные ландшафты. Кроме того, сведения о влиянии растительного покрова в разных регионах и подзонах лесной части криолитозоны позволяют сделать вывод о том, что практически все ярусы лесных фитоценозов участвуют в формировании условий среды соответствующих биогеоценозов, в том числе их геокриологической составляющей, на уровне фаций и урочищ, а в контрастных ландшафтных условиях и типов местности. Следовательно, влияние ярусов фитоценозов на литогенную основу необходимо учитывать при изучении особенностей динамики ПТК и их компонентов в пределах морфологических ландшафтных единиц.

Особенности биогеоценотических процессов и связей среднетаежных ландшафтов Центральной Якутии. Влияние леса на отдельные геокриологические характеристики мерзлотных ландшафтов изучается на мониторинговых полигонах Института мерзлотоведения СО РАН (Спасская падь, Нэлегер, Умайбыт, Юкэчи), расположенных в Центральной Якутии. Ландшафты этой части территории республики имеют региональную специфику, вызванную сочетанием макро- и мезоклиматических факторов с особенностями геолого-геоморфологических условий данного региона Якутии.

Межаласный тип местности развит на высоких террасах крупных рек и соответствующих им озерно-аллювиальных равнинах, хорошо отражает специфику собственно криогенного ландшафта. Отложения в основном представлены озерно-аллювиальным комплексом с наличием повторно-жильных льдов. Преобладает зональный тип растительности – лиственничный лес брусничный.

Аласный тип местности – характерный для Центральной Якутии криогенный ландшафтный комплекс. Литогенная основа образована термокарстовыми аласными отложениями, представляющими самостоятельный тип осадков голоценового возраста. В пределах таких ПТК развиты в разной степени выраженные комплексы аласных лугов.

Песчано-грядовый тип местности средневысотных террас объединяет хорошо дренируемые песчаные гряды средневысотных древних террас крупных рек. Отложения представлены отсортированными аллювиальными (русловыми) песками. Из растительности, несмотря на преобладание различных типов лесов лиственничной формации, идентификатором являются сосновые леса толокнянковые.

Межгрядово-низинный тип местности средневысотных террас занимает пониженные участки древних террас, где аллювиальные отложения перекрыты биогенными образованиями. Наиболее характерными для этого типа местности являются осоково-вейниковые луга и ерники из березки кустарниковой.

Склоновый тип местности занимает наклонные (более 3°) поверхности междуречий и склонов долин рек. Литогенная основа представлена коллювиальными, делювиально-коллювиальными, делювиальными, солифлюкционными и другими отложениями с довольно близким залеганием коренных горных пород, местами выходящими на дневную поверхность.

Растительность весьма разнообразная, на пологих склонах преобладают лиственничники брусничные, а на крутых – сосновые леса толокнянковые.

Мелкодолинный тип местности приурочен к днищам долин малых рек и ручьев (например). Аллювиальные отложения, слагающие тип местности, отличаются преобладанием в поверхностном слое суглинисто-супесчаных грунтов. Растительный покров сформирован сочетанием разнотравно-злаковых лугов, болот, ерников и березово-лиственничных лесов травянистых.

Низкотеррасовый тип местности на рассматриваемом участке представлен II надпойменной террасой р. Лены, сложенной песчаными аллювиальными отложениями. Растительность представлена сочетанием разнотравно-злаковых остепненных лугов, осоково-вейниковых заболоченных лугов, отчасти березовых и сосновых лесов.

Обычно при изучении пространственно-временных особенностей сукцессий биогеоценозов основными задачами являются:

1) выявление исходного природно-территориального комплекса – эколого-ландшафтной нормы (по А.А. Крауклису, Ю.О. Медведеву [1970], это "зонально-региональная норма");

2) оценка современного состояния элементов ландшафтной структуры;

3) определение тенденций дальнейшего развития ПТК.

Первая задача решается на основе реализации типолого-регионального подхода, а последующие две с помощью сукцессионного подхода с привлечением соответствующих методических разработок. Кроме этого при изучении биогеоценотической дифференциации и динамики лесопокрытых мерзлотных ландшафтов необходимо:

– признать главным критерием выделения структурных единиц лесопокрытых мерзлотных ландшафтов формационные изменения растительного покрова, т. е. состав древостоя, так как различия в экологии видов, которые служат основным эдификатором среды (в настоящем исследовании им является древесная форма растительности), свидетельствуют о контрастности условий;

– выделять лесные фитоценозы, различающиеся по сомкнутости крон, наличию и сомкнутости подлеска, типу и проективному покрытию травяно-кустарничкового, мохового и лишайникового покровов, т. е. по типам леса;

– ориентироваться при выделении ландшафтных единиц картографирования на обособленные в растительном покрове группы леса, различающиеся по возрасту, так как возрастная дифференциация помимо различий в прямом влиянии древесного яруса на условия теплообмена играет определяющую роль в формировании состава и состояния других ярусов лесных фитоценозов, что в конечном счете влияет на динамику геокриологической составляющей ПТК;

– определять и использовать в качестве одного из критериев выделения ПТК тип вертикальной сомкнутости древостоев, потому что его можно рассматривать и как средообразующий фактор, и как признак количества и интенсивности пожаров, т. е. применять для оценки давности и интенсивности воздействия в классификационных целях.

Наибольшим разнообразием указанных характеристик, т. е. природных режимов, отличаются мерзлотные ландшафты полигонов Спасская падь и Нэлегер. Инвариантная структура на территории этих полигонов представлена коренными, мнимокоренными, серийными фациями и их антропогенными модификациями. Характерны следующие варианты воздействия, которые привели к развитию биогеоценотических процессов, определивших современное состояние ландшафтов: а) природные факторы – пожар (устойчивый низовой или смешанный тип), пал (беглый низовой пожар), несколько палов; б) антропогенные факторы – сплошная вырубка без пала, выборочная вырубка без пала, вырубка с палом.

Классификация ПТК в соответствии с представлениями динамического направления ландшафтоведения и выделение типов нарушения позволили составить схемы эпифации основных типов местности, выявить на стадиально-синхронной основе динамические ряды развития ПТК после антропогенного и пирогенного воздействий, составить ординационные графы на возрастной основе с показом реакции геокриологической составляющей лесных биогеоценозов мерзлотных ландшафтов на нарушения в вертикальной структуре лесных фитоценозов.

Схемы эпифации для межаласного, песчано-грядового и склонового типов местности были составлены по материалам полевых исследований с учетом типа воздействия и возраста основного древостоя. С использованием количественных характеристик лесных биогеоценозов для типологически обособленных, но сукцессионно взаимосвязанных элементов эпифаций были составлены ординационные криогенно-временные графы, которые отражают специфику восстановительной динамики ПТК в пределах каждого из рассматриваемых типов местности. Кроме того, анализ описаний лесных биогеоценозов, представляющих определенные сукцессионные стадии их развития после пирогенного и антропогенного воздействий позволил составить схемы динамических рядов восстанавливающихся ПТК. Такие материалы представляют собой стадиально-синхронную "реконструкцию" сукцессий и являются основой для вероятностной оценки пространственно-временных закономерностей динамики и прогноза развития нарушенных биогеоценозов мерзлотных ландшафтов.

Возобновительные процессы после вырубок в пределах межаласного типа местности активизируются не всегда, что затягивает восстановление значений глубины сезонного протаивания (10 м). Наибольший спектр рядов наблюдается при восстановлении на вырубках с палом. Вырубки без пала редки, так как после массовых условно-сплошных рубок в военные годы (1943–1945) и при больших объемах послевоенных лесозаготовок в 1948 г. часть вырубок была пройдена низовым пожаром. Минерализация поверхности облегчила процесс естественного возобновления, который был усилен в 1952, 1955, 1957 гг. обильным плодоношением лиственницы [Уткин, 1960]. А.И. Уткин, рассматривая лесорастительные условия на территории Мархинского лесничества Якутского лесхоза (к которому относится участок мониторингового полигона Спасская падь), отмечал, что почти все насаждения старше 80–100 лет были затронуты низовыми

пожарами, но усохшие древостои (горельники) встречались здесь сравнительно редко и, как правило, были приурочены к заболоченным местам.

На обследованной нами части территории лесничества действительно часто наблюдаются следы гари на деревьях и пнях, значительное захламление леса (отпад древостоя) составляет в среднем 30–50 % при сомкнутости крон основного или восстанавливающегося древостоя от 0.4 до 0.8. На отдельных участках имеются признаки гарей нескольких генераций. Биогеоценозам с такими признаками, как правило, соответствуют, по сравнению с коренными фациями небольшие глубины протаивания, т. е. при сохранении стабилизирующей функции биоты пирогенный фактор, вызывая сукцессионный виток в развитии инварианта ("омолаживая"), возвращает его криогенную составляющую в прошлое – в состояние, которое было присуще ему в более суровые климатические эпохи. То же отмечает и П.М. Матвеев: "значительное увеличение глубины оттаивания почвы происходит лишь после сильных пожаров, которые являются губительными для древостоев и не могут увеличить прирост деревьев. Слабые же пожары вызывают незначительное увеличение деятельного слоя почвы лишь в первые два послепожарных года. Уже на третий год после пожара разница между пожаром и не горелым участком отсутствует. Возможно, что наблюдаемое иногда послепожарное увеличение прироста деревьев объясняется не увеличением глубины оттаивания почвы, а физико-химическими и биологическими изменениями, происходящими в ней" [Матвеев, 1981, с. 102]. О разнонаправленных результатах пожаров в тайге Приамурья, в том числе с подобной динамикой глубины протаивания, свидетельствует и ряд примеров, приводимых в известной работе В.Ф. Тумеля [1939]: остатки обгоревшего дерева в грунтах дна водоема; замедление процесса протаивания через 10 лет и установление непротаивающего слоя через 20 лет после последнего пала; значительное снижение теплообмена в грунтах старых гарей и меньшие значения глубины протаивания по сравнению предельными для района.

Анализ рядов трансформации показал, что наиболее далеко отстоят от исходного состояния березовые и пожарные ряды. Вырубки без пала восстанавливаются затянуто – из остаточного древостоя, в случае березового ряда равновесие фаций нарушается.

Вырубкам с палом, как и гарям, свойственен сукцессионный характер восстановления, часто со сменой пород. Ряд смешанного мелколесья и лиственничной чащи ведет к быстрой стабилизации деятельного слоя. Глубина СТС здесь быстро восстанавливается до значений, близких к характеристикам коренных биогеоценозов. Однако по мере дальнейшего развития ПТК в этом направлении происходит уменьшение мощности СТС, т. е. изменение состояния криогенной составляющей на таких участках. Послепожарные фации, как правило, характеризуются меньшими глубинами протаивания, выраженным мелкобугристым и просадочно полигональным микрорельефом. Такие фации, по А.Н. Федорову [1991], утратившие свои прежние криогенные качества и перешедшие в другое состояние, несмотря на типологическое сходство геоботанической составляющей с ко-

ренными биогеоценозами, должны иметь иной классификационный статус. Если их рассматривать с позиций динамического ландшафтоведения [Сочава, 1978], то они являются по своей сути квазикоренными. Следует учитывать также дополнительный ландшафтообразующий фактор, который принял участие в их развитии, – пирогенный.

Роль пирогенного фактора в развитии ландшафтов. О необходимости учета пожара как значительного события, изменяющего жизнь леса, с одной стороны, свидетельствуют данные о широкомасштабном и частом распространении этого явления в таежной зоне, с другой – результаты исследований разрушительного влияния пожаров на средообразующие компоненты лесных биогеоценозов, которое подчеркивается рядом авторов.

На активно охраняемой территории лесного фонда России ежегодно регистрируется от 10 до 30 тыс. лесных пожаров, охватывающих площадь от 0.5 до 2.1 млн га. Основная часть пройденной огнем площади приходится на районы Сибири и Дальнего Востока, где лесные пожары являются основным лесообразовательным фактором, определяющим структуру и динамику лесного фонда. Площадь погибших (разрушенных огнем) древостоев составляет в среднем 14 % общей пройденной огнем площади, или 20 % пройденной огнем покрытой лесом площади. Значения ежегодных площадей лесных пожаров изменяются в пределах 2.0–5.5 млн га, а площадей погибших от огня древостоев – от 0.3 до 0.8 млн га. На низовые пожары приходится 88,6 % пройденной огнем площади, на верховые 11.2 %. Не покрытые лесом территории (гари и погибшие насаждения) занимают 29.82 млн га, из них 16.8 млн га приходится на активно охраняемую территорию, а 13.0 млн га на эпизодически охраняемую и не охраняемую территории [Исаев и др., 1995].

При этом всю таежную зону можно рассматривать как пространство, на различных участках которого на протяжении многих сотен лет периодически действовали пожары. Поэтому, если взять достаточно крупный ПТК, он будет представлен сообществами, возникшими и сформировавшимися под влиянием пожаров различной давности. За последние два-три века практически вся территория таежной зоны оказалась пройденной пожарами. Современные насаждения являются, по существу, восстановительно-возрастными, дигрессивными и демутационными стадиями их формирования. Таежные леса крупных ПТК обычно представлены полным набором стадий – от свежих пожарищ до сообществ, в которых достаточно интенсивных пожаров не было 200 лет и более, т. е. близких по характеру к коренным.

Пожары – обычное и даже закономерное, циклически повторяющееся явление в развитии определенных структурных единиц таежных ландшафтов. Установлено, что подверженность территории пирогенному воздействию, выражающаяся в нарушенности лесов пожарами, связана и с ее тектоническим режимом. При этом нарушенность лесов, которая является результатом многовекового воздействия пожаров на лесообразовательный процесс, понимается как отношение площади производных послепожарных сообществ к общей лесной площади в границах ландшафта [Фуряев,

Злобина, 1989; Фуряев, 1996]. По В.В. Фуряеву [1996], для обследованных им регионов Сибири наблюдаются вариации нарушенности от 5 до 84 %. При этом средний показатель нарушенности платообразных ландшафтов составляет 33 %, горных ландшафтов – 35 %, изменяясь для равнинных ландшафтов от 48 до 66 %. По его мнению, крупные лесные пожары, влияя на стабильность природных комплексов, приобретают характер явления ландшафтного уровня.

Первые сведения о крупных пожарах (такими в настоящее время считаются пожары площадью более 200 га) в лесах Сибири появились в печати в 1876 г. Засушливые годы с крупными лесными пожарами в Сибири наблюдались в начале XX в. Особенно высокая горимость в лесах Сибири была отмечена в 1915 г., когда с мая по сентябрь пожары распространились на территории от Тобольска до р. Лены, при этом совокупная площадь пожаров, по оценочным данным, достигала 12 млн га. Во второй половине XX в. длительные засухи с высокой горимостью лесов были отмечены для 11 лет за период 1970–1991 гг. с повторяемостью через 1, 3 либо 5 лет. В Якутии наибольшее число крупных пожаров было отмечено в 1970 г. (41.5 % от общего числа за этот период), 1971 г. (12.5 %) и 1973 г. (17.3 %). Наибольшее число пожаров наблюдалось в районах верхнего течения рек Вилюй, Лена, Алдан, Тимптон, низовьях рек Вилюй и Олекма, северной части Лено-Амгинского междуречья. К 1976 г. число их сократилось в 10 раз, но в 1985–1986 гг. крупные пожары на территории республики вновь стали доминировать. В эти годы, по оценкам специалистов, горели леса на площади около 7 млн га. За последние десятилетие XX в. на территории Якутии было зарегистрировано более 8.4 тыс. пожаров на общей площади 2.1 млн га. Ежегодно регистрируется до 1000 лесных пожаров (в среднем 840), средняя площадь их превышает 250 га. В 1994 г. было зафиксировано 363 лесных пожара, при этом огнем пройдено 117.7 тыс. га земель лесного фонда, в том числе 74.8 тыс. га земель, покрытых лесной растительностью (63.5 %). Средняя площадь одного пожара составляла 324 га. В 1995 г. было обнаружено 635 пожаров на общей площади 125.8 тыс. га, в том числе 99.8 тыс. га земель, покрытых лесной растительностью (79.2 %). Средняя площадь одного пожара 198 га. Причины возникновения пожаров разнообразны: более половины возникает от грозовых разрядов (в 1998 г. 60 %), почти треть – по вине населения, около 10 % – от сельхозпалов. На долю низовых пожаров приходится до 90 % случаев лесных пожаров, верховые пожары составляют 8–9 %, подземные – до 1 % от числа всех пожаров. Степень повреждения древостоя низовым пожаром зависит от условий местопроизрастания леса и погодных условий. Нередко лиственничный древостой, обладающий поверхностной корневой системой, погибает полностью. В Якутии трудно найти участок леса, не поврежденный пожарами. На долю невозобновившихся гарей приходится около 9 % лесных земель. Молодняки и средневозрастные древостои, чаще всего послепожарного происхождения, занимают 19 %, т. е. около 1/5 лесных земель сравнительно недавно пройдены пожарами. Пожары накладывают специфический отпечаток на все жизненные процес-

сы, протекающие в лесных фитоценозах, от появления подроста до изреживания и гибели древостоя. Они особенно опасны для возобновившихся вырубок и гарей, а также для подроста, имеющегося под пологом леса. Периодически повторяющееся уничтожение подроста лиственницы в некоторых случаях приводит к смене ее зарослями кустарниковой березы [Исаев и др., 1995].

Исследуя влияние лесных пожаров на мерзлотные почвы Якутии и рассматривая пожары в качестве экологического фактора, В.Г. Тарабукина, Д.Д. Саввинов [1990] отмечают их исключительную роль в формировании, функционировании и эволюции биогеоценозов. В этой работе, выполненной на основе многолетних стационарных исследований, приводится обширный фактический материал, свидетельствующий об изменении под воздействием пожаров физических и химических свойств, а также гидротермического режима почв разных регионов Якутии. Авторы пришли к заключению, что в специфических почвенно-климатических условиях криолитозоны влияние лесных пожаров многообразно и строго дифференцировано по отдельным подзонам тайги, в пределах которых пирогенные трансформации почв зависят от почвенно-растительных, климатических условий, а также от типа и интенсивности пожара. А.П. Чевычелов [1997] считает, что пирогенез имеет циклический характер и субфакториальное значение для процесса автоморфного почвообразования в криолитозоне, который не только приводит к глубоким изменениям климата почв, но и является регулярно повторяющимся фактором экзогенных рельефообразующих процессов. Влияние пирогенеза, по его мнению, проявляется в уничтожении зонального типа растительности и формировании сукцессионных стадий ее восстановления через временные формы фитоценозов по параметрам биологического круговорота (емкость и химизм) в системе "почва–фитоценоз", существенно отличающихся от исходного их состояния.

По А.Г. Воронову [1973], при низовых пожарах температура на поверхности почвы достигает 1000 °С, а при верховом пожаре не превышает 100 °С. Поэтому после низового пожара в верхних горизонтах почвы резко падает количество органического вещества и азота, а количество водорастворимых солей за счет минерализации органического вещества возрастает, при верховом типе пожара изменения в составе почвы незначительны.

На уплотнение горизонтов грунтовых разрезов, разложение алюмосиликатов, которые при определенных условиях способствуют заболачиванию после пожаров, а также на большое влияние их на свойства грунтов (повышение влагоемкости, иссушение, перераспределение мелкозема при оживлении суффозии), на изменение микрорельефа и активизацию склоновых процессов указывал еще В.Ф. Тумель [1939]. Он считал, что помимо изменения теплообмена в таких грунтах огонь вносит существенные коррективы в послепожарное развитие местности, без учета которых нельзя правильно судить о влиянии выгорания растительных покровов на мерзлотный режим грунтов и даже единовременное выгорание растительных покровов приводит к усилению дифференциации местностей. Кроме того,

В.Ф. Тумель отмечал, что в обследованной им части бассейна р. Зеи трудно найти такие места, в отношении которых можно было бы быть уверенным, что за последние несколько веков там не было многократного горения растительных покровов. В связи с этим он в качестве одной из задач при изучении мерзлотного режима грунтов выдвигал вопрос об изучении давности, повторности и характера горения растительных покровов.

Фитоценотически значимым результатом воздействия огня на лесную растительность является нарушение и гибель насаждений, пройденных верховыми и подземными пожарами, а также последующее усыхание части деревьев, сгорание и отмирание кустарников и растений напочвенного покрова, поврежденных низовыми пожарами. От воздействия устойчивых низовых пожаров отмирает от 5 до 55 % лиственницы, от 15 до 65 % запасов сосны и кедра, от 25 до 85 % запасов ели, от 5 до 60 % запасов березы [Исаев и др., 1995]. А.Г. Цыкалов [1991], который исследовал пирогенные лиственничники центральной Эвенкии, утверждает, что пожары служат мощным экологическим фактором, оказывающим существенное влияние на состав, возрастную структуру и общее строение лиственничников. Большое значение имеет тип леса, поскольку, по его мнению, большая вероятность пожаров связана с типами леса, где преобладают лишайники и зеленые мхи, которые за 1–3 дня после дождя достигают состояния пожарной зрелости. Поэтому повторные пожары на гарях возможны лишь после восстановления сплошного напочвенного покрова, т. е. через 25–30 лет. По П.М. Матвееву [1981], на послепожарную динамику фитоценозов влияет возраст исходного древостоя. При пожарах средней силы отпад древостоя в молодняках составляет 100 %, а во взрослых насаждениях – 15–30 %. Пожары слабой силы вызывают отпад молодняка от 100 до 50 % древостоя, а в приспевающих и спелых – 10–12 %.

Наиболее распространенными для среднетаежных лесов Якутии являются устойчивые и беглые низовые пожары. При устойчивых низовых пожарах, характерных для лиственничников, выгорают напочвенный покров и подстилка, на таких местах древостой часто отмирает на корню и через 3–5 лет вываливается, сильно захламляя участок леса, пройденный пожаром. Восстановительный процесс происходит разнообразно. В отдельных случаях могут проявиться термокарстовые процессы с образованием просадок и провалов, иногда небольших провальных озер [Тимофеев и др., 1994]. По мнению этих авторов, аласный ландшафт Центральной Якутии можно считать в определенной степени результатом частых здесь пожаров.

Таким образом, натурные данные и сведения, содержащиеся в многочисленных литературных источниках, свидетельствуют о значительном влиянии пожаров и пирогенных сукцессий лесных биогеоценозов практически на все компоненты природно-территориальных комплексов. Более того, пирогенный фактор не только в горных, но на равнинных территориях является рельефообразующим, оживляющим криогенные процессы. Это выражается в изменениях микрорельефа на участках, которые подверглись устойчивым пожарам, а для территорий, развитых на ледовом комплексе, при утрате равновесного состояния ПТК – в активизации термокарста. Пожары, уничтожая лесные фитоценозы или вызывая изменения в их

вертикальной структуре, оказывают значительное влияние на динамику состояния геокриологической составляющей фаций.

Состояние литогенной основы в биогеоценозах вторичных березняков и на участках ПТК с уничтоженными недавно лесными фитоценозами позволяет предполагать, что оттаивание части "переходного слоя" происходит не только при благоприятных климатических условиях. Оно вполне может быть, с учетом широкомасштабности и повторяемости пожаров результатом постпирогенной динамики ПТК, т. е. с пирогенным фактором могут быть связаны изменения в строении верхней части литогенной основы фаций.

Диагностические признаки естественных и нарушенных ПТК. *Коренные фации* в условиях Центральной Якутии отличаются относительным постоянством состава эдификаторов, структуры и основных характеристик фитоценозов. *Условно-коренные, производные фации* в районе полигона, в том числе и антропогенные модификации, имеют широкий разброс характеристик всех ярусов лесных фитоценозов. Анализ результатов натурных наблюдений показывает, что сомкнутость древостоев таких ландшафтных единиц имеет значения от 0.3 до 1.0, подлеска от 0 до 0.5, подроста от 0 до 0.4, проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса от 0 до 60 %, лишайникового покрова от 0 до 30%, мохового от 0 до 70 %, а местами 100 %. Для *условно-коренных фаций и заключительных фаз смен кратковременно-производных фаций* характерна двух-, трехъярусная структура древостоя и вертикальная сомкнутость крон. Примесь березы является устойчивым признаком антропогенного (вырубки) или пирогенного воздействия в прошлом. Часть послепожарных лесов отличается высокими значениями сомкнутости крон либо в целом, либо характерными лишь для отдельных участков лесных фитоценозов с нормальной или пониженной сомкнутостью крон.

К измененным преобразующимся ландшафтам относятся все стадии развития термокарстовых образований. К изменяющимся неравновесным относятся длительно-производные фации – березняки и кратковременно-производные фации – лиственничники и смешанные с березой лиственничники в пределах песчано-грядового и межаласного типов местности.

Для изучения сукцессий и их индикационного значения, современного состояния и динамики мерзлотных ландшафтов и составления прогнозных карт необходимо создание *комплекта основных – ландшафтных и вспомогательных сопряженных картографических материалов*: 1) ландшафтная основа, отражающая ландшафтную дифференциацию на уровне типов местности; 2) карта, показывающая лесорастительные условия ассоциаций нижних ярусов лесных фитоценозов; 3) карта возрастного состава биогеоценозов; 4) карта формационного состава фитоценозов; 5) карта типов леса, составляемая на основе синтеза предыдущих карт; 6) карта групп типов урочищ, составляемая на основе предыдущих карт; 7) карта высот древостоя; 8) карта плотности (сомкнутости крон) основного древостоя; 9) карта типа возобновления, составляемая на базе анализа предыдущих карт; 10) карта типов фаций (типов лесных биогеоценозов), составляемая на основе анализа и синтеза содержания всех предыдущих карт.

Комплексный анализ ландшафтных и тематических картографических материалов такого содержания позволяет определить тип восстановительных сукцессий для конкретных ландшафтных единиц, испытавших воздействие, т. е. тенденции развития лесопокрытых мерзлотных ландшафтов после нарушения. Сопряженный анализ содержания всего набора картографических материалов в значительной степени может быть облегчен при использовании ГИС-технологии.

Для составления карт высоты и плотности древостоя большое значение имеет изучение особенностей и **характера процесса лесовозобновления** в регионе. Эта информация также необходима и при разработке карт современного состояния, карт ретросостояния, карт прогнозного содержания и характера, т. е. разных видов динамических карт на лесопокрытую территорию. В литературе по лесоведению отмечается циклический характер лесообразовательного процесса в целом, который контролируется экотопом, т. е. лимитируется ландшафтными условиями, что обычно приводит к восстановлению исходного типа леса. [Ипатов, Герасименко, 1991; Калашников, 1991; Киреев, 2000]. Так, "внутритипологическая дифференциация формирования древесных ценозов в рамках начальной стадии лесообразовательного процесса с достаточной полнотой исчерпывается иерархической системой **внутритипологических** таксонов: тип условий микросреды → тип вырубки (гари) → тип формирования древесного ценоза (тип молодняка) → тип **восстановления** древостоя (тип насаждения → тип леса" [Бузыкин, 1991, с. 21]. Следует учитывать, что проявления цикличности особенно четко выражены в районах с **неблагоприятным** соотношением тепла и влаги (лесотундра, высокогорья, лесостепь), где фитоценотические факторы не оказывают определяющего влияния на характер динамики лесной растительности [Комин, 1993], ведь именно к таким районам можно отнести территорию Центральной Якутии, обладающую спецификой и климата, и лесообразовательного процесса.

В лесоведении различается пять возрастных групп насаждений: молодняки, средневозрастные, приспевающие, спелые и перестойные; по составу выделяются чистые и смешанные; по структуре – простые и сложные; одновозрастные и разновозрастные. Чистые одновозрастные древостои характеризуются обычно горизонтальной сомкнутостью полога, разновозрастные – ступенчатой и вертикальной [Рульков, 1988]. В лесоводственной литературе выделяются возрастные группы деревьев, каждая из которых включает два класса возраста (для лиственницы и сосны класс возраста составляет 20 лет). В условиях Якутии это выглядит следующим образом [Тимофеев, 1980]: молодняки (до 40 лет); средневозрастные (от 40 до 80 лет); приспевающие (от 80 до 120 лет); спелые (от 120 до 160 лет); перестойные (старше 160 лет).

Известно, что развитие насаждений в естественных условиях определяется ландшафтными факторами, в том числе и на региональном уровне. Имеются общие для района особенности в ходе роста древостоев и изменения таксационных характеристик в зависимости от возраста. Поэтому при выявлении особенностей развития геоботанической составляющей ландшафтов были использованы закономерности возрастных изменений, ха-

рактерные для лесов Центральной Якутии [Уткин, 1965; Щербаков, 1971, 1975; Поздняков, 1986; Тимофеев и др., 1994].

Всего в среднетаежной зоне Якутии выделяется семь лесорастительных округов [Тимофеев и др., 1994]. Рассматриваемая территория относится к Лено-Амгинскому округу Центрально-Якутской лесорастительной провинции сосново-лиственничной тайги. Лесистость округа 72 %. В лесном покрове округа преобладают лиственничные леса, сосновые насаждения значительно уступают им по площади, в целом доля лиственницы составляет 90 %, сосны – 9.5 %. Для него характерны брусничные лиственничники сухих и свежих местопроизрастаний, мертвопокровные и толокнянковые сосняки, а также первичные (коренные) березняки травяные с остепненными элементами (чараны) при незначительной доле участия в растительном покрове. Вторичные березняки возникают на гарях и вырубках лиственничных лесов. Время их существования ограничивается одним, реже двумя поколениями березы. После чего, как правило, происходит смена на коренную растительность, т. е. березняки представляют собой одно из звеньев сукцессионного ряда в восстановлении коренных типов лесов. Вторичные березняки, представленные серийными типами (бруснично-разнотравный, вейниково-брусничный, разнотравно-грушанково-хвощевой и др.), с позиций генетической классификации лесов относят к серийным типам формаций, на месте которых они возникли, т. е. в условиях Центральной Якутии к формации лиственничных лесов.

По А.И. Уткину [1960], в засушливых районах Центральной Якутии восстановление лиственницы на сплошных вырубках происходит сравнительно медленно из-за сильного задернения поверхности почвы. Отсутствие семенников приводит к длительной задержке возобновления лиственницы; такие вырубки некоторое время могут быть заняты злаковой растительностью, затем кустарниками и березой. Подавление древесно-кустарниковой растительностью злакового покрова способствует постепенному накоплению самосева лиственницы. В результате лиственница сменяет березу. Восстановительный период лиственницы длится в этом случае около 30–40 лет. Однако более характерным типом облесения вырубок следует считать непосредственное (т. е. без смены пород) восстановление главной породы за счет последующего возобновления. Минерализация поверхности почвы на вырубках в семенной год лиственницы или перед этим может обеспечить успешное возобновление лиственницы. А.И. Уткин рекомендовал применение обжига для назначенных в рубку насаждений, так как восстановление лиственницы на гарях, где повышается минерализация почвы, происходит в первые же семенные годы лиственницы. На месте гарей формируются очень густые насаждения. Однако, как он сам указывает, на месте гарей и вырубок возможно развитие термокарста, изменение гидротермического режима и если не деградация леса вообще, то снижение производительности – появление на в прошлом свежих местообитаниях заболоченных лесов. Кроме того, в перегущенных древостоях лиственница растет быстро, достигая высоты 3–5 м за 10–15 лет. Смыкание крон и накопление мощной лесной подстилки вызывают поднятие мерзлоты и охлаждение корнеобитаемого слоя почвы, что приводит к сни-

жению прироста деревьев и затуханию процесса изреживания и снижению лесохозяйственной продуктивности. Длительное задернение вырубок, по мнению А.И. Уткина, может приводить к засолению почв, что также ухудшает лесорастительные условия на участке, подвергшемся вырубке.

По особенностям естественного возобновления на гарях и вырубках Якутии для лиственничников брусничных, в случае участия в процессе восстановления березы, лесоведы [Тимофеев и др., 1994] выделяют шесть стадий развития:

– травяная (5–8 лет);
– березово-кустарниковая (8–15 или 20 лет);
– березово-лиственничного молодняка (20–40 или 50 лет);
– лиственничного молодняка (40–60 или 80 лет);
– лиственничный лес с березой во втором ярусе (более 80 лет);
– лиственничный лес близкий к исходному.

В литературе по лесоведению и геоботанике отмечается коротковосстановительный процесс лиственничников [Уткин, 1961; Тыртиков, 1969; Тимофеев и др., 1994; Исаев, 1998]. Как показывают наши исследования, в рассматриваемом регионе довольно часто возобновляющиеся древостои являются чистыми по составу древостоя, и тогда в случае лиственничного ряда наблюдается четыре стадии:

– подроста (от 2–3 лет после пожара до 20 лет);
– чащи (20–50 или 60 лет);
– жердняка (50–60 лет);
– лиственничного леса, близкого к исходному (более 60).

При восстановлении со сменой пород сукцессионный ряд увеличивается, возобновление происходит через следующие стадии развития:

– травяная;
– березово-кустарниковая;
– березовая (иногда с двумя возрастными генерациями березы);
– березовая с подростом лиственницы;
– березовая с лиственничным мелколесьем;
– лиственничного жердняка с березой во втором ярусе;
– лиственничник, близкий к исходному.

Анализ натурных данных показывает, что в определенных местообитаниях, обычно с ухудшением лесорастительных условий, т. е. в зависимости от бонитета, временные рамки стадий чащи и жердняка могут увеличиваться.

Лесистость рассматриваемого района выше, чем в целом по округу. Основной лесообразующей породой лесов, встречающихся в районе стационара, является лиственница, которая имеет как в чистых, так и в смешанных насаждениях следующие возрастные значения высот:

– молодняки до 8 м;
– средневозрастные от 8 до 14 м;
– приспевающие от 14 до 19 м;
– спелые от 19 до 20 м;
– перестойные выше 20 м.

Для молодняков на территории полигона преобладающими значениями являются 7–8 м, для приспевающих – 17–18 м, для спелых – 19–20 м, для перестойных – 21 м. Древостои с участием лиственницы, характеризующейся высотами 15–16 м, встречаются реже, чем все остальные, а высотой 11, 13 и 14 м очень редко.

Сосна, произрастающая преимущественно в пределах песчано-грядового типа местности, образует в основном чистые насаждения, хотя небольшая ее примесь может встречаться в определенных условиях и в лиственничниках сухих местопроизрастаний. Высоты древостоев из сосны варьируют в пределах 8–14 м. Наиболее распространены сосны высотой 10, 11, 13 и 14 м.

Особенностью процесса лесовозобновления на рассматриваемой территории является активное участие в нем березы. Высота березовых насаждений в целом по району различна, в основном это 4-, 6-, 8-, 10- и 12-метровые деревья. Смешанные древостои здесь занимают значительные площади. Местами доля участия в них березы более 70 % (встречаются и практически чистые березняки), береза отличается более быстрыми темпами роста и до определенного момента является конкурентом лиственницы, что в совокупности затягивает восстановление исходного типа леса на нарушенных участках. Такое положение вызвано тем, что лиственница плодоносит не ежегодно, а раз в 3–4 года, иногда плодоношение происходит и через более продолжительные отрезки времени [Карпель, Медведева, 1977]. Для прорастания семян, в свою очередь, требуются определенные условия, одним из которых является значительное увлажнение почвы в предзимний период, что в условиях Центральной Якутии происходит не всегда.

Нами отмечено *затягивание процесса восстановления лиственничных древостоев* в северной части исследуемого района, где на больших площадях развиты древостои с преобладанием доли березы (50–70 лет после вырубки).

Особенности вертикальной структуры лесных фитоценозов и закономерности динамики основных характеристик древостоя в окрестностях стационара были исследованы Л.К. Поздняковым [1963] и А.И. Уткиным [1960]. Темпы роста в значительной степени зависят от ряда факторов, которые условно выражаются через понятие бонитета. В районе исследований в основном преобладают леса V бонитета, поэтому мы в своих разработках пользовались характеристиками, присущими для этой группы насаждений.

Известно, что наиболее интенсивно растут в высоту лиственничные древостои в период 70–80 лет (1.5–0.2 м за год). Сосна растет в толщину и высоту такими же темпами, что и лиственница. Затем рост в высоту замедляется и на стадии перестойности лиственницы интенсивно увеличивается толщина, в то время как по высоте прироста почти не наблюдается [Тимофеев и др., 1994]. Для проверки правильности этих закономерностей и возможности использования их для составления карт определялись приросты на основе сверки и анализа таксационных данных 1981 г. и совре-

Таблица 4.12

Фитоценотические связи в лесных биогеоценозах мерзлотных ландшафтах Центральной Якутии

Коэффициент корреляции	Сомкнутость			Покрытие		
	крон древостоя (SKL)	подлеска (SKK)	подроста (SKPR)	травяно-кустарничкового яруса (PPTKJ)	лишайникового покрова (PL)	мохового покрова (PM)
1	2	3	4	5	6	7
Межаласный тип местности полигонов Нэлегер и Юкэчи						
SKL	1.00					
SKK	−0.15	1.00				
SKPR	−0.47	0. 19	1.00			
PPTKJ	−0.37	0.12	−0.05	1.00		
PM	−0.02	−0.01	0.13	0.17		1.00
Межаласный тип местности полигона Нэлегер						
SKL	1.00					
SKK	−0.29	1.00				
SKPR	−0.61	0.08	1.00			
PPTKJ	−0.42	0.21	−0.19	1.00		
PM	−0.62	0.14	0.38	0.14		1.00
Межаласный тип местности полигона Юкэчи						
SKL	1.00					
SKK	−0.11	1.00				
SKPR	−0.41	0.25	1.00			
PPTKJ	−0.35	0.12	0.03	1.00		
PM	0.22	−0.05	0.02	0.12		1.00
Склоновый тип местности полигона Спасская падь						
SKL	1.00					
SKK	−0.04	1.00				
SKPR	−0.04	−0.08	1.00			
PPTKJ	0.42	0.14	−0.21	1.00		
PL	−0.59	−0.28	−0.05	−0.34	1.00	
PM	−0.44	0.07	−0.01	0.10	0.26	1.00
Сосняки песчано-грядового типа местности полигона Спасская падь						
SKLE	1.00					
SKPR	0.6		1.00			
PPTKJ	−0.26		0.23	1.00		
PL	0.41		−0.16	0.59	1.00	
Лиственничники песчано-грядового типа местности полигона Спасская падь						
SKLE	1.00					
SKK	−0.36	1.00				
SKPR	−0.44	0.44	1.00			
PPTKJ	−0.33	−0.27	−0.35	1.00		
Все типы местности полигона Спасская падь и Нэлегер						
SKL	1.00					
SKK	−0.13	1.00				
SKPR	−0.25	0.18	1.00			
PPTKJ	−0.12	0.03	−0.21	1.00		

Окончание табл. 4.12

1	2	3	4	5	6	7
PL	−0.29	−0.14	−0.02	0.01	1.00	
PM	−0.37	0.12	0.18	0.07	0.15	1.00
Все типы местности полигонов Спасская падь, Нэлегер и Юкэчи						
SKL	1.00					
SKK	−0.12	1.00				
SKPR	−0.30	0.19	1.00			
PPTKJ	−0.21	0.05	−0.12	1.00		
PL	−0.22	−0.10	−0.02	−0.03	1.00	
PM	−0.07	0.02	0.10	0.15	0.06	1.00

менного состояния насаждений, зафиксированных во время полевых исследований 1996–1998 гг., т. е. определялись изменения характеристик древостоев за 16–18-летний период. По результатам анализа данных контрольных измерений диаметра и высоты (более 200 натурных точек) и соответствующих таксационных характеристик выявлено, что в спелых и перестойных лиственничниках идет увеличение диаметра на 1–2 см без изменения высоты. В березово-лиственничных насаждениях произошло увеличение диаметра и высоты в среднем на 3 см и 3 м. В средневозрастных и приспевающих сосняках отмечен прирост в высоту на 1–2 м и в диаметре на 2–4 см.

Результаты обработки и анализа данных натурных наблюдений на мониторинговых полигонах показали, что сукцессии лесных фитоценозов играют определенную роль в изменчивости геокриологических условий. Глубина СТС является и наиболее изменчивой характеристикой геокриологической обстановки и показателем динамического состояния лесных биогеоценозов мерзлотных ландшафтов. Изучение антропогенной динамики типичных мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии имеет 30-летний (Умайбыт), 15-летний (Спасская падь, Юкэчи) и 13-летний (Нэлегер) ряд режимных и сезонных натурных мерзлотно-ландшафтных наблюдений. В районе этих полигонов за период 1995–1998 гг. было обследовано и описано более 600 фаций. В процессе полевого обследования мерзлотных ландшафтов составлялось описание природных и антропогенных мерзлотных ландшафтов территории. Это описание включало *характеристику состояния всех ярусов лесных фитоценозов* в процентном выражении: 1) состава и сомкнутости насаждения (основного древесного яруса); 2) сомкнутости подлеска (кустарникового яруса); 3) состава и сомкнутости подроста (яруса возобновления насаждения); 4) проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса (определяющего тип леса и местопроизрастания); 5) покрытия лишайникового покрова; 6) покрытия мохового покрова.

При нарушениях древесного яруса, а также в процессе восстановления и развития исходного типа леса возобновляющиеся фитоценозы имеют ряд стадий, во время которых происходят компенсационные изменения общей фитомассы лесного фитоценоза за счет наращивания фитомассы других ярусов (табл. 4.12), в чем проявляется механизм саморегуляции природных комплексов [Грибанов и др., 1992].

Таблица 4.13

Глубины протаивания грунтов в типичных биогеоценозах песчано-грядового типа местности в районе полигона Спасская падь

Формация	Возраст, лет	Тип леса	Сомкнутость крон, %	Сомкнутость подлеска, %	Проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса, %	Дата замера	Глубина протаивания, м
Лиственничный лес*	130	Лимнасово-арктоусово-брусничный	60	–	80	1.09.1955–1961	1.69
Лиственничный лес	120	Лимнасово-арктоусово-брусничный	60	–	60	11.09.1996	1.60
Лиственничный лес*	100	Лимнасово-брусничный	70	–	40	1.09.1955–1961	1.38
Лиственничный лес	Около 100	Лимнасово-брусничный	70	10	40	5.09.1998	1.35
Лиственничный лес	Около 50	Лимнасово-брусничный	80	–	30	9.09.1997	1.25
Лиственничный лес	Около 50	Лимнасово-брусничный	80	–	30	5.09.1998	1.24
Лиственничный лес (10Л+Б)*	50	Грушанково-мертвопокровный	70	–	20	1.09.1955–1961	1.19
Лиственничный лес (10Л+Б)	50	Мертвопокрвно-лимнасово-брусничный	80	–	30	11.09.1997	1.14
Лиственничный лес (10Л+Б)*	50	Грушанково-мертвопокровный	70	–	20	1.07.1955–1961	0.65
Лиственничный лес	Около 50	Мертвопокровно-грушанково-вейниковый	70	10	30	5.07.1997	0.61
Лиственничный лес с ольхой*	–	Багульниково-брусничный	30	30	60	15.09.1955–1961	1.32
Лиственничный лес с ольхой	–	Арктоусово-брусничный	60	20	50	11.09.1997	1.30
Лиственничный лес с ольхой	–	Багульниково-брусничный	40	20	50	22.09.1997	1.26
Лиственничный лес с ольхой*	–	Багульниково-брусничный	30	30	60	1.07.1955–1961	0.65
Лиственничный лес с ольхой	–	Багульниково-брусничный	30	30	60	5.07.1997	0.68

Лиственничный лес*	210	Толокнянковый	30	–	50	1.09.1955–1961	1.89
Лиственничный лес	–	Толокнянково-брусничный	30	–	50	9.09.1997	1.85
Березовый лес*	30	Мертвопокровно-грушанковый	75	20	30	15.09.1955–1961	1.71
Березовый лес	30	Мертвопокровно-вейниково-лимнасово-осочковый	50	30	30	20.09.1997	1.68
Сосновый лес*	115	Толокнянковый	40	–	30	1.09.1955–1961	2.34
Сосновый лес	Более 100	Лимнасово-толокнянково-лишайниковый	50	–	60	09.1997	2.30

* По данным Л.К. Позднякова [1963].

Поэтому для учета влияния этого явления был введен показатель "*сомкнутость леса общая*" (SKO), как сумма показателей всех имеющихся ярусов вертикальной структуры лесных фитоценозов. Ведущим фактором среды (при прочих равных условиях в процессе формирования лесных биогеоценозов в области криолитозоны) является *глубина сезонного протаивания*, которая меняется по мере развития фитоценоза [Поздняков, 1963]. Кроме этого именно изучение возможностей расширения содержания криоиндикационных исследований для выявления пространственно-временных закономерностей динамики глубины протаивания ландшафтным методом, как наиболее изменчивой характеристики геокриологических условий, является одной из главных задач крупномасштабных мерзлотно-ландшафтных исследований. Поэтому натурные данные были сгруппированы на типолого-региональной основе и в соответствии с критериями выделения таксономических и классификационных единиц картографирования мерзлотных ландшафтов.

Рассматривалась изменчивость глубин протаивания в пределах групп типов фаций характерных для Центральной Якутии лесопокрытых типов местности: межаласного, песчано-грядового, склонового, в зависимости от вариации характеристик соответствующих им современных фитоценозов. Индикация значений глубин протаивания в пределах ландшафтных комплексов, на которые дифференцируются эти типы местности, производилась на основе анализа данных для более 250 фаций. Определение глубин оттаивания преимущественно производилось в конце вегетационного периода – в сентябре. При повторных измерениях в пределах одних и тех же типов фаций в целом либо отмечалось постоянство значений протаивания, либо были зафиксированы характеристики, близкие не только современным, но даже данным Л.К. Позднякова 40-летней давности (табл. 4.13).

Анализ табл. 4.13 показывает, что биогеоценозы, сходные в формационном, возрастном, лесотипологическом отношении и обладающие при этом одинаковыми характеристиками всех

Таблица 4.14

Статистические характеристики показателей глубины протаивания, использованных в выборке при изучении взаимосвязей в лесных биогеоценозах мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии

Мерзлотные ландшафты	Число описаний биогеоценозов (N)	Статистические показатели		
		Среднее значение ($\bar{x}$)	Среднее квадратичное отклонение (ξ)	Коэффициент вариации (p)
Межаласный тип местности (Нэлегер, Юкэчи)	70	116.9	22.79	0.19
Межаласный тип местности (Нэлегер)	23	117.72	17.9	0.15
Межаласный тип местности (Юкэчи)	47	116.49	25	0.21
Склоновый тип местности (Спасская падь)	20	105.58	27.77	0.26
Сосняки песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	9	188.78	32.9	0.17
Лиственничники песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	31	139.10	23.9	0.17
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер)	83	130.79	34.27	0.26
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер, Юкэчи)	130	125.92	31.98	0.25

Примечание к табл. 4.14–4.17. Статистические показатели: $\bar{x}$ – среднее значение, ξ – среднее квадратичное отклонение, ρ – коэффициент корреляции, p – коэффициент вариации; N – число описаний биогеоценозов.

фитоценотических ярусов, т. е. в случае полного типологического совпадения фаций, имеют практически одни и те же значения глубин протаивания. Даже при лесотипологических вариациях в пределах группы типов леса и отклонениях в характеристиках ярусов для биогеоценозов одной формации и возраста, в случаях измерения в одном типе парцеллы на участках местопроизрастания одного и того же вида кустарничков (брусника, багульник, голубика – представляющие основные эдификаторы среды) отмечается колебание глубин протаивания не более чем на 5 см. Разница в возрасте при лесотипологическом сходстве биогеоценозов сказывается на глубинах протаивания в большей степени – в таких случаях имеются различия более чем на 10 см. Поэтому основными критериями выделения биогеоценотически однородных лесопокрытых мерзлотных ландшафтов являются состав и возраст древостоя, тип леса и связанные с ним характеристики других ярусов фитоценозов.

При изучении взаимосвязей между характеристиками лесных фитоценозов и значениями глубин протаивания для получения парных коэффициентов корреляции была использована программа статистической об-

работки EXCEL, а также выполнена их проверка и дополнительные вычисления очищенных коэффициентов корреляции между значимыми характеристиками по И.П. Шарапову [1971]. Для выявления региональных отличий динамики компонентов ландшафтов в выборку были объединены данные по 130 фациям, представляющим разные стадии возобновления после воздействия, характерного для мониторинговых полигонов Спасская падь, Нэлегер и Юкэчи (табл. 4.14).

Функциональные закономерности развития лесных биогеоценозов мерзлотных ландшафтов и их криоиндикационное значение. Ландшафтная структура полигона Спасская падь отличается сложностью, предопределенной сочетанием разнообразия природных режимов и антропогенного нарушения лесов, поэтому объем выборки (83) больше, чем для района полигона Юкэчи (47), где при сходных нарушениях в площадном отношении преобладают восстановленные к настоящему времени ландшафты (табл. 4.15–4.17). Наименьшие значения коэффициента вариации имеют характеристики глубин протаивания для межаласного (0.15) и песчано-грядового типов местности – лиственничные и сосновые биогеоценозы (0.17) в районе полигонов Нэлегер и Спасская падь, а также показатели для межаласного типа местности региона в целом (Спасская падь, Нэлегер, Юкэчи и водовода Ниж. Бестях–Туора-Кель – 0.19) при средних значениях глубины протаивания 118, 139, 187, 117 см соответственно. Показатели глубины протаивания в биогеоценозах межаласья района полигона Юкэчи отличаются несколько большим коэффициентом вариации 0.21 при меньшем среднем значении 116 см. Это связано с увеличением в ландшафтной структуре района (по сравнению с полигонами Спасская падь, Нэлегер, Умайбыт) доли участия биогеоценозов, представляющих зеленомошную группу типов леса, т. е. с уменьшением ксерофитизации условий местопроизрастания по мере восстановления исходного мерзлотного режима.

Наибольшие значения коэффициента вариации глубин протаивания в биогеоценозах имеют выборки по склоновому типу местности (0.26) и всем типам местности полигона Спасская падь (0.26), а также по всем типам местности региона в целом (0.25), при средних значениях глубин протаивания 106, 131, 126 см соответственно. Возрастание коэффициентов вариации свидетельствует о необходимости использования типолого-регионального подхода в криоиндикационных исследованиях и более дробной ландшафтной типизации в пределах склонового типа местности (выделение групп типов урочищ), а также при региональных исследованиях, т. е. приведение ее в соответствие с имеющейся дифференциацией мерзлотных ландшафтов.

Взаимосвязи между характеристиками фитоценозов и глубинами протаивания не только в разных типах местности, но и в пределах одного типа местности выражены в разной степени и неоднозначны (табл. 4.18). Для лиственничных биогеоценозов песчано-грядового типа местности полигона Спасская падь характерно, при развитии насаждений с колебаниями в сомкнутости крон от 0.20 до 0.85 (среднее значение 0.55, коэффициент вариации 0.30), участие подлеска в 30 % биогеоценозов выборки,

Таблица 4.15

Взаимосвязи между показателем сомкнутости и глубиной протаивания в лесных биогеоценозах мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии

Мерзлотные ландшафты	Сомкнутость крон древостоя				Сомкнутость подлеска				Сомкнутость подроста			
	$\bar{x}$	ξ	ρ	p	$\bar{x}$	ξ	ρ	p	$\bar{x}$	ξ	ρ	p
Межаласный тип местности (Нэлегер, Юкэчи)	54	19.40	0.03	0.35	4.36	7. 98	−0.205	1.83	5.71	10.19	0.02	1.78
Межаласный тип местности (Нэлегер)	56.96	18.32	0.13	0.32	4.57	6.20	−0.28	1.36	6.30	12.27	−0.23	1.95
Межаласный тип местности (Юкэчи)	52.55	19.94	−0.007	0.38	4.26	8.78	−0.19	2.06	5.42	9.14	0.13	1.68
Склоновый тип местности (Спасская падь)	52.37	23.0	0.65	0.44	8.95	10.22	0.1	1.14	8.68	18.09	0.12	2.08
Сосняки песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	37.22	16.79	0.34	0.45	0	0	0	0	0	0	0	0
Лиственничники песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	55.65	16.72	−0.35	0.30	5	7.64	0.08	1.53	2.9	11.01	−0.11	3.79
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер)	53.23	19.36	−0.05	0.36	5.24	7.85	−0.19	1.49	4.88	12.91	−0.17	2.65
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер, Юкэчи)	52.88	19.46	−0.04	0.37	4.85	8.16	−0.17	1.68	5.19	11.67	−0.09	2.24

Таблица 4.16

Взаимосвязи между проективным покрытием и глубиной протаивания в лесных биогеоценозах мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии

Мерзлотные ландшафты	Травяно-кустарничковый ярус				Лишайниковый покров				Моховый покров			
	$\bar{x}$	ξ	ρ	p	$\bar{x}$	ξ	ρ	p	$\bar{x}$	ξ	ρ	p
Межаласный тип местности (Нэлегер, Юкэчи)	41.71	23.04	−0.26	0.55	0	0	0	0	9.54	22.59	−0.31	2.37
Межаласный тип местности (Нэлегер)	28.04	17.3	−0.07	0.62	0	0	0	0	5	19.25	0	3.85
Межаласный тип местности (Юкэчи)	48.4	22.68	−0.33	0.47	0	0	0	0	11.77	23.93	−0.36	2.03
Склоновый тип местности (Спасская падь)	43.16	21.1	0.36	0.49	5.26	17.12	−0.4	3.25	6.84	17.97	−0.45	2.62
Сосняки песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	35.56	20.83	−0.44	0.59	7.78	15.63	−0.17	2.01	0	0	0	0
Лиственничники песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	38.77	20.05	0.12	0.52	0	0	0	0	0	0	0	0
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер)	36.43	20.12	0.04	0.55	2.07	9.91	−0.09	4.78	2.99	13.47	−0.09	4.51
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер, Юкэчи)	40.86	21.71	−0.13	0.53	1.31	7.91	−0.05	6.05	6.14	18.34	−0.31	2.99

Таблица 4.17

Взаимосвязи между сомкнутостью леса общей и глубиной протаивания в лесных биогеоценозах мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии

Мерзлотные ландшафты	Статистические показатели			
	$\bar{x}$	ξ	ρ	*p*
Межаласный тип местности (Спасская падь, Юкэчи)	115.33	35.86	–0.39	0.31
Межаласный тип местности (Нэлегер)	100.87	20.87	–0.28	0.21
Межаласный тип местности (Юкэчи)	122.4	39.56	–0.42	0.32
Склоновый тип местности (Спасская падь)	125.26	35.84	0.3	0.29
Сосняки песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	80.56	37.62	–0.17	0.47
Лиственничники песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	102.32	15.02	–0.27	0.15
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер)	104.84	28.24	–0.3	0.27
Все типы местности (Спасская падь, Нэлегер, Юкэчи)	111.23	33.62	–0.36	0.3

Таблица 4.18

Влияние фитоценотических характеристик на глубину протаивания в мерзлотных ландшафтах Центральной Якутии

Тип местности	Сомкнутость крон древостоя		Покрытие травяно-кустарничкового яруса		Сомкнутость леса общая	
	Характер связи	Тип связи	Характер связи	Тип связи	Характер связи	Тип связи
Лиственничные биогеоценозы песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	Обратная ($\alpha = 0.35$; $\xi = 0.158$; $R = 1.92$)	Зависимость	–	–	–	–
Сосновые биогеоценозы песчано-грядового типа местности (Спасская падь)	Прямая ($\alpha = 0.33$; $\beta = 0.51$; $\delta = 0.413$)	Зависимость	Обратная ($\alpha = 0.47$; $\beta = 0.51$; $\delta = 0.413$)	Зависимость	–	–
Лиственничные биогеоценозы склонового типа местности (Спасская падь)	Прямая ($\alpha = 0.65$; $\beta = 0.66$; $\delta = 3.13$; $\gamma = 0.59$)	Тесная связь	Обратная ($\alpha = 0.36$; $\beta = 0.66$; $\delta = 3.73$; $\gamma = 0.12$)	–	–	–
Лиственничные биогеоценозы межаласного типа местности (Нэлегер)	–	–	–	–	Обратная ($\alpha = 0.28$)	Слабая зависимость
Лиственничные биогеоценозы межаласного типа местности (Юкэчи)	–	–	Обратная ($\alpha = 0.33$; $\gamma = 0.189$)	–	Обратная ($\alpha = 0.42$; $\gamma = 0.315$)	Тесная связь

Примечание. α – коэффициент парной корреляции; ξ – среднее квадратичное отклонение; *R* – критерий Романовского; β – коэффициент множественной корреляции; δ – достоверность (среднее квадратичное отклонение) коэффициента множественной корреляции; γ – очищенный коэффициент корреляции.

подроста в 10 %, а также отсутствие лишайникового и мохового ярусов. Статистическая обработка фактического материала показала, что только между сомкнутостью крон древостоя и глубиной протаивания здесь имеется выраженная обратная связь. При этом коэффициент парной корреляции (–0.35) имеет среднее квадратичное отклонение 0.158. Однако по критерию Романовского достоверность низкая (1.92), т. е. связь в данном случае слабая. Тем не менее зависимость глубин протаивания в этом типе местности от сомкнутости крон древостоя имеется. Именно поэтому при изучении дифференциации и картографировании таких мерзлотных ландшафтов необходимо иметь в виду криоиндикационное значение сомкнутости насаждения и использовать его в качестве критерия выделения единиц картографирования.

В сосновых биогеоценозах песчано-грядового типа местности, где сомкнутость крон варьирует от 0 до 0.5 при среднем значении 0.37, отсутствии подлеска, подроста, мохового покрова, участии лишайников в структуре 20 % фитоценозов, между сомкнутостью крон древостоя и глубиной протаивания связь прямая (0.33). Здесь имеется выраженная обратная связь с проективным покрытием травяно-кустарничкового яруса (–0.47). Коэффициент множественной корреляции между сомкнутостью крон, проективным покрытием травяно-кустарничкового яруса и глубиной протаивания равен 0.51. Однако его среднее квадратичное отклонение значительно (0.413), поэтому достоверность низкая. В данном случае имеется зависимость глубины протаивания уже от двух характеристик фитоценоза – сомкнутости крон и типа леса, поэтому при картографировании они являются значимыми критериями выделения.

Большое криоиндикационное значение имеют характеристики сомкнутости крон основного древостоя в пределах склонового типа местности. Выборка данных склоновых биогеоценозов произведена таким образом, чтобы были представлены все группы типов урочищ, а также в ней хорошо отражены фации спонтанного развития и возрастные группы, которые представлены в основном одноярусными насаждениями.

Сомкнутость крон древостоя здесь варьирует от 0 до 0.9 (при среднем ее значении 0.5), подлесок имеется в 30 % фитоценозов, подрост в 25 %, а лишайниковый и моховый покровы в 10 %, проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса изменяется от 0 до 80 % (при среднем значении около 40 %). Между глубиной протаивания и сомкнутостью крон, а также проективным покрытием травяно-кустарничкового яруса существуют прямые связи – парные коэффициенты корреляции равны соответственно 0.65 и 0.36. Обратные связи с глубиной протаивания имеют показатели покрытия лишайникового (–0.40) и мохового (–0.45) ярусов, но поскольку значения показателей этих характеристик фитоценозов отличаются большими коэффициентами вариации при вычислении коэффициента множественной корреляции, они не рассматривались. Проверка коэффициента множественной корреляции, имеющего значение 0.66 и отражающего связи между сомкнутостью крон, проективным покрытием травяно-кустарничкового яруса и глубиной протаивания, показала его достоверность (3.73),

т. е. между этими показателями биогеоценозов существует тесная связь. При этом частный очищенный коэффициент корреляции (0.59) подтверждает и наличие такой связи между сомкнутостью крон и глубиной протаивания и ведущую роль именно этого показателя фитоценозов. Значение очищенного коэффициента корреляции для глубины протаивания и проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса небольшое (0.12), что свидетельствует о подчиненном положении этого фактора. То есть возрастное, послепожарное, антропогенное изреживание древостоя и изменение сомкнутости крон в зависимости от бонитета (условий местопроизрастания) приводит к увеличению глубины протаивания и влияет на дифференциацию мерзлотных ландшафтов. Поэтому при мерзлотно-ландшафтных исследованиях, кроме выделения групп типов урочищ в пределах склонового типа местности, необходим учет криоиндикационного значения сомкнутости крон основного древостоя и изучение особенностей ее пространственной неоднородности и изменчивости.

На основании того, что зеленомошные биогеоценозы в пределах как типа местности, так и региона в целом развиты ограниченно, объем выборки был изменен. При удалении из выборки данных лесных биогеоценозов, в структуре которых участвует зеленомошный покров, коэффициент парной корреляции для системы "травяно-кустарничковый ярус–глубина протаивания" (0.48) становится равным коэффициенту парной корреляции между сомкнутостью крон и глубиной протаивания (0.48). Кроме того, отмечается возрастание зависимости проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса от сомкнутости леса общей (0.72) и рост влияния условий среды – глубины протаивания (0.48) на развитие этого яруса фитоценоза, хотя влияние сомкнутости крон древостоя на проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса остается прежним (0.41). В целом возрастание значений сомкнутости леса общей обычно наблюдается в восстанавливающихся, испытавших частичное нарушение биогеоценозах за счет увеличения доли подлеска и(или) яруса возобновления, и(или) мохового покрова. Исключением являются определенные местопроизрастания, где развитие подлеска предопределено местными факторами. В пределах склонового типа местности между сомкнутостью леса общей и глубиной протаивания имеется слабо выраженная прямая зависимость.

Изменения сомкнутости леса общей главным образом в сторону ее уменьшения, по сравнению с коренными фитоценозами, характерны для лесов межаласного типа местности в районе полигона Спасская падь. Выборка представлена в основном восстанавливающимися ландшафтными комплексами, испытавшими в относительно недавнем прошлом (от 30 до 50 лет) большое по площади и разнообразное по интенсивности воздействие пожаров и вырубок. Сомкнутость крон древостоя в этих фитоценозах изменяется от 0 до 0.9 (среднее значение 0.57), проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса – от 5 до 60 % (среднее значение 28 %), сомкнутость леса общая – от 75 до 170 % (среднее значение 101 %). Подлесок здесь развит в 30 % насаждений, подрост в 5 %, лишайникового покрова нет, моховый покров развит только в двух фитоценозах, представляющих начальные стадии восстановления биогеоценозов.

Данные статистической обработки показывают наличие лишь слабого влияния на глубину протаивания со стороны сомкнутости леса общей. Между ними существует обратная связь, так как коэффициент парной корреляции равен 0.28. В качестве опосредованных связей можно рассматривать глубины протаивания с сомкнутостью крон древостоя и проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса через сомкнутость леса общую на основе имеющихся между тремя последними показателями парных коэффициентов корреляции. Поскольку сомкнутость леса общая имеет обратную связь с сомкнутостью крон древостоя (–0.49) и прямую связь с проективным покрытием травяно-кустаричкового яруса (0.54), влияния этих показателей, по-видимому, гасят друг друга, что выражается в невысоком значении коэффициента парной корреляции для глубины протаивания и сомкнутости леса общей. Это вполне закономерно, так как при имеющихся здесь изменениях ярусов фитоценозов ведущую роль в динамике мерзлотных ландшафтов при значительных нарушениях играют восстановительные сукцессии, т. е. в подобных случаях необходимо применение сукцессионного подхода для ее изучения и криоиндикации. При этом одним из критериев, существенно облегчающих распознавание переходов биогеоценоза из одной стадии развития в другую и определение принадлежности фитоценоза к конкретной стадии (как для возрастных, так и для восстановительных сукцессий), является изменение сомкнутости леса общей, увеличение которой отмечается преимущественно в следующих случаях: для перестойных (климаксовых) коренных биогеоценозов; для насаждений с вертикальным типом сомкнутости крон; для ряда начальных стадий возобновления после воздействия.

Уменьшение сомкнутости леса общей обычно наблюдается в фитоценозах в целом с выраженной горизонтальной сомкнутостью крон и одноярусным строением древостоя: для сильно сомкнутых насаждений; для средневозрастных и приспевающих лесов; для значительно изреженных спелых и перестойных лесов.

Результаты статистической обработки показателей биогеоценозов межаласного типа местности в районе полигона Юкэчи несколько отличаются от данных по межаласным биогеоценозам Спасской пади. Для фитоценозов, представленных в выборке по Юкэчинскому полигону, характерна вариация сомкнутости крон древостоев от 0 до 0.9 (среднее 0.52), проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса от 0 до 80 % (среднее 48 %), сомкнутости леса общей от 50 до 220 % (среднее 122 %). Подлесок развит в 25 %, ярус возобновления в 30 %, моховой покров в 30 % насаждений выборки. Лишайники в фитоценозах полигона не представлены. Коэффициенты парной корреляции между глубиной протаивания и характеристиками фитоценозов свидетельствуют о существовании обратной связи и имеют следующие значения: для сомкнутости леса общей около –0.42, для покрытия мохового покрова около 0.36, для проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса около 0.33. Проверка коэффициентов парной корреляции глубин протаивания с сомкнутостью леса общей и проективным покрытием травяно-кустарничкового яруса показала, что они значимы. Очищенные коэффициенты парной корреляции для этих факторов

имеют значения 0.315 и –0.189 соответственно, что свидетельствует о наличии тесной связи лишь между глубиной протаивания и сомкнутостью леса общей.

В целом из результатов статистической обработки следует, что между глубиной протаивания и отдельными характеристиками фитоценозов имеются в разной степени выраженные связи. Наиболее тесные связи выявлены при анализе данных выборки для склонового типа местности полигона Спасская падь с сомкнутостью крон древостоя, а для межаласного типа местности полигона Юкэчи с сомкнутостью леса общей. Сомкнутость крон основного древостоя может служить дополнительным критерием выделения единиц крупномасштабного мерзлотно-ландшафтного картографирования не только в пределах склонового типа местности, но и для лиственничных и сосновых биогеоценозов песчано-грядового типа местности. Колебания значений сомкнутости леса общей, отражающей особенности дифференциации мерзлотных ландшафтов в пределах межаласного типа местности, свидетельствуют о преобладании влияния сукцессионных процессов на динамику мерзлотной составляющей в подобных природных комплексах, т. е. о необходимости учета и применения при изучении и картографировании сукцессионного подхода.

Сукцессионная изменчивость и индикация геокриологических характеристик

Изучение особенностей сукцессионных восстановительных и возрастных смен лесных биогеоценозов в пределах мониторинговых полигонов показало, что определенное криоиндикационное значение в исследованиях динамики мерзлотных ландшафтов имеют стадии восстановления и развития фитоценозов. Результаты анализа материалов ландшафтной съемки и карт современного состояния ландшафтов полигонов, а также данные статистической обработки показателей биогеоценозов свидетельствуют, что окрестности полигонов отличаются друг от друга по характеру возобновления после нарушений, т. е. имеются региональные закономерности в развитии лесных биогеоценозов, представляющих одну и ту же классификационную ландшафтную единицу – межаласный тип местности. Для отражения особенностей стадиального развития мерзлотных ландшафтов лесопокрытой части каждого полигона после нарушения были составлены таблицы, в которых указывались характеристики каждой имеющейся стадии развития. Анализ результатов статистической обработки этих данных и составленных в результате обобщений схем сукцессий позволил определить криоиндикационную роль сукцессионных смен в целом и стадий в частности, а также составить криоиндикационные таблицы, отражающие основные сукцессионные характеристики лесных биогеоценозов.

Сукцессии мерзлотных ландшафтов в районе полигона Умайбыт. Участок полигона, на котором в настоящее время проводятся мониторинговые исследования, находится в пределах Центральной Якутии на левом берегу р. Лены в 15 км к юго-западу от г. Покровск и в 5 км к западу от пос. Мохсоголох Хангаласского улуса. Ландшафты, представленные на территории полигона, развиты на ледовом комплексе Абалахского уровня.

Впервые мерзлотно-ландшафтные исследования на фациальном уровне здесь были проведены в 1981-1983 гг. Было установлено, что в ландшафтной структуре участвуют ПТК, представляющие межаласный и аласный типы местности, и составлены карты типов фаций и типов урочищ масштаба 1:10 000. Всего выделено 18 типов фаций, которые объединены в 7 групп [Федоров, 1985, 1991].

С 1993 г. на этом полигоне были возобновлены и регулярно осуществляются режимные наблюдения. Разнонаправленные изменения, которые произошли здесь за 10 лет свидетельствуют о большой роли фитоценотических восстановительных сукцессий в динамике геокриологической составляющей среднетаежных мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии [Федоров, 1996]. На фоне меняющейся климатической обстановки в направлении смягчения условий послепожарные биогеоценозы в стадии жердняка отличаются стабильностью и неизменностью показателей, восстанавливающиеся биогеоценозы старых вырубок (50-летних и более) продолжают "выхолаживаться", а свежих (10-летних) "растепляются".

В период с 1995 по 1998 г. на этой территории проведено маршрутное ландшафтное обследование современного состояния лесных биогеоценозов в целях обновления имеющихся мерзлотно-ландшафтных карт на основе результатов натурных наблюдений и дешифрирования дистанционных материалов с изучением особенностей стадий сукцессионных смен фитоценозов, представленных в районе полигона.

Межаласный тип местности в этой части Центральной Якутии преимущественно представлен антропогенными модификациями этого ПТК. Основной вид нарушений – выборочные, постепенные и сплошные вырубки, которые, в отличие от района полигона Спасская падь, лишь местами сопровождались палами. В площадном отношении преобладают лесные биогеоценозы, испытавшие постепенные вырубки.

Значительную часть территории занимают и восстанавливающиеся после сплошных вырубок лесные биогеоценозы. Лесные биогеоценозы с постпирогенной динамикой, которые уже находятся в стадии приспевания, встречаются редко и занимают небольшие по площади участки. В лесных фитоценозах таких фаций были отмечены сукцессионные процессы – выпадение березы.

За прошедшее после ландшафтной съемки время в ландшафтной структуре на большой части территории произошли кардинальные изменения – лесные биогеоценозы были уничтожены под пашни, т. е. появились длительно-производные антропогенные ландшафты. На небольших участках коренные леса были вырублены, а часть приспевающего древостоя сгорела во время довольно интенсивного пожара, так как основной древостой либо выпал, либо высох на корню.

Для участков вырубок характерен в основном березовый ряд восстановления, который происходит в двух направлениях: 1) чистые березняки с березовым возобновлением; 2) березняки с примесью лиственницы или с лиственничным возобновлением. На месте старых пожаров, где восстановление происходило по типу лиственничной и лиственничной с примесью березы чащи, в настоящее время распространены мертвопокровные лист-

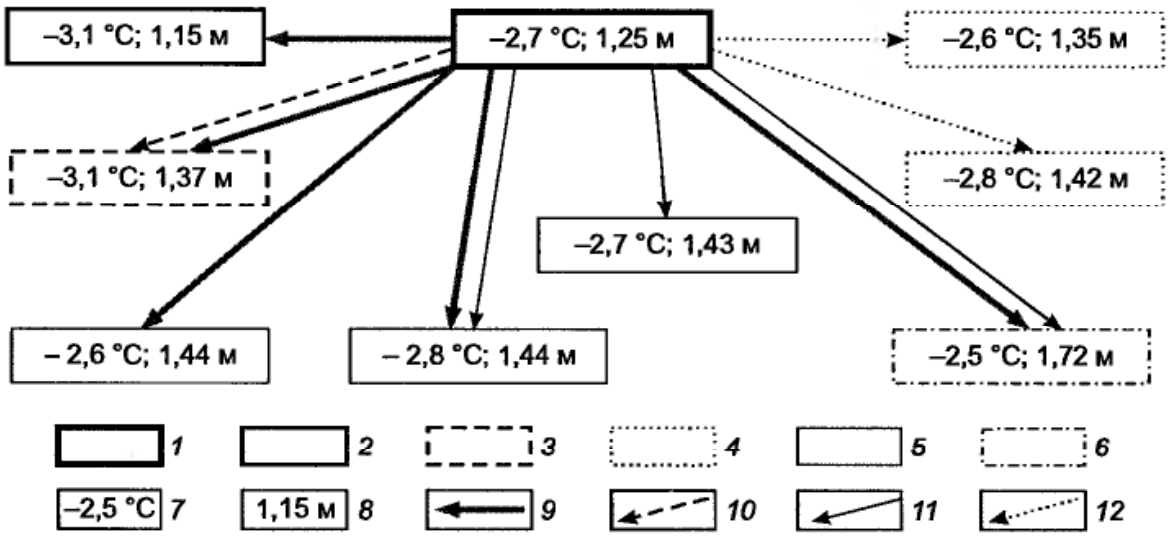


Рис. 4.6. Геокриологические сукцессии лесных биогеоценозов полигона Умайбыт.

1 – коренные лиственничники вейниково-брусничные; *2* – лиственничники тонкоствольные осочковые и грушанково-разнотравно-мертвопокровные; *3* – лиственничники с примесью березы гераниево-осочковые (на постепенных вырубках); *4* – лиственничный лес брусничный (вырубка 1980-х гг.); *5* – березняки с примесью лиственницы разнотравно-брусничные и разнотравно-осоковые (на сплошных вырубках и гарях, старше 50 лет); *6* – березняки разнотравно-осоковые (на сплошных вырубках, старше 50 лет); *7* – температура горных пород; *8* – шлубина протаивания; *9* – пал или пожар; *10* – сплошная вырубка; *11* – постепенные вырубка; *12* – выборочная вырубка.

венничные тонкоствольники. Двадцатилетняя гарь на месте жердняка восстанавливается по типу лиственнично-березового мелколесья с повышенной сомкнутостью возобновляющегося древостоя и полным отмиранием исходного насаждения. Среди типов леса преобладают леса брусничной группы с участием разнотравья, вейника и осок. Анализ особенностей влияния характера нарушения, типов смен и процессов восстановления на динамику мерзлотной составляющей лесных биогеоценозов на территории полигона Умайбыт показал следующее (рис. 4.6).

1. Биогеоценозы, восстанавливающиеся после сплошных рубок по березовому типу отличаются друг от друга геокриологическими характеристиками в зависимости от состава и густоты яруса возобновления – подроста, в биогеоценозах с лиственничным возобновлением глубины протаивания меньше, а температура пород ниже, чем в случае березового возобновления.

2. Смешанные березово-лиственничные биогеоценозы, развивающиеся после постепенной вырубки с палом, но с густым подростом имеют меньшие глубины протаивания и более низкую температуру грунтов, чем сходные по составу, возрасту, характеру воздействия биогеоценозы без подроста.

3. Свежие выборочные вырубки (15-летней давности) при одинаковой сомкнутости крон остаточного древостоя различаются по геокриологическим характеристикам в зависимости от процента вырубленных деревьев – вырубки с большим количеством изъятых стволов отличаются большей глубиной протаивания, что может быть связано и с меньшей сомкнутостью крон исходного древостоя.

4. Березовые биогеоценозы здесь имеют показатели глубин протаивания, близкие характеристикам аналогичных по возрасту восстановления и характеру нарушения межаласных биогеоценозов в районе полигона Спасская падь, т. е. сукцессионные смены восстанавливающихся в этом направлении участков ПТК – геокриологические сукцессии, в пределах этих двух полигонов сходны.

Сукцессионная изменчивость мерзлотных ландшафтов в районе полигонов Спасская падь и Нэлегер. Ландшафтная структура в районе этих полигонов отличается разнообразием и пестротой. На восстанавливающихся участках в площадном отношении преобладают биогеоценозы, испытавшие несколько типов или сочетание типов нарушений, кроме того, встречаются фации с однократным и неоднократным воздействием "экзогенных" факторов на лесные фитоценозы. Восстановление исходной ландшафтной структуры в пределах участков ПТК, лесные фитоценозы которых были вырублены, идет по нескольким схемам: длительной, начинающейся со смешанных с березой лиственничных, затянуто длительной – с практически чистых березовых, короткой – с лиственничных, а для ряда сухих местопроизрастаний песчано-грядового типа местности с сосновых мелколесий. Для биогеоценозов, насаждения которых пройдены палами и низовыми пожарами или частично вырублены, отмечены изменения в вертикальной структуре фитоценозов и геокриологических характеристиках.

В пределах полигона Нэлегер развиты биогеоценозы межаласья, которые представлены в основном лиственничными и производными от них насаждениями с участием в ландшафтной структуре фаций с лесами всех возрастных групп. Перестойные насаждения относятся в основном к лимнасово-брусничной группе типов леса, хотя встречаются и фитоценозы брусничной группы. Спелые леса преимущественно лимнасово-брусничные, среди которых имеются фации злаково-брусничной группы типов леса. Эта возрастная группа насаждений имеет в основном нарушенную палами и низовыми пожарами фитоценотическую структуру, поэтому в значительной степени и на большой площади мертвопокровна. Приспевающие леса широко развиты. Для них характерны смешанный состав древостоя и из-за высокой сомкнутости крон основного древостоя мертвопокровность. Средневозрастные насаждения относятся к брусничной, злаково-брусничной и лимнасово-брусничной группам типов лесов. Они представлены разнотравными и мертвопокровными разновидностями. Для березняков характерно участие в ассоциациях разнотравья, реже вейника и осок, а также наличие мертвопокровных участков. Биогеоценозы на месте свежих гарей (10- и 15-летних) отличаются развитием практически сплошного вейниково-лимнасово-бруснично-зеленомошного покрова. Кроме таких участков типы леса, представляющие зеленомошную группу типов лесов, в пределах межаласья полигона практически не встречаются.

Песчано-грядовый тип местности, доминирующий в районе полигона Спасская падь, отличается развитием на его поверхности как лиственничных и производных от них типов леса, так и сосновых древостоев. Лиственничные биогеоценозы представлены всеми возрастными группами и

следующими группами типов леса: лимнасово-брусничной, брусничной, злаково-брусничной, толокнянково-брусничной, багульниково-брусничной, злаково-багульниково-брусничной, бруснично-зеленомошной. Наиболее распространены лимнасово-брусничные и брусничные типы леса. Характерно участие арктоуса в составе ассоциаций, часто встречается грушанка, обильно развито разнотравье. Сырые местопроизрастания заняты ассоциациями преимущественно с участием багульника, реже осоки. Восстановительные сукцессии здесь происходят в основном через стадии березово-лиственничных и лиственнично-березовых насаждений, имеется обширный ареал чистых березняков. Вертикальная структура перестойных и спелых лесов, как правило, расстроена и отличается многоярусностью основного древостоя и большой долей мертвопокровности. Сосновые биогеоценозы в пределах этого типа местности представлены спелыми насаждениями лимнасово-бруснично-толокнянковых, толокнянково-лишайниковых и лимнасово-толокнянковых групп типов леса. Биогеоценозы склонового типа местности в районе этого полигона дифференцируются в зависимости от принадлежности к теплым или холодным экспозициям соответственно на сосновые и смешанные с сосной древостои или на лиственничные и производные от них насаждения. Для преимущественно перестойных, спелых и приспевающих насаждений сосновых биогеоценозов теплых склонов характерны толокнянковые, лимнасово-толокнянковые, толокнянково-брусничные и голубично-багульниково-толокнянковые группы типов леса. Лиственничные насаждения холодных склонов представлены всеми возрастными группами и в основном брусничными, осоково-брусничными, лимнасово-брусничными и злаково-бусничными группами типов леса, кроме которых встречаются багульниково-брусничные, багульниково-бруснично-зеленомошные и бруснично-шикшиевые типы леса.

По данным натурных наблюдений были изучены особенности влияния фитоценотических восстановительных сукцессионных изменений на геокриологические характеристики мерзлотных ландшафтов, подвергшихся наиболее распространенным в пределах Центральной Якутии площадным видам воздействия – вырубке и пожарам. В качестве необратимых, медленных геоморфологических сукцессий биогеоценозов рассматривались представляющие парагенетические ландшафтные комплексы группы в ранге типов урочищ, как стадии эколого-генетических (ландшафтно-генетических) рядов. При обобщении имеющихся материалов и анализе компонентного состава ландшафтов были установлены типы леса, выделены подгруппы и группы типов лесов, участвующих в растительном покрове исследуемого района. Составлены таблицы с характеристиками стадий восстановления и сукцессионные схемы, на основе которых изучалась криоиндикационная роль сукцессий для лесопокрытых площадей с учетом ландшафтных условий произрастания (экотопов). В процессе изучения взаимосвязи между параметрами геокриологической обстановки и геоботанической составляющей ландшафтов установлено, что индикаторами фациального уровня являются: состав, структура и возраст древостоя, ярусность насаждения, качественные и количественные характеристики

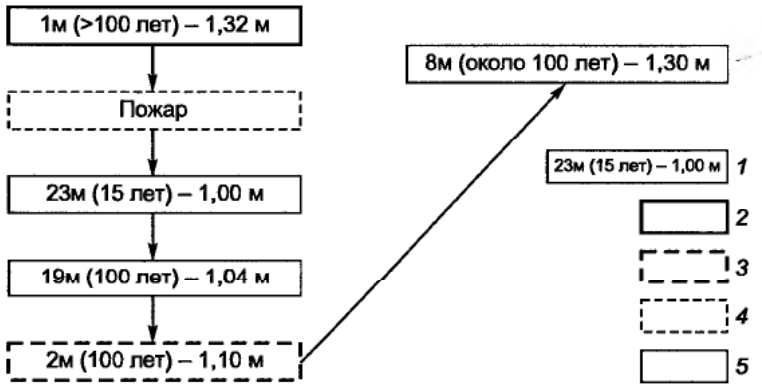


Рис. 4.7. Пирогенный динамический ряд лиственничного межаласья полигона Нэлегер.

1 – индекс стадии развития, возраст, глубина протаивания; *2* – коренной тип фации; *3* – условно коренной тип фаций; *4* – фактор воздействия; *5* – производные типы фаций.

других ярусов лесных фитоценозов и экотопов; на уровне урочищ – тип леса, возраст и состав древостоя, качественные характеристики ярусов фитоценоза, на уровне групп типов урочищ: состав древостоя – подгруппа типов леса – категория насаждения; на уровне тип–подтип местности: состав древостоя – группа типов леса. По существу, все эти криоиндикаторы в ранге группы типов урочищ и ниже являются характеристиками восстановительных, возрастных или геоморфологических сукцессий фитоценозов. Анализ показателей различных биогеоценозов показал, что наиболее распространенными и криоиндикационно значимыми являются возрастные восстановительные сукцессии (рис. 4.7, 4.8). Особенно большое значение они имеют для межаласного типа местности. При этом независимо от вида воздействия для биогеоценозов *межаласья* с нарушенными перестойными и спелыми насаждениями характерен интервал вариации значений глубин протаивания от 0.87 до 1.17 м, приспевающими березово-лиственничными насаждениями – от 1.24 до 1.30 м, средневозрастными березово-лиственничными и лиственнично-березовыми древостоями – от 1.00 до 1.04 м. В биогеоценозах с березняками глубины протаивания изменяются от 1.42 до 1.52 м. В пределах свежей гари на межаласном типе местности полигона Нэлегер глубина протаивания не превышает 1.00 м (табл. 4.19).

На участках развития лиственничных биогеоценозов для песчано-грядового типа местности кроме возрастных изменений в ряде случаев отмечается влияние состава насаждений, вида нарушений и типа леса (экотопа). Чистые лиственничные биогеоценозы с перестойными и спелыми лесами в возрасте более 100 лет свежих местопроизрастаний отличаются одинаковыми глубинами протаивания в интервале 1.30–1.36 м. Для биогеоценозов сухих местопроизрастаний, занятых спелыми лиственничными лесами моложе 100 лет и приспевающими лиственничниками, характерны вариации глубин протаивания от 1.69 до 1.85 м. При этом спелые лиственничные биогеоценозы моложе 100 лет свежих местопроизрастаний име-

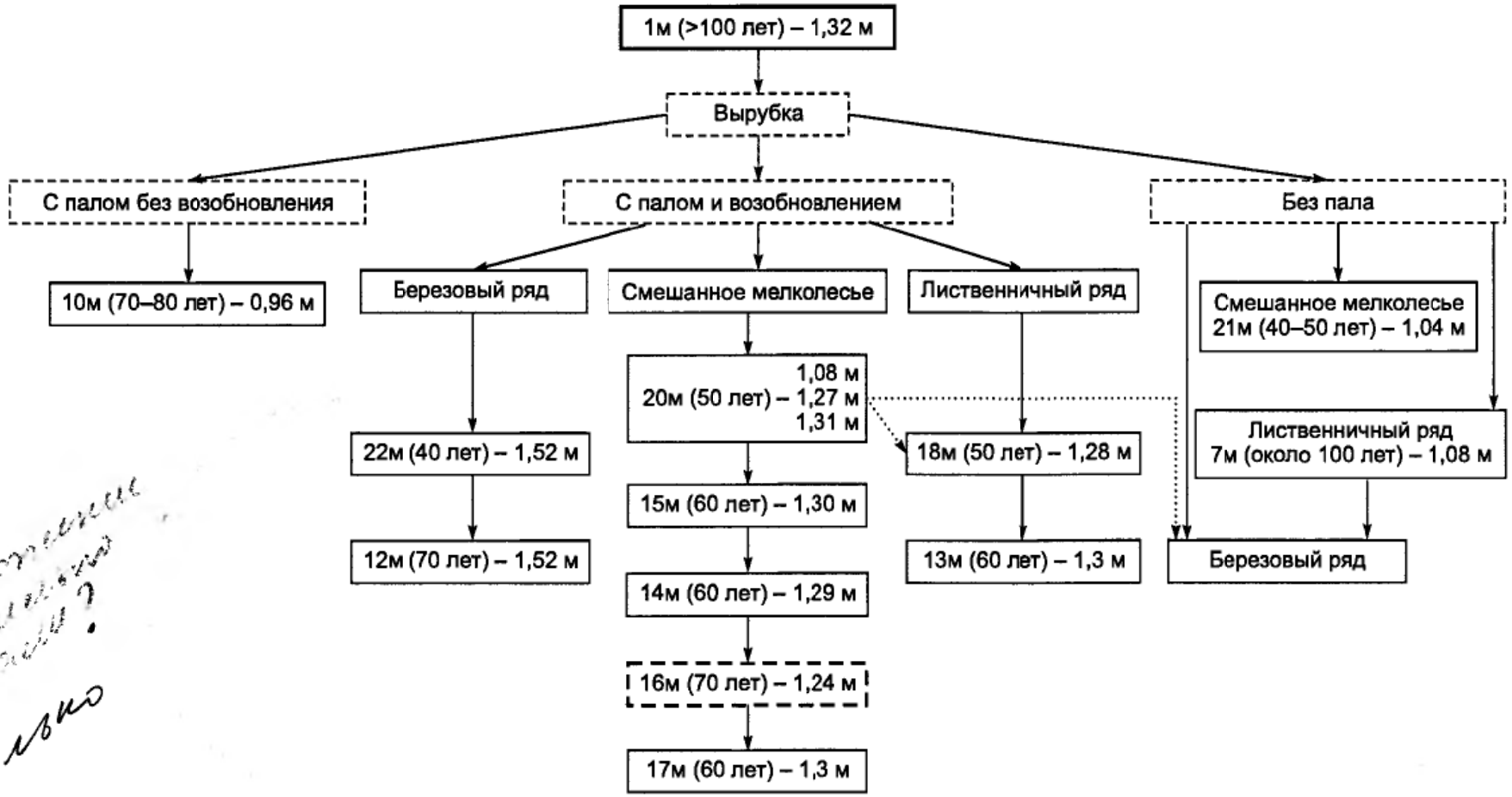


Рис. 4.8. Динамический ряд вырубок лиственничного межаласья.
Условные обозначения см. на рис. 4.7.

Таблица 4.19

Глубины протаивания под лесами разных возрастных групп в пределах межаласного типа местности (по данным за 1995–1997 гг., полигон Нэлегер)

Возраст фитоценоза, лет	Формация	Возрастная категория насаждения	Тип воздействия	Группа типов леса	Глубины протаивания, м
>100	Лиственничный лес	Перестойный	Коренной лес	Лимнасово-брусничная	1.30 –1.35
>100	То же	То же	Старый пал	Брусничная	0.87–1.15
>100	»	»	Свежий пал	Лимнасово-брусничная	0.87–1.15
>100	»	Спелый	Старый и свежий пал	То же	0.87–1.15
>100	»	То же	Старый пал	»	0.87–1.15
>100	»	»	Свежий пал	»	0.87–1.15
>100	»	»	Старый и свежий пал	»	0.87–1.15
>100	»	»	Выборочная вырубка	Злаково-брусничная	0.87–1.15
>100	»	»	Старый пал	Лимнасово-брусничная	0.87–1.15
>100	»	»	Пал по вырубке	То же	0.87–1.15
50–100	Березово-лиственничный лес	Приспевающий	То же	Мертвопокровная	1.24 –1.30
50–100	То же	То же	»	То же	1.24 –1.30
50–100	»	»	»	Злаково-брусничная	1.24 –1.30
50–100	»	»	Старый и свежий пал	То же	1.24 –1.30
50–100	»	Средневозрастной	Пал по вырубке	»	1.24 –1.30
<50	»	То же	Вырубка	Лимнасово-брусничная	1.00 –1.04
<50	Лиственнично-березовое мелколесье	Молодняк	Гарь	Злаково-брусничнo-зеленомошная	1.00 –1.04
50–100	Березовый лес	Перестойный	Вырубка	Лимнасово-брусничная	1.42 –1.52
50–100	То же	Спелый	Пал по вырубке	Мертвопокровная	1.42 –1.52
<50	»	То же	То же	То же	1.42 –1.52

ют глубину протаивания порядка 1.55 м, а в случае развития приспевающих насаждений на сырых и свежих местопроизрастаниях глубина протаивания варьирует от 1.23 до 1.32 м.

Для занимающих свежие местопроизрастания средневозрастных лиственничных биогеоценозов характерно изменение глубины протаивания от 1.14 до 1.26 м, в то же время на сырых местопроизрастаниях под лесами

этого же возраста грунты протаивают на глубину не более 1.00 м. То есть для чистых лиственничных насаждений криоиндикационное значение имеют возраст насаждения и экотоп. В случаях смешанных с березой насаждений интервалы глубин протаивания в основном контролируются составом, возрастом насаждения и видом нарушения.

На свежих местопроизрастаниях под спелыми березово-лиственничными лесами моложе 100 лет грунты протаивают до глубины 1.55 м. Под средневозрастными лесами и молодняками такого же состава глубина протаивания изменяется от 1.12 до 1.16 м. В данном случае главным образом влияет возраст и в меньшей степени условия местопроизрастания исходного фитоценоза. В случаях развития лиственнично-березовых древостоев криоиндикационное значение имеет только вид нарушения. Глубина протаивания в березовых биогеоценозах песчано-грядового типа местности в районе полигона Спасская падь контролируется возрастом и типом леса. Под спелыми насаждениями она изменяется от 1.30 до 1.43 м, под злаково-разнотравными приспевающими – от 1.55 до 1.60 м, под приспевающими лимнасово-толокнянковыми и грушанковыми группами типов леса – от 1.25 до 1.26 м, под средневозрастными вне зависимости от типа леса – от 1.67 до 1.68 м. Глубины протаивания под сосновыми насаждениями песчано-грядового типа местности изменяются в зависимости от типа леса. Для парагенетических комплексов или геоморфологических сукцессий характерна зависимость глубины протаивания от условий местопроизрастания в целом – приуроченности фитоценоза к определенной группе типов урочищ, т. е. к конкретной ландшафтной единице. Для биогеоценозов холодных склонов отмечается связь с экотопом в более узком смысле, так как глубины протаивания здесь меняются в зависимости от принадлежности фитоценоза к группе типов леса свежих, либо сырых местопроизрастаний.

Характер сукцессий мерзлотных ландшафтов в районе мониторингового полигона Юкэчи. Полигон находится на правом берегу р. Лены в пределах Абалахской равнины в 14 км к восток-северо-востоку от с. Майя Мегино-Кангаласского улуса. Ландшафтная структура представлена межаласным и аласным типами местности. На межаласном типе местности имеются как небольшие, так и достаточно обширные участки старых неиспользуемых в настоящее время пашен, которые до сих пор заняты суходольными лугами. Остальная часть межаласного типа местности покрыта лиственничными лесами, которые в разное время подвергались пирогенному воздействию и вырубке. В процессе исследований установлено, что в случае возобновления лесного покрова восстановление свойств и состояние литогенной основы нарушенных ПТК в исследуемом регионе определяется в основном стадиями развития лиственничников. Чистые и смешанные с березой насаждения встречаются редко и занимают небольшие участки. Нарушения в основном старые - вырубки частичные или выборочные, многие лесные биогеоценозы имеют выраженные следы и признаки пожаров, участие березы частое, но ограниченное в доле до примеси. Во многих древостоях она либо уже выпала, либо выпадает в настоящее время. Лесопокрытые ПТК межаласья этого полигона отличаются от лесных биогеоцено-

зов других полигонов текущими или прошедшими недавно сукцессионными сменами. Для района в целом характерно участие в структуре насаждений сосны в виде примеси к основному древостою и местами к ярусу возобновления. Перестойные и спелые насаждения в основном двухъярусные, а приспевающие, средневозрастные и молодняки одноярусные. Доминируют спелые и приспевающие древостои. Средневозрастных, перестойных насаждений и молодняков сравнительно мало. Возраст древостоев более 100, 90, 70 или 60 лет.

Преобладают биогеоценозы, представляющие лимнасово-брусничные, бруснично-зеленомошные, лимнасово-толокнянково-брусничные, брусничные, злаково-бруснично-зеленомошные типы леса. Гораздо реже встречаются злаково-брусничные, толокнянково-брусничные, багульниково-брусничные, осоково-брусничные, лимнасово-багульниково-бруснично-зеленомошные и мертвопокровные типы леса. Эти биогеоценозы дифференцируются на две группы типов лесов – свежих и сырых местопроизрастаний. К свежим относятся доминирующие в лесном покрове лимнасово-брусничные, а также толокнянково-брусничные, брусничные, лимнасово-толокнянково-брусничные и злаково-брусничные типы леса. Долевое участие таких биогеоценозов в ландшафтной структуре значительно большее, чем ПТК с лесными фитоценозами с выраженным участием осоки, зеленых мхов и багульника, относящихся к группе типов леса сырых местопроизрастаний. Среди последних доминируют бруснично-зеленомошные леса. Леса сырых местопроизрастаний встречаются в покрытых лесом частях ложбинообразных понижений межаласья и краевых аласов, а также на бортах аласов холодных экспозиций. Характерным для лесных фитоценозов ПТК района полигона Юкэчи является довольно частое и выраженное участие в структуре травяно-кустарничкового яруса толокнянки и редкое арктоуса. Криоиндикационное значение имеют возрастные различия лесных биогеоценозов, в пределах отдельных возрастных стадий (более 120, около 100 и 70 лет) отмечается выраженная дифференциация геокриологических условий по типам местопроизрастания, а для стадий 90 и менее 70 лет такая закономерность не наблюдается. В целом объединение лесных биогеоценозов, представленных в пределах межаласья полигона, в возрастные группы насаждений и более дробное подразделение этих групп позволяет сократить интервал индицируемых глубин протаивания. Вариация значений при этом не превышает 5–10 см. Следует особо отметить, что криоиндикационное значение большинства биогеоценозов такое же, как и на полигоне Нэлегер, лишь участки межаласного типа местности, занятые березовыми фитоценозами, отличаются здесь значительно большими глубинами протаивания по сравнению с подобными им ПТК, участвующими в ландшафтной структуре полигонов левобережья р. Лены. Кроме того, пирогенное воздействие 20- и 10-летней давности на лесные биогеоценозы этого полигона привело не к уменьшению, как в представленных на территории других полигонов подобных им фациях, а к увеличению глубин протаивания до 1.45–1.50 м. Леса Центральной Якутии обладают спецификой, обусловленной засушливостью климата этой территории, что

затрудняет развитие мхов. Поэтому результаты статистической обработки характеристик лесных мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии позволили выявить, что между глубиной протаивания и отдельными характеристиками вертикальной структуры фитоценозов имеются в разной степени выраженные связи. Установлено, что сомкнутость крон основного древостоя оказывает влияние на глубину протаивания и дифференциацию ландшафтов. В результате анализа материалов натурных исследований получено, что на геокриологическую составляющую мерзлотных ландшафтов влияют породный и возрастной состав лесных насаждений, типологическая принадлежность лесных биогеоценозов, густота и состав подроста, тип вертикальной сомкнутости древостоя. Характеристики восстанавливающихся лесных биогеоценозов меняются по мере развития и перехода из одной стадии в другую, т. е. во времени, и поэтому в результате сукцессии фитоценозов происходят геокриологические сукцессии. Значения глубины сезонного протаивания, температуры на подошве слоя годовых теплооборотов не являются стабильными, так как в значительной степени зависят от изменчивости характеристик лесных фитоценозов. Значительность размеров площадей территории криолитозоны, занятых лесами, которые находятся в стадии восстановления, что свидетельствует о масштабности процесса геокриологических сукцессий в ее пределах, необходимости изучения изменчивости геокриологической обстановки на основе сукцессионого подхода.

При сохранении климатической тенденции (для периодов похолодания либо потепления) на основе карт современного состояния ландшафтов можно составлять ретроспективные карты или карты восстановленных лесных биогеоценозов, т. е. прогнозного содержания, с использованием инверсии индикационных позиций (табл. 4.20) для конкретного участка ландшафта при переходе его фитоценоза в следующую стадию восстанов-

Таблица 4.20

Криоиндикационное значение фаций межаласного типа местности полигона Юкэчи

Номер усл. обозначения (см. рис. 4.10)	Тип современного лесного фитоценоза	Возраст, лет	Глубина протаивания, м
5	Коренные лиственничные леса брусничные	>100	1.20
6	Лиственничные леса брусничные с примесью березы на старых выборочных вырубках	>100	1.34
7	Лиственничные и березово-лиственничные леса брусничные и бруснично-зеленомошные	50–100	1.30–1.35
8	Лиственничные леса брусничные, местами с примесью березы брусничные и разнотравно-брусничные, послепожарные перегущенные	Около 50	1.05–1.15
9	Лиственничные леса на выборочной вырубке 1940-х гг.	> 100	1.22–1.28
10	Лиственнично-березовые и березовые леса разнотравно-брусничные и злаково-брусничные	Около 50	1.80

ления. Для иллюстрации влияния сукцессий лесных фитоценозов на глубину протаивания рассмотрим карты, отражающие пространственно-временные особенности воздействия пирогенного фактора и восстановительных послепожарных сукцессий на территории полигона Юкэчи (рис. 4.9–4.12). При этом следует отметить, что для выявления особенностей динамики природных объектов необходимо изучение их состояния. Есть два методических приема: наблюдение за одним объектом на протяжении длительного времени; синхронное наблюдение за подобными друг другу объектами, находящимися в разных стадиях развития или восстановления. При проведении мониторинговых исследований требуется выполнение условий, обеспечивающих сопоставимость данных, возможность сравнения результатов, единство сроков наблюдений и т. д. Этим требованиям более удов-

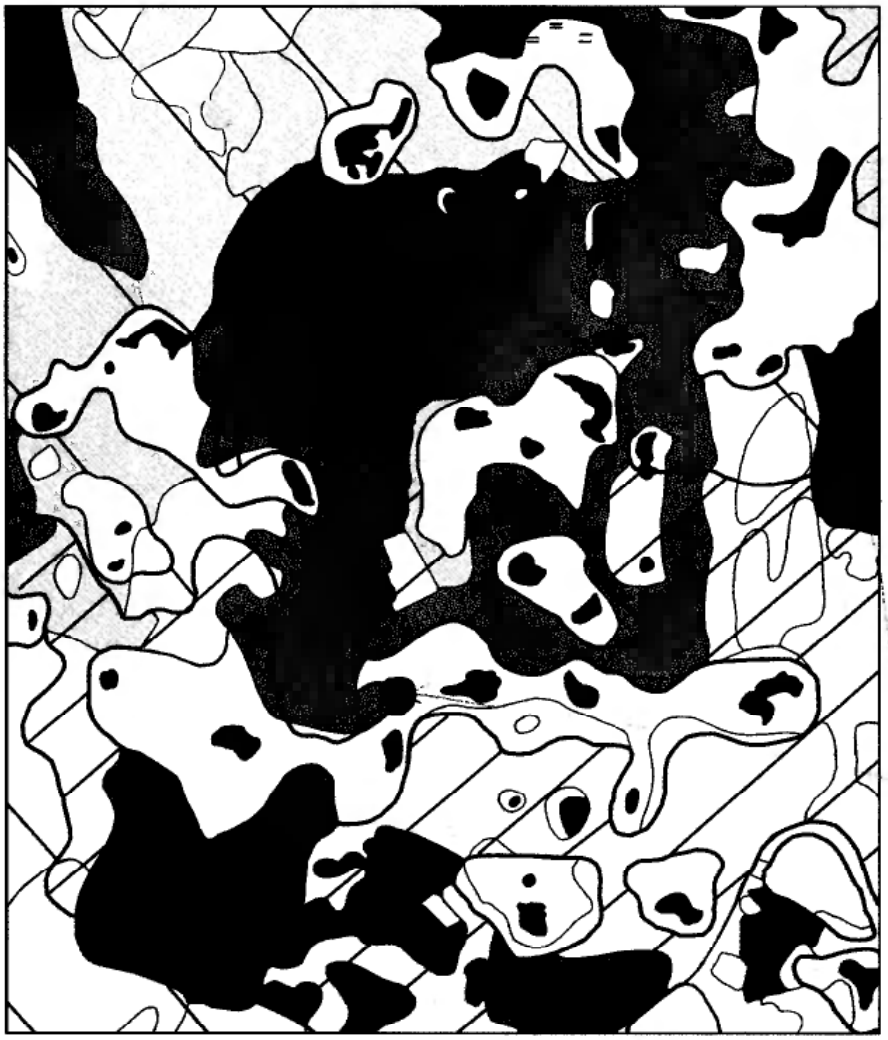


Рис. 4.9. Период пирогенного воздействия на лесные биогеоценозы полигона Юкэчи.

Гари: *1* – конца XVIII в.; *2* – начала XIX в.; *3* – второй половины XIX в.; *4* – конца XIX в.; *5* – начала XX в.; *6* – первой половины XX в., *7* – второй половины XX в.

ления. Для иллюстрации влияния сукцессий лесных фитоценозов на глубину протаивания рассмотрим карты, отражающие пространственно-временные особенности воздействия пирогенного фактора и восстановительных послепожарных сукцессий на территории полигона Юкэчи (рис. 4.9–4.12). При этом следует отметить, что для выявления особенностей динамики природных объектов необходимо изучение их состояния. Есть два методических приема: наблюдение за одним объектом на протяжении длительного времени; синхронное наблюдение за подобными друг другу объектами, находящимися в разных стадиях развития или восстановления. При проведении мониторинговых исследований требуется выполнение условий, обеспечивающих сопоставимость данных, возможность сравнения результатов, единство сроков наблюдений и т. д. Этим требованиям более удов-

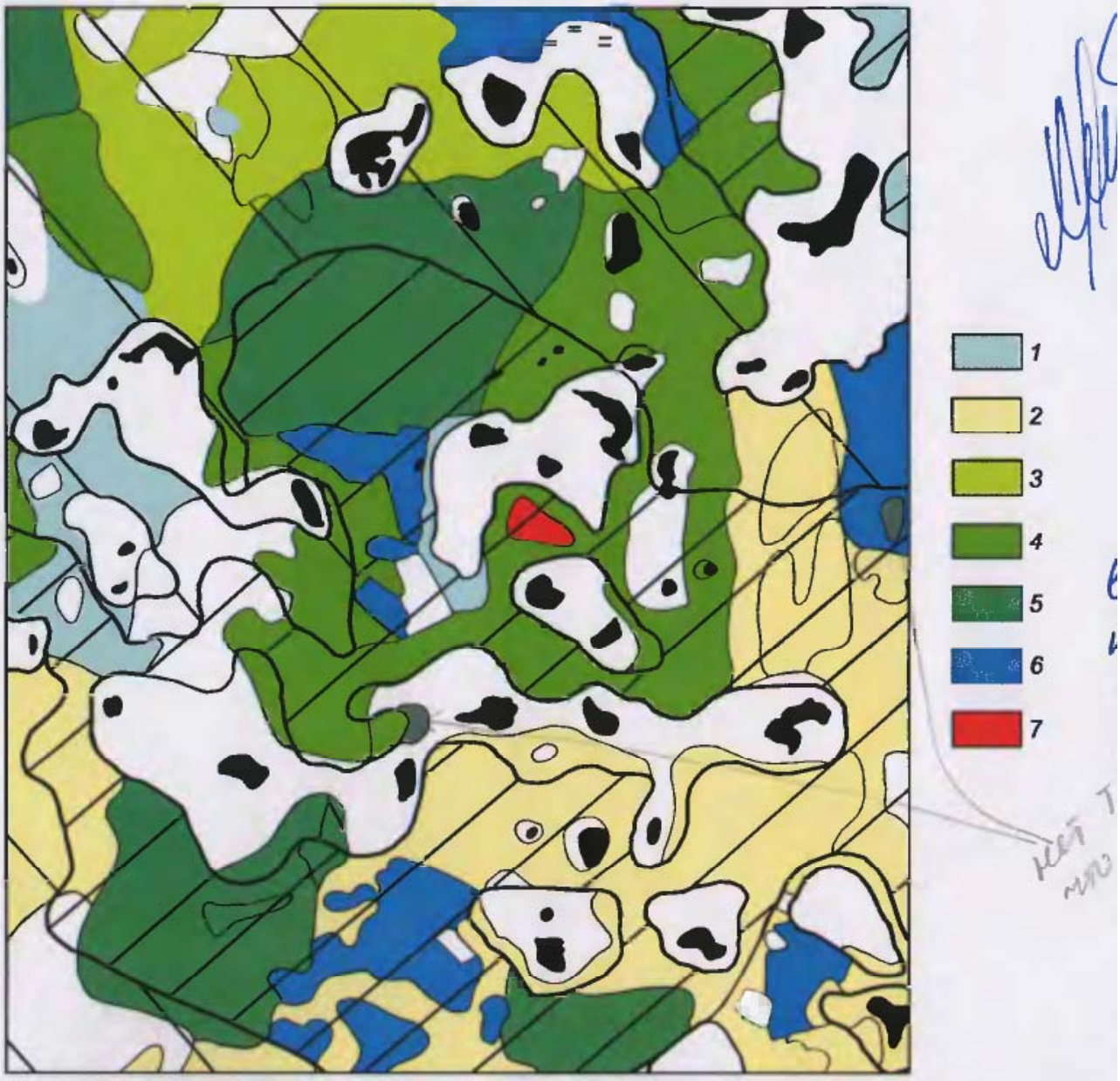


Рис. 4.9. Период пирогенного воздействия на лесные биогеоценозы полигона Юкэчи. Гари: *1* – конца XVIII в.; *2* – начала XIX в.; *3* – второй половины XIX в.; *4* – конца XIX в.; *5* – начала XX в.; *6* – первой половины XX в., *7* – второй половины XX в.



Рис. 4.10. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 1970 г.

1 – плоскоравнинное межаласье; *2* – наклонное межаласье; *3* – аласные котловины; *4* – суходолы и понижения на межаласьях; *5* – коренные лиственничники брусничные (>100 лет); *6* – лиственничники с примесью березы брусничные (>100 лет) на старой выборочной вырубке); *7* – лиственничные и березово-лиственничные средневозрастные леса брусничные и бруснично-зеленомошные (от 50 до 100 лет), послепожарные; *8* – лиственничники брусничные, местами с примесью березы брусничные, разнотравно-брусничные (около 50 лет), послепожарные перегущенные; *9* – лиственничники (120 лет) разнотравно-брусничные на выборочной вырубке (>50 лет); *10* – лиственнично-березовые молодняки и березняки с лиственничным подростом разнотравно-брусничные и злаково-брусничные на сплошной вырубке (около 50 лет); *11* – аласные и суходольные луга; *12* – границы ландшафтных комплексов.

летворяет методика исследования особенностей дифференциации на основе типолого-регионального подхода [Мерзлотные ландшафты..., 1989; Федоров, 1991]. В рамках этого подхода основанием для выделения мерзлотных ландшафтов, наряду с другими факторами, является однородность

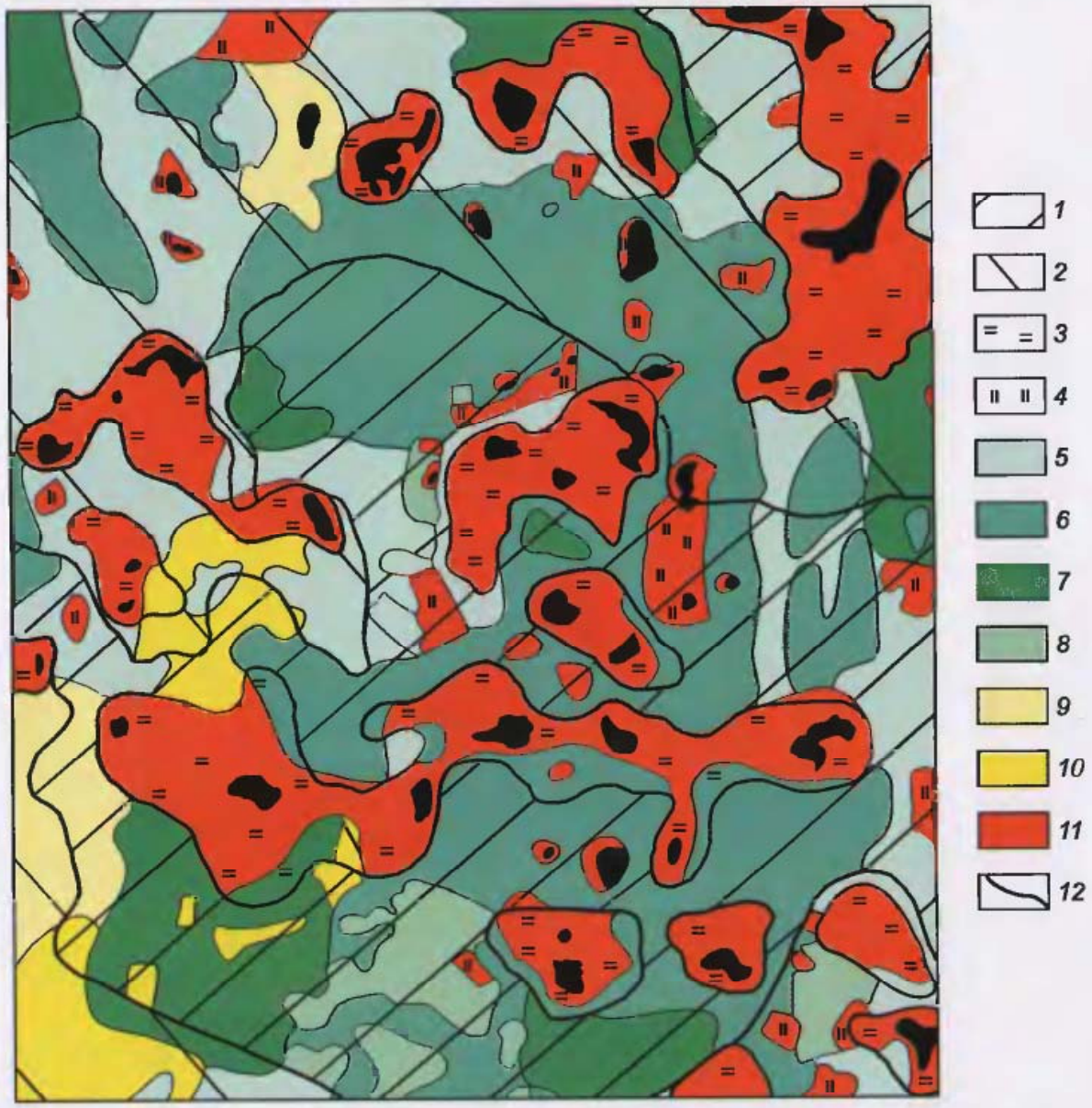


Рис. 4.10. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 1970 г.

1 – плоскоравнинное межаласье; *2* – наклонное межаласье; *3* – аласные котловины; *4* – суходолы и понижения на межаласьях; *5* – коренные лиственничники брусничные (>100 лет); *6* – лиственничники с примесью березы брусничные (>100 лет) на старой выборочной вырубке); *7* – лиственничные и березово-лиственничные средневозрастные леса брусничные и бруснично-зеленомошные (от 50 до 100 лет), послепожарные; *8* – лиственничники брусничные, местами с примесью березы брусничные, разнотравно-брусничные (около 50 лет), послепожарные перегущенные; *9* – лиственничники (120 лет) разнотравно-брусничные на выборочной вырубке (>50 лет); *10* – лиственнично-березовые молодняки и березняки с лиственничным подростом разнотравно-брусничные и злаково-брусничные на сплошной вырубке (около 50 лет); *11* – аласные и суходольные луга; *12* – границы ландшафтных комплексов.

летворяет методика исследования особенностей дифференциации на основе типолого-регионального подхода [Мерзлотные ландшафты..., 1989; Федоров, 1991]. В рамках этого подхода основанием для выделения мерзлотных ландшафтов, наряду с другими факторами, является однородность



Рис. 4.11. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 2000 г.
Условные обозначения см. на рис. 4.10.

главных характеристик мерзлотных условий (мощность деятельного слоя, температура горных пород на подошве затухания годовых теплооборотов).

Подтверждением того, что лесные фитоценозы являются ведущим фактором среды при формировании условий тепло- и влагообмена на поверхности, представляется то, что на полигоне Спасская падь в траншее длиной около 1 км по ландшафтным рубежам в почвенном горизонте были обнаружены клиновидные языки с гумусовыми затеками, видимо, возникающие по морозобойным трещинам (рис. 4.13). Такие образования (мощностью 20–30 см) были выявлены в почвах супесчаного состава между участками с разными типами луга (между фациями 1 и 2, 2 и 3), а также на границе луговины с лесом (между фациями 3 и 4). На границе между двумя фациями 7 и 8, т. е. на ландшафтном и литологическом рубежах был обнаружен карман-клин, заполненный гумусированным легким

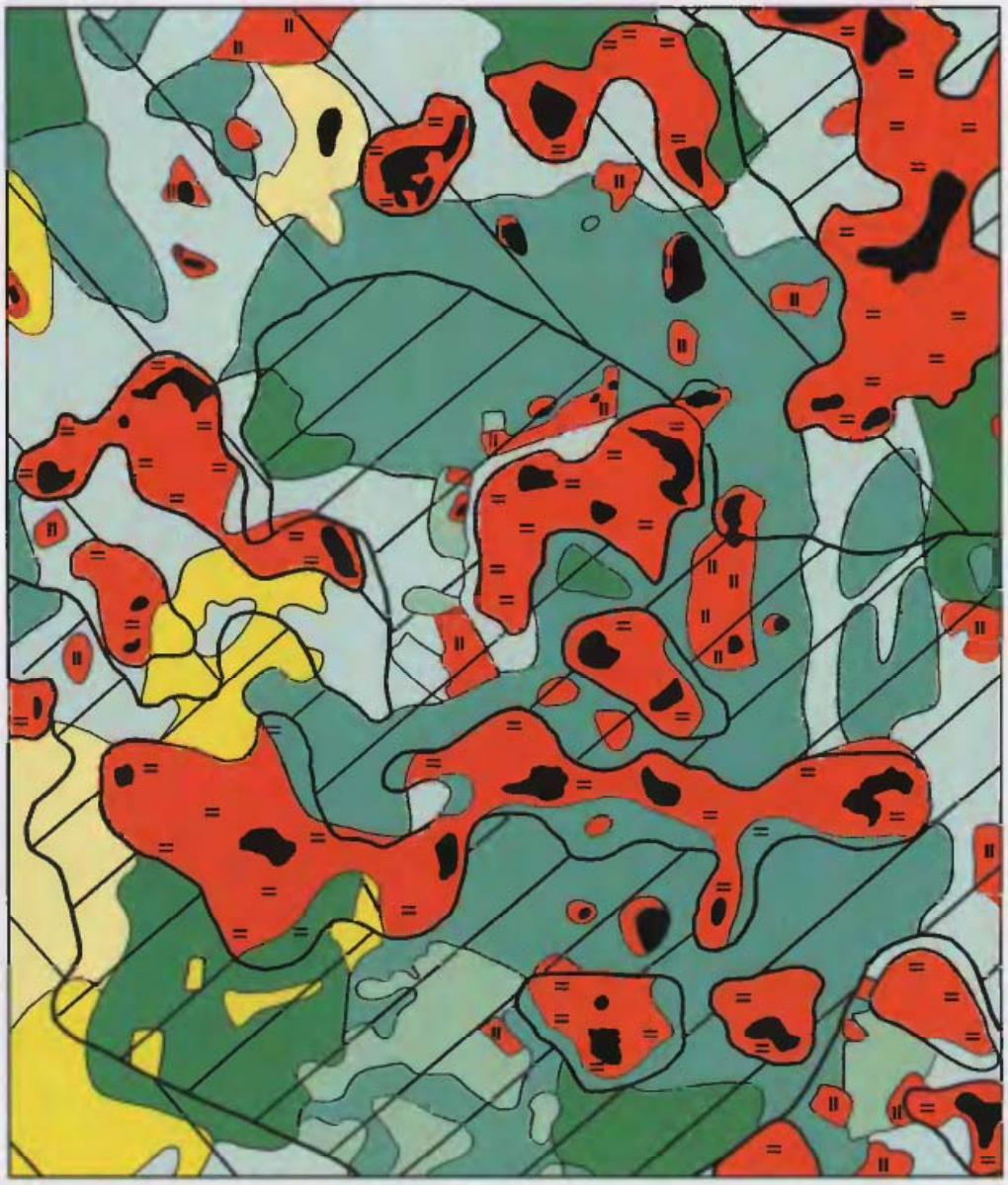


Рис. 4.11. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 2000 г.
Условные обозначения см. на рис. 4.10.

главных характеристик мерзлотных условий (мощность деятельного слоя, температура горных пород на подошве затухания годовых теплооборотов).

Подтверждением того, что лесные фитоценозы являются ведущим фактором среды при формировании условий тепло- и влагообмена на поверхности, представляется то, что на полигоне Спасская падь в траншее длиной около 1 км по ландшафтным рубежам в почвенном горизонте были обнаружены клиновидные языки с гумусовыми затеками, видимо, возникающие по морозобойным трещинам (рис. 4.13). Такие образования (мощностью 20–30 см) были выявлены в почвах супесчаного состава между участками с разными типами луга (между фациями 1 и 2, 2 и 3), а также на границе луговины с лесом (между фациями 3 и 4). На границе между двумя фациями 7 и 8, т. е. на ландшафтном и литологическом рубежах был обнаружен карман-клин, заполненный гумусированным легким

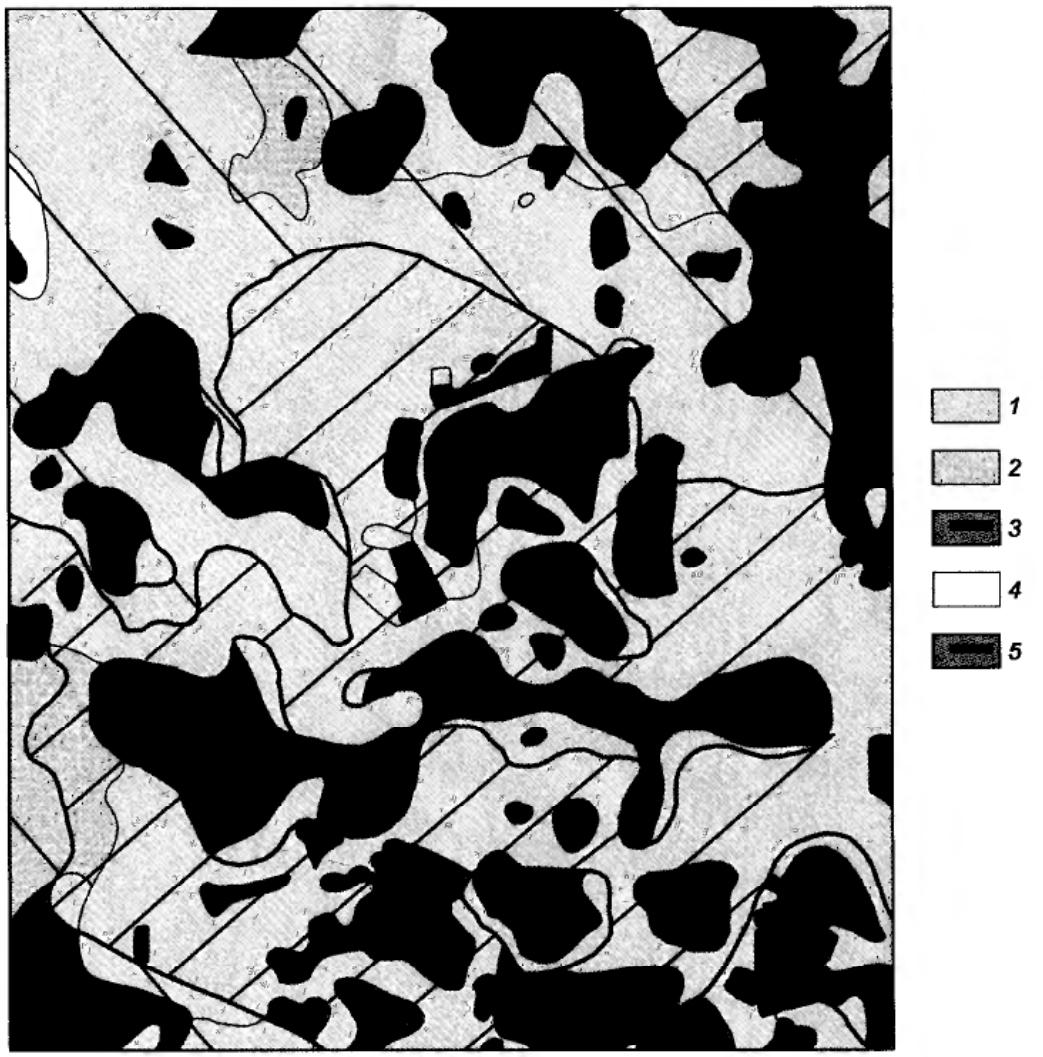


Рис. 4.12. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 2030 г.

Лесные фитоценозы: *1* – коренные лиственничники брусничные (100 лет); *2* – разновозрастные лиственничники (80–180 лет), на выборочной вырубке разнотравно-брусничные; *3* – лиственничные и березово-лиственничные леса брусничные (50–100 лет), брусничные и бруснично-зеленомошные на сплошных вырубках и послепожарные перегущенные; *4* – лиственнично-березовые и березово-лиственничные молодняки разнотравно-брусничные и злаково-брусничные на сплошной вырубке; *5* – аласные и суходольные луга.

суглинком. В фации 10 березняк с лиственничной чащобой, в зоне шириной 10 м, примыкающей к границе смены механического состава, в почве суглинистого состава появились широкие карманы, которые потом сменились частыми узкими клиновидными карманами с затеками гумуса через каждый метр. Для участка с песчаными отложениями характерна большая сомкнутость и плотность березняка, в пределах распространения фации опесчаненной супеси плотность березняка ниже и появляется лиственничный подрост. В целом для фитоценозов профиля отмечается увели-

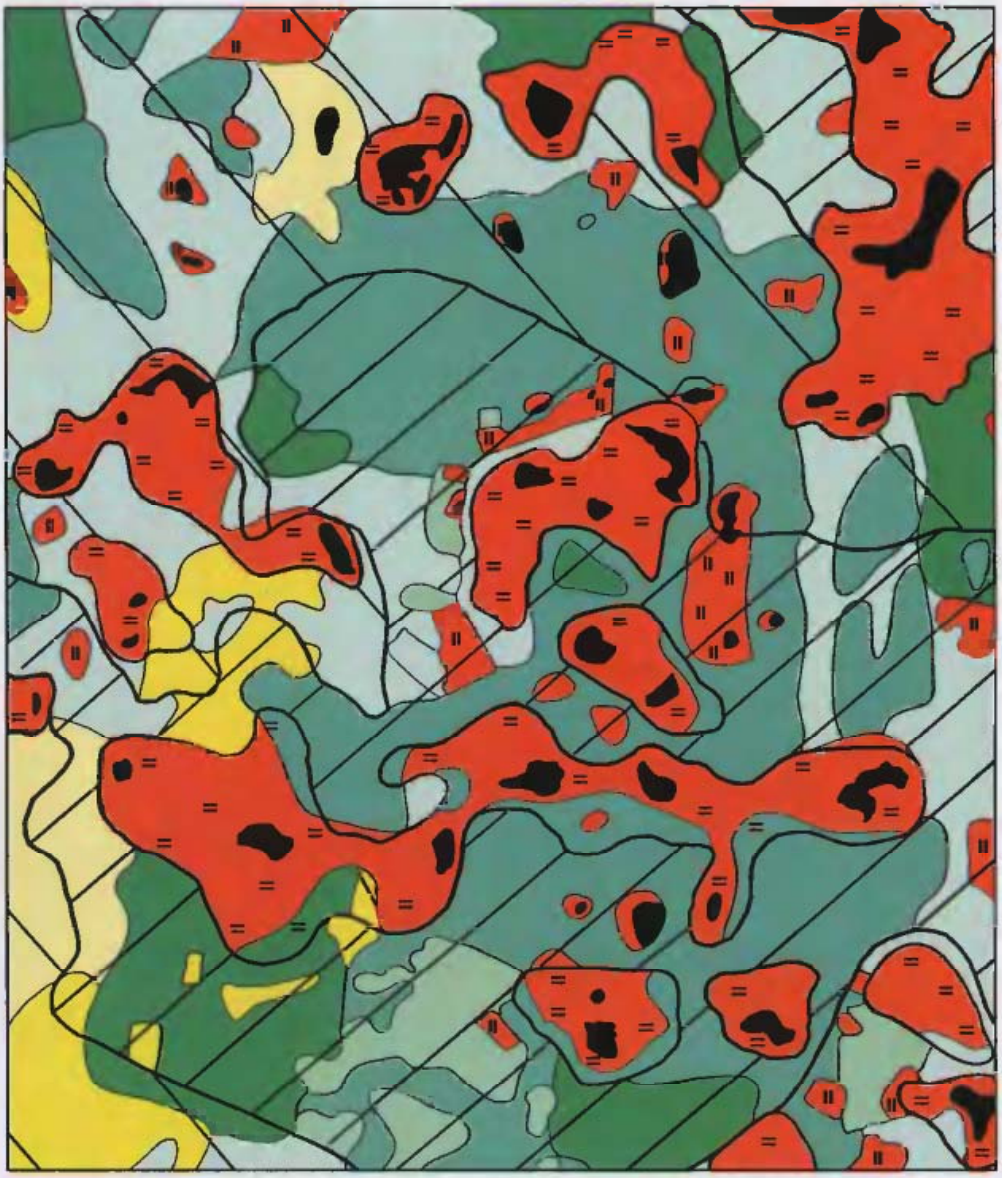


Рис. 4.11. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 2000 г. Условные обозначения см. на рис. 4.10.

главных характеристик мерзлотных условий (мощность деятельного слоя, температура горных пород на подошве затухания годовых теплооборотов).

Подтверждением того, что лесные фитоценозы являются ведущим фактором среды при формировании условий тепло- и влагообмена на поверхности, представляется то, что на полигоне Спасская падь в траншее длиной около 1 км по ландшафтным рубежам в почвенном горизонте были обнаружены клиновидные языки с гумусовыми затеками, видимо, возникающие по морозобойным трещинам (рис. 4.13). Такие образования (мощностью 20–30 см) были выявлены в почвах супесчаного состава между участками с разными типами луга (между фациями 1 и 2, 2 и 3), а также на границе луговины с лесом (между фациями 3 и 4). На границе между двумя фациями 7 и 8, т. е. на ландшафтном и литологическом рубежах был обнаружен карман-клин, заполненный гумусированным легким

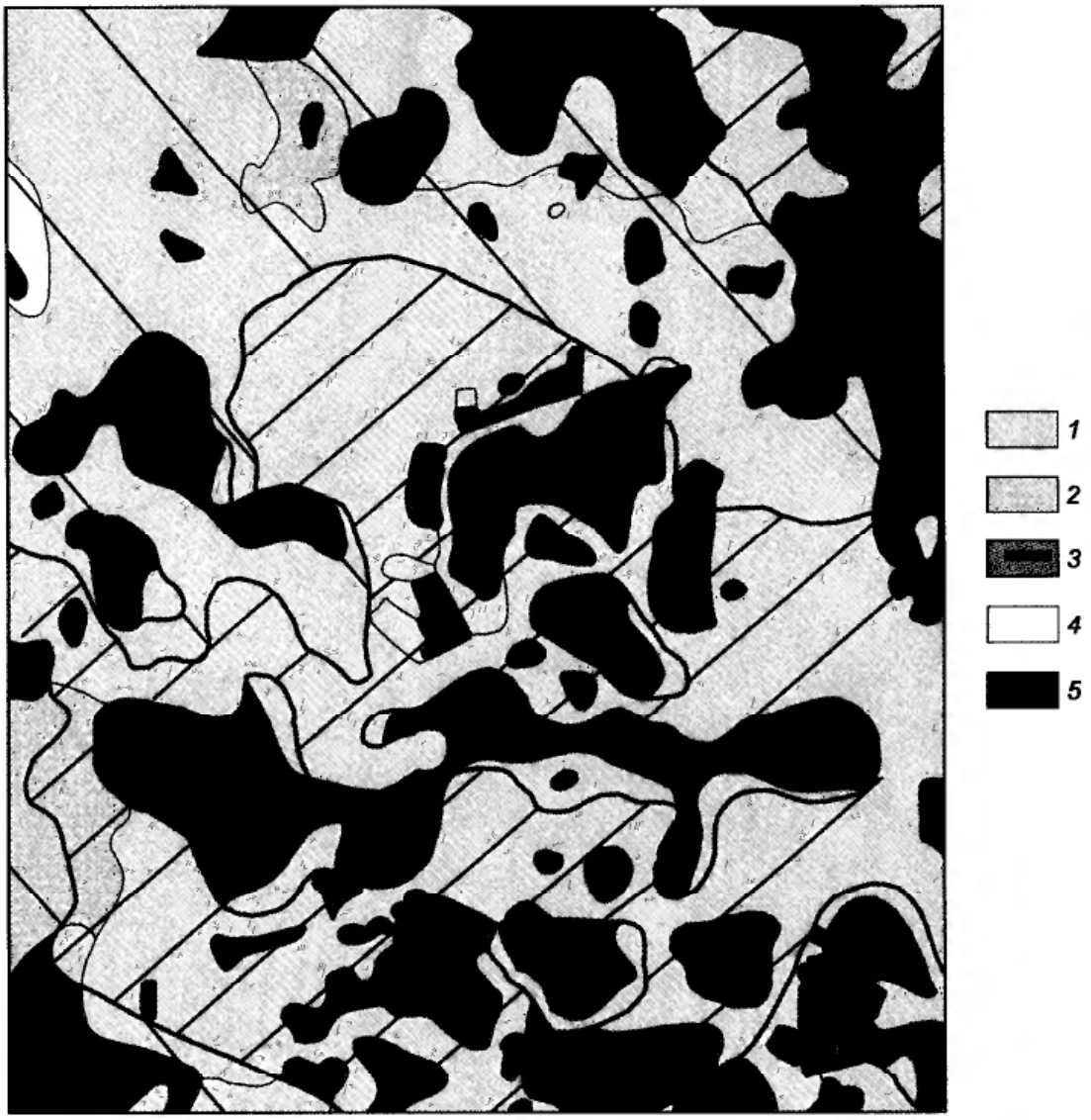


Рис. 4.12. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 2030 г.

Лесные фитоценозы: *1* – коренные лиственничники брусничные (100 лет); *2* – разновозрастные лиственничники (80–180 лет), на выборочной вырубке разнотравно-брусничные; *3* – лиственничные и березово-лиственничные леса брусничные (50–100 лет), брусничные и бруснично-зеленомошные на сплошных вырубках и послепожарные перегущенные; *4* – лиственнично-березовые и березово-лиственничные молодняки разнотравно-брусничные и злаково-брусничные на сплошной вырубке; *5* – аласные и суходольные луга.

суглинком. В фации 10 березняк с лиственничной чащобой, в зоне шириной 10 м, примыкающей к границе смены механического состава, в почве суглинистого состава появились широкие карманы, которые потом сменились частыми узкими клиновидными карманами с затеками гумуса через каждый метр. Для участка с песчаными отложениями характерна большая сомкнутость и плотность березняка, в пределах распространения фации опесчаненной супеси плотность березняка ниже и появляется лиственничный подрост. В целом для фитоценозов профиля отмечается увели-

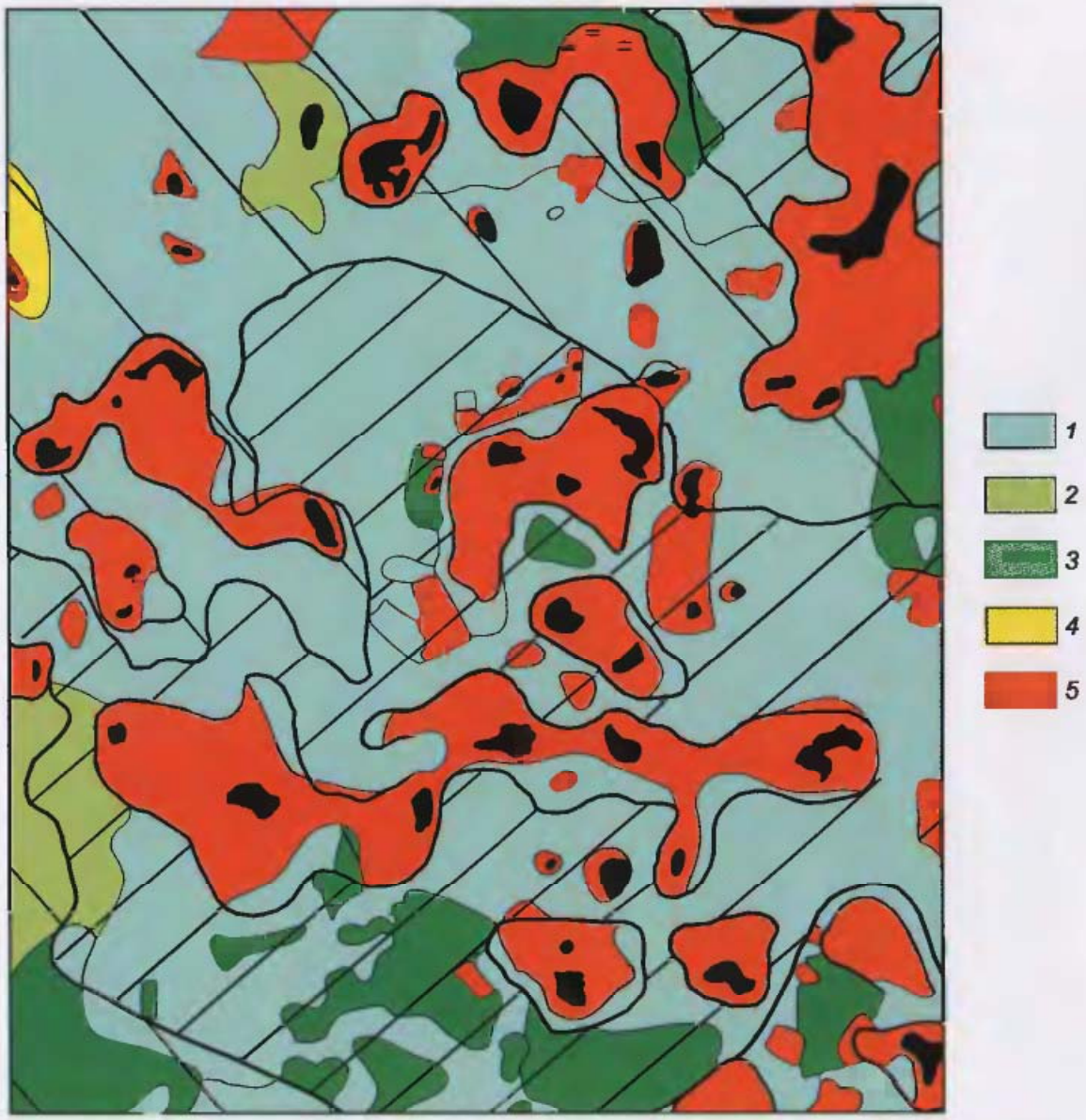


Рис. 4.12. Карта типов фаций полигона Юкэчи по состоянию на 2030 г.

Лесные фитоценозы: *1* – коренные лиственничники брусничные (100 лет); *2* – разновозрастные лиственничники (80–180 лет), на выборочной вырубке разнотравно-брусничные; *3* – лиственничные и березово-лиственничные леса брусничные (50–100 лет), брусничные и бруснично-зеленомошные на сплошных вырубках и послепожарные перегущенные; *4* – лиственнично-березовые и березово-лиственничные молодняки разнотравно-брусничные и злаково-брусничные на сплошной вырубке; *5* – аласные и суходольные луга.

суглинком. В фации 10 березняк с лиственничной чащобой, в зоне шириной 10 м, примыкающей к границе смены механического состава, в почве суглинистого состава появились широкие карманы, которые потом сменились частыми узкими клиновидными карманами с затеками гумуса через каждый метр. Для участка с песчаными отложениями характерна большая сомкнутость и плотность березняка, в пределах распространения фации опесчаненной супеси плотность березняка ниже и появляется лиственничный подрост. В целом для фитоценозов профиля отмечается увели-

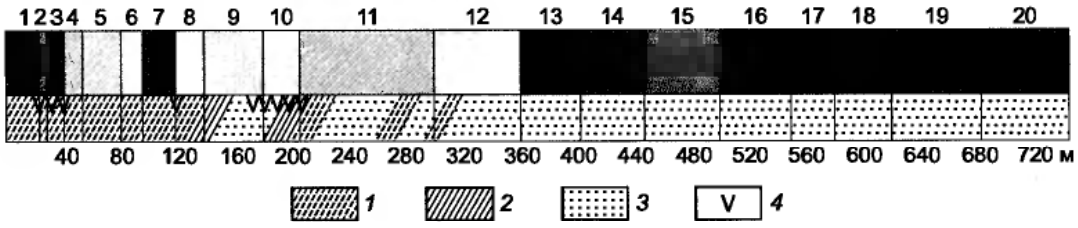


Рис. 4.13. Ландшафтный профиль в лесном массиве в районе размещения наблюдательных площадок Института биологических проблем криолитозоны на полигоне Спасская падь:

1 – залежь с разнотравно-злаковым остепненным лугом; 2 – пырейный луг на залежи; 3 – разнотравный луг на целине; 4 – опушечный березняк с ивой древовидной; 5 – березняк, по вырубке – с ивой в подлеске; 6 – березняк с единичными лиственницами, по вырубке – с лиственничным возобновлением; 7 – заросли ивы древовидной, по вырубке – с березовой и лиственничной молодью; 8 – листвяг в стадии жердняка крушаново-вейниковый; 9 – листвяг брусничный с березой во 2-м ярусе; 10 – березняк с лиственничной чащей; 11 – листвяг брусничный с березой во 2-м ярусе; 12 – листвяг багульниково-брусничный ольховниковый; 13 – сосняк с лиственницей, местами с березой, бруснично-толокнянковый (песчаная гряда); 14 – парцелла из березового подроста, бруснично-багульниковая с пятнами лишайника (в понижении на грязе); 15 – сосняк лишайниково-толокнянковый; 16 – сосняк разнотравно-бруснично-толокнянковый с лиственничным и березовым подростом; 17 – листвяг с сосной разнотравно-брусничный; 18 – листвяг брусничный ольховниковый; 19 – листвяг разнотравно-брусничный; 20 – листвяг бруснично-багульниковый ольховниковый; *1* – супесь, *2* – суглинки, *3* – пески, *4* – изначально грунтовые жилы.

чение лиственничного подроста на супесчаных отложениях, уменьшение на участках распространения среднезернистого песка. Наличие клиновидных карманов свидетельствует о том, что литогенная основа фаций с разными типами лесных биогеоценозов представляет собой единое в теплофизическом отношении образование, и современные биогеоценотические процессы могут приводить к проявлению криогенных процессов.

Таким образом, при изучении биогеоценотических процессов и связей в фациях таежных ландшафтов с целью выявления, оценки и индикации динамики их состояния следует иметь в виду следующее:

– лесные фитоценозы являются индикатором не только состава, но и состояния литогенной основы мерзлотных ландшафтов, а криоиндикационно значимы как типологические особенности, породный и возрастной состав, так и отдельные характеристики лесных насаждений;

– породный состав лесных насаждений отражает закономерности распределения поверхностных отложений, возрастной состав древостоя, т. е. изменчивость геокриологических характеристик мерзлотных ландшафтов при прочих равных ландшафтных условиях их развития; типологическая принадлежность лесных биогеоценозов – комплекс криоландшафтных условий их формирования;

– особое криоиндикационное значение имеют тип строения полога лесного насаждения и различия в степени сомкнутости древостоев; полог насаждений, сформированных различными древесными породами, разли-

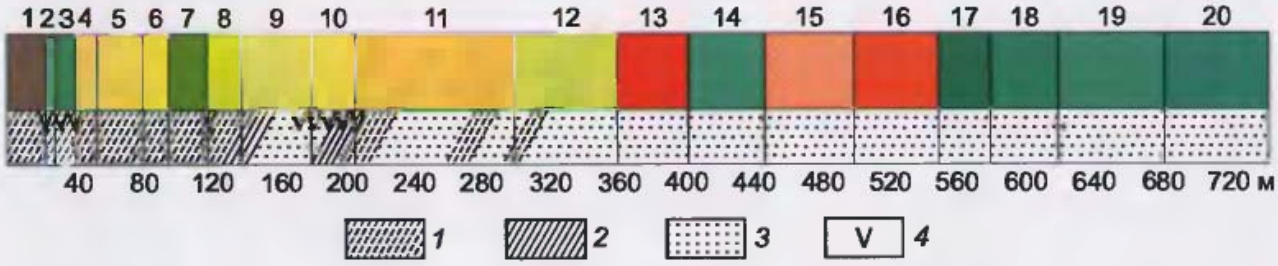


Рис. 4.13. Ландшафтный профиль в лесном массиве в районе размещения наблюдательных площадок Института биологических проблем криолитозоны на полигоне Спасская падь:

1 – залежь с разнотравно-злаковым остепненным лугом; 2 – пырейный луг на залежи; 3 – разнотравный луг на целине; 4 – опушечный березняк с ивой древовидной; 5 – березняк, по вырубке – с ивой в подлеске; 6 – березняк с единичными лиственницами, по вырубке – с лиственничным возобновлением; 7 – заросли ивы древовидной, по вырубке – с березовой и лиственничной молодью; 8 – листвяг в стадии жердняка крушаново-вейниковый; 9 – листвяг брусничный с березой во 2-м ярусе; 10 – березняк с лиственничной чащей; 11 – листвяг брусничный с березой во 2-м ярусе; 12 – листвяг багульниково-брусничный ольховниковый; 13 – сосняк с лиственницей, местами с березой, бруснично-толокнянковый (песчаная гряда); 14 – парцелла из березового подроста, бруснично-багульниковая с пятнами лишайника (в понижении на грязе); 15 – сосняк лишайниково-толокнянковый; 16 – сосняк разнотравно-бруснично-толокнянковый с лиственничным и березовым подростом; 17 – листвяг с сосной разнотравно-брусничный; 18 – листвяг брусничный ольховниковый; 19 – листвяг разнотравно-брусничный; 20 – листвяг бруснично-багульниковый ольховниковый; *1* – супесь, *2* – суглинки, *3* – пески, *4* – изначально грунтовые жилы.

чение лиственничного подроста на супесчаных отложениях, уменьшение на участках распространения среднезернистого песка. Наличие клиновидных карманов свидетельствует о том, что литогенная основа фаций с разными типами лесных биогеоценозов представляет собой единое в теплофизическом отношении образование, и современные биогеоценотические процессы могут приводить к проявлению криогенных процессов.

Таким образом, при изучении биогеоценотических процессов и связей в фациях таежных ландшафтов с целью выявления, оценки и индикации динамики их состояния следует иметь в виду следующее:

– лесные фитоценозы являются индикатором не только состава, но и состояния литогенной основы мерзлотных ландшафтов, а криоиндикационно значимы как типологические особенности, породный и возрастной состав, так и отдельные характеристики лесных насаждений;

– породный состав лесных насаждений отражает закономерности распределения поверхностных отложений, возрастной состав древостоя, т. е. изменчивость геокриологических характеристик мерзлотных ландшафтов при прочих равных ландшафтных условиях их развития; типологическая принадлежность лесных биогеоценозов – комплекс криоландшафтных условий их формирования;

– особое криоиндикационное значение имеют тип строения полога лесного насаждения и различия в степени сомкнутости древостоев; полог насаждений, сформированных различными древесными породами, разли-

чен; обширные территории, покрытые лесами, относящиеся к одной формации, обычно имеют возрастную неоднородность лесного покрова;

– к биогеоценотическим индикаторам относятся стадии развития и сукцессионные смены лесных фитоценозов.

4.2. СВЯЗЬ СТРУКТУРЫ ЛАНДШАФТОВ С ПАРАМЕТРАМИ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Неоднородность параметров верхних граничных условий геосистем регулируется ландшафтами, организованными в иерархическую систему (локальный уровень: фация, урочище, местность; региональный уровень: ландшафт, ландшафтный округ, ландшафтная провинция, ландшафтные области, страны, зоны). Минимальным ландшафтом, для которого теплофизические характеристики можно считать однородными и определенными, является фация. Фации группируются в более сложные территориальные системы разных локальных уровней (урочища, местности). На локальном уровне объединяются геосистемы, формирование которых связано с местными факторами имеющими небольшой радиус действия (например, с отдельными элементами рельефа).

При воздействии факторов с более широким радиусом действия (распределения солнечной радиации, тектонические движения) формируются геосистемы регионального уровня: ландшафты, ландшафтные провинции, ландшафтные области, зоны секторы и др.

Геосистемы локального и регионального уровней являются структурными элементами ландшафтной оболочки Земли.

Существует определенное соответствие параметров мерзлых пород и иерархического уровня ландшафтов. В табл. 4.21 приведены данные, показывающие связь некоторых природно-территориальных комплексов и параметров многолетнемерзлых пород.

Из табл. 4.21 видно, что на уровень урочища позволяет четко определить состояние грунтов, приуроченных к понижениям, приближенную оценку характеристик мерзлых пород для этого уровня можно сделать и для плоских торфяников с преимущественно мерзлыми породами. Но для холмов, покрытых редкостойными лесами с редкоостровной мерзлотой, необходимо переходить на более низкий уровень ландшафтного районирования, к фациям. Иногда и уровень фации недостаточен. Даже на уровне микроландшафта разброс значений температур в грунтах на соседних участках значителен. Например, в пределах одного торфяника на расстоянии около 2 м температура на глубине 20 см может меняться от –9.7 °С на участке с багульником до –2.7 °С на поверхности, покрытой лишайником [Москаленко и др., 2006]. В таких случаях исследования следует проводить на уровне парцелл, которые рассматриваются как элементарные единицы биогеоценоза, формирующееся внутри него в связи с неравномерностью размещения растений по территории и создающие его горизонтальную дифференциацию [Киреев, 1984]. Вероятно, чем ближе температура грунтов к области фазовых переходов, тем более низкий уровень в ландшафтной иерархии необходимо рассматривать для правильного понимания про-

Таблица 4.21

Взаимосвязь между природно-территориальными комплексами и вечной мерзлотой в северной тайге Енисейского Севера [Константинова, 1973]

Ландшафт	Местность	Урочище	Вечная мерзлота			
			Распространенность, %	Глубина залегания, м	Температура на глубине 10 м, °С	Мощность, м
Озерно-аллювиальная равнина	Бугристые торфяники на междуречьях и террасах	Торфяные бугры и плоские торфяники, покрытые кустарниками, мхами, лишайниками. Мощность снега не более 0.5–0.6 м	60–90	0.4–0.6	–15.0...–1.5	25–40
		Плоские болота в понижениях между буграми. Мощность снега от 0.5 до 2–3 м	Сквозные, редко несквозные талики			
	Пологохолмистые междуречья	Холмы высотой 10–15 м, суглинистые, покрытые редкостойными лесами. Мощность снега 1–1.5 м	до 20–30	от 0.8–1.0 до 3–5 в нижних частях подветренных склонов	–0.5...–1.0	от 15–20 до 30
		Болота в понижениях. Мощность снега до 2–3 м	Сквозные, редко несквозные талики			

цессов, происходящих в грунтах, и прогнозирования направленности их дальнейшего развития.

Важной особенностью ландшафтов является саморегуляция, возвращающая их в устойчивое состояние при различных нарушениях. Данное свойство ландшафтов обусловливает устойчивость температурного режима в грунтах при изменении внешних условий (среднегодовых температур воздуха и др.). Следует отметить, что устойчивость структуры ландшафтов относительна. Ландшафт развивается непрерывно, но с разной скоростью. Его развитие определяется как внешними причинами (тектоническими движениями, климатическими изменениями) так и внутренними (саморазвитием, в механизме которого особую роль играет эволюция растительного покрова). Данное положение чрезвычайно важно для понимания наблюдающихся различий в динамике климата и мерзлых толщ как на локальном, так и на региональном уровне [Исаченко, Шляпников, 1989]. Саморазвитие ландшафтных геосистем является мощным фактором локального преобразования криогенных геосистем. Например, в суровых условиях подзоны лишайниково-моховых тундр развитие кустарников приводит к повышению температуры на 3–6 °С. При этом в грунтах могут формироваться несквозные талики или, если температуры грунтов остаются отрицательными, развиваются

криопэги (минерализованные водоносные горизонты с отрицательной температурой). Увеличение влажности, приводящее к заболачиванию территории, вызывает зарастание кустарников моховым покровом, при этом температуры пород понижаются, мерзлота восстанавливается. Кустарники сменяются тундрами. Следует учесть, что данные автоколебательные циклы смены растительности и параметров мерзлых толщ не связаны непосредственно с климатическими изменениями.

Границы

Устойчивость и динамика ландшафтов определяют соответствующие показатели криогенных систем литосферы. Устойчивость растительных сообществ наиболее высока и явно выражена в их центральных частях, тогда как на границах даже незначительные изменения параметров среды нередко оказываются критическими. На периферии уже появляются признаки перехода к соседним зонам и соответственно меняются, хоть и в определенных пределах, характеристики криогенных систем (температура, мощность СТС и др.). Многочисленные переходные образования выделяются как подтипы ландшафтов (лесотундровые, лесолуговые, подтаежные и др.). Наименее устойчивыми и наиболее динамичными участками ландшафтов являются пограничные (контурные) зоны: бровка плакора, тыловой шов долины, тальвег оврага, границы природных зон, берега водоемов, края ледников, резко выраженные уступы рельефа, зоны концентрации напряжений горных пород, участки резкой смены литологического состава, различной степени дренированности, прерывистости вечной мерзлоты и другие [Голубчиков, Зайцев, 1992].

В экологии переходные зоны, где происходят изменения по градиенту или соприкасаются границы двух контрастных местообитаний, получили название экотонов. На них обнаруживается увеличение разнообразия и плотности живых организмов, повышение мозаичности ландшафтов, известное под названием краевого эффекта. Например, южная граница криолитозоны Евразии является планетарным экотоном.

При изучении периферийной части ландшафтов и соответственно параметров мерзлых пород (температура, мощность деятельного слоя и др.) важной представляется оценка состояния биологического разнообразия. Биоразнообразие является наиболее чувствительным индикатором состояния ландшафтов; будучи связано со всеми их компонентами, оно реагирует на внешнее воздействие изменением либо видового состава, либо структуры сообществ. В качестве универсального индикатора состояния ландшафтов могут служить характеристики растительного покрова. Сравнительный анализ состояния фоновых и нарушенных группировок растительности на ценотическом, видовом и популяционном уровнях дает достаточно четкое представление о динамике ландшафтов изучаемого района. В настоящее время влияние границ ландшафтных единиц на параметры мерзлых толщ изучено слабо. Рассмотрим сначала некоторые теоретические вопросы, касающиеся их строения. И.С. Щукин [1980] определил физико-географическую границу как линию или переходную полосу, при пе-

ресечении которой происходит существенное изменение природных условий. Ландшафтная граница не является линией, резко разделяющей две геосистемы. Она представляет собой зону шириной от нескольких метров до десятков метров с определенной структурой и свойствами, т. е. является особой геосистемой [Бакланов, 2006].

Т.В. Бобра [1999] следующим образом характеризует данные геосистемы. Граничные геосистемы (ландшафтные границы) обладают рядом характерных признаков, позволяющих понимать их как некую качественную определенность, как специфическое географическое образование и самостоятельный объект изучения. Граничные геосистемы ландшафтного уровня организации характеризуются (в сравнении с традиционно выделяемыми ландшафтными комплексами) следующими признаками:

1) граничные геосистемы выделяются относительно высокими градиентами свойств, которые проявляются в физиономических характеристиках (рельеф, экспозиция, уклон, почвенно-растительный покров), полуфизиономических (геологическое строение) и криптофизиономических свойствах, проявляющихся через другие (распределение и режим температуры, освещение, увлажнение и т. п.);

2) граничные геосистемы характеризуются своеобразными плановыми очертаниями, из которых самым выраженным свойством является линейность;

3) границы ландшафтных комплексов замкнуты, но состоят из отрезков границ различного происхождения;

4) в структуре граничных геосистем присутствуют элементы, принадлежащие смежным ландшафтным комплексам, а также специфические, встречающиеся только в граничной системе (например, в границах-экотонах);

5) граничные геосистемы определяют иерархическую структуру связей и взаимодействий между ландшафтными комплексами в силу того, что влияют на направление и свойства латеральных вещественно-энергетических и информационных потоков, осуществляющих взаимодействия;

6) граничные геосистемы создают структурно-функциональный каркас территории;

7) граничные геосистемы, как правило, оказываются более динамичными при воздействии внешних факторов по сравнению с ядерными комплексами;

8) внутренняя неоднородность (часто асимметричность) и функциональная связность как принцип организации и выделения граничных систем [Бобра, 1999].

Как отмечалось выше, разброс значений температуры мерзлых пород и мощности деятельного слоя наблюдается и в пределах однородных ландшафтов. На границе (в зоне перехода к другому ландшафту) разброс значений резко увеличивается, а при продвижении к центру уменьшается [Гарагуля, 1989]. Оценки области изменения температур грунтов в выделяемых однородных ландшафтных единицах важны как в теоретическом, так и в практическом плане. Они позволяют оценивать устойчивость крио-

генных геосистем, прогнозировать их поведение при внешних воздействиях, локализовать участки активизации криогенных процессов. В настоящее время в геокриологии изучению граничных зон уделяется мало внимания. Между тем именно здесь возможна концентрация наиболее чувствительных и неустойчивых участков. И именно здесь наибольшая вероятность возникновения криогенных процессов, приводящих к ослаблению и даже к разрушению криогенных геосистем.

Нелинейность развития ландшафтов

Рассмотренные выше материалы показывают, какую роль играют неоднородности распределения растительных сообществ в формировании температур многолетнемерзлых пород. В этой связи чрезвычайно важным становится выяснение закономерностей, обусловливающих развитие ландшафтов. Ландшафтоведение в целом давно развивается в рамках системного подхода, в основу которого положено понятие о геосистеме как материальном выражении целостности географической оболочки и отдельных ее участков, от планетарной геосистемы (географической оболочки или географической среды в целом) до элементарной геосистемы (физико-географической фации). В последние годы в ландшафтоведении получают все большее развитие представления о нелинейности развития геосистем. Суть данного подхода в изложении Ю.Г. Пузаченко [2006] приведем ниже.

"География, как все естественные и общественные науки, вплоть до конца XX в. опиралась на модель равновесного процесса и равновесной термодинамики с аксиомами градуализма, принципа актуализма, неизменности законов природы, обратимости процессов. В последней четверти XX в. суровая реальность заставила существенно ограничить область применения этой модели. Было показано, что более адекватна реальности термодинамическая модель неравновесных, нестационарных процессов, в которой равновесная модель со всеми ее атрибутами становится лишь предельным, идеальным случаем... Наконец, как дополнение к термодинамической модели были сформулированы модели, опирающиеся в своей основе на отображение реальности через нелинейные системы уравнений (синергетика) и локальные взаимодействия, определяемые общими правилами (параметрами порядка)... При всем внешнем различии этих подходов намечается единая система представлений, призванная в своих конкретных реализациях дать основу для более глубокого понимания эволюции природы в самых различных ее проявлениях. Общей основой этой новой модели является понятие о динамической системе (ДС) как об объекте любой природы, состояние которого изменяется во времени в соответствии с некоторыми динамическими законами. Понятие ДС является средством идеализации, при которой объект выделяется из среды и по условию не исчерпывает реальности. Представим множество в той или иной степени связанных друг с другом явлений, каждое из которых на основе обратных связей обладает автохтонной динамикой. Фундаментальным свойством является их нелинейность, то есть зависимость параметров от собственного состояния. Динамика и эволюция такой системы поддерживается потоком

энергии и вещества (система открыта), которые она частично диссипирует. Такая система неизбежно иерархична, имеет несколько областей локального равновесия, режимы хаотической динамики сменяются в ней режимами квазигармонических колебаний, она способна к саморазвитию, так как по условию ищет области локальной устойчивости относительно свойств своей среды. Вместе с тем она изменяет среду, что заставляет переходить ее в иные режимы динамики с новыми областями локальной устойчивости. Оболочку земной поверхности, данную в конкретный момент времени через наблюдения, можно представить как проекцию множества реализованных траекторий такой ДС. Эта проекция должна отражать практически все свойства самой системы: она должна быть фрактальна (что доказано), иерархически организована, должна иметь области с почти стохастической пространственной структурой и разномасштабные локально устойчивые области с реальными границами как точками бифуркации. Модель ДС по условию допускает существование эмерджентных свойств и, соответственно, элементов целостности. В силу нелинейности потенциально могут возникать сильные взаимодействия и резонансные эффекты между самыми различными явлениями в широком диапазоне пространственно-временных периодов колебаний" [Пузаченко, 2006]. Представления о динамической модели ландшафтных геосистем хорошо коррелируются с рассматриваемыми нами криогенными геосистемами (см. гл. 1).

Необходимо иметь в виду, что любой сколько-нибудь значительный участок ландшафтной сферы состоит из многих разнокачественных геосистем – не только по морфологическим и функциональным особенностям, но и по динамическому состоянию. Так, почти каждую геохору, например мезогеохору, можно рассматривать как мозаику геомеров с различными динамическими тенденциями. От того, как сочетаются динамические категории геомеров в пределах геохоры, зависят многие ее существенные особенности. Это предполагает разную реакцию отдельных растительных сообществ на возмущения и воздействия внешней среды, одни сильнее реагируют на возмущения, другие же остаются стабильными при большом диапазоне воздействий. Группы элементов и параметров растительного покрова, реакции которых на возмущения похожи или согласованы, являются *когерентными*; те, которые в первую очередь изменяются при случайных изменениях среды, можно назвать сенсорными [Ландшафтная неоднородность..., 2001]. Следовательно, реакция растительного покрова на внешние воздействия будет выражаться не в равномерном, последовательном и общенаправленном изменении показателей на больших территориях, а в рекомбинации локальных участков, в которых наблюдается изменение набора растительных сообществ (при больших воздействиях) и изменение связей – отношений между ними (при малых воздействиях).

Еще одним фактором, определяющим состояние и направленность развития растительного покрова на какой-либо территории, является его стадия развития. Она обусловлена совокупностью процессов, оптимизирующих функционирование растительных сообществ в существующих условиях. Выделяются следующие стадии: несформированная динамическая,

сформированная устойчивая (равновесная), нарушенная – восстанавливающаяся либо деградирующая (в зависимости от степени нарушения).

Разные стадии в состоянии растительного покрова влияют на поведение видов внутри флористических комплексов и парциальных флор. В динамических стадиях флористические комплексы более рыхлые и вмещают в себя больше видов, привнесенных из других комплексов; границы между классами комбинаций подвижные; сами классы, как правило, более крупные по объему. Чем более равновесно состояние растительного покрова в районе, тем дискретнее его ландшафтная структура, тем оригинальнее по составу парциальные флоры, тем четче иерархия территориальных единиц. В равновесных системах наблюдается стабильное соотношение крупных классов мезокомбинаций и изолятов [Беликович, 2000]. Данное обстоятельство имеет существенное значение при выявлении трендов развития криогенных геосистем.

ВЫВОДЫ

Регулируя теплообменные процессы на границе литосферы и атмосферы, растительный покров является, по существу, управляющей системой по отношению к мерзлым породам. Поэтому изучение разнообразия и пространственной неоднородности в распределении растительных сообществ может служить базисом для выявления многих особенностей становления, развития и разрушения криогенных геосистем. Важно, что масштабные изменения теплооборотов значительно трансформируются. Степень трансформации во многом определяется уровнем ландшафтной организации. Целостность растительных сообществ на каждом уровне поддерживается разными механизмами, поэтому реакция их на внешние воздействия не может быть однозначно прогнозируемой.

Криолитозона является одним из наиболее чувствительных компонентов природной среды, чутко реагирующих на различные внешние воздействия. Для больших территорий и криолитозоны в целом вопрос, как будет происходить изменение многолетнемерзлых пород при изменении внешних условий (например, глобального потепления климата), является чрезвычайно важным, поскольку связан со значительными экологическими и экономическими рисками. Используемые в настоящее время методы имеют один общий недостаток, в них слабо учитываются неоднородности природной среды. Сюда включаются и неоднородности поверхностных условий (условия, определяемые на части границ) и их изменений во времени, и неоднородности разброса параметров мерзлых толщ даже для однородных участков, и неоднородности развития природных объектов во времени. Наложение различного рода неоднородностей приводит к тому, что даже при устойчивых тенденциях изменения климата нельзя точно прогнозировать результаты изменения криолитозоны на определенной территории.

Возникновение криолитозоны и ее эволюция в значительной степени определяются неравномерностью распределения на поверхности Земли поступающей от Солнца лучистой энергии. Этим обусловливается формирование неоднородности высшего порядка – закономерного широтно-зональ-

ного распределения температур многолетнемерзлых пород, выражающееся в их понижении при движении с юга на север. Данная закономерность искажается (усиливается или ослабляет) целой системой иерархически организованных природных факторов. Это широтная климатическая зональность, отражающая теплообмен между полярными и тропическими областями Земли; климатическая секториальность, связанная с взаимодействием океанов и континентов; вертикальная поясность, обусловленная понижением температуры с высотой; экспозиция склонов, растительный и снежный покров; литология и др. Различные сочетания данных факторов существенно изменяют широтно-зональную закономерность распределения температур ММП. Эндогенные и экзогенные процессы (тектонические движения, трансгрессии и регрессии океанов, деятельность поверхностных и подземных вод и многие другие), влияя на поверхностные условия, вызывают изменения строения и параметров (температура, мощность и др.) различных частей криолитозоны. При этом тенденции и темпы развития ММП на отдельных территориях будут во многом определяться уже причинами, обусловленными протеканием поверхностных или внутригрунтовых процессов (размыв и переотложение осадков, увлажнение или иссушение поверхности, смена растительных сообществ, развитие трещин в породах и др.). Глобальные колебания климата и связанные с ними изменения температур воздуха будут трансформированы региональными и локальными факторами, что выразится в индивидуальных особенностях развития отдельных территорий (например, в наблюдающемся в последние десятилетия потеплении климата). Мы считаем, что влияние неоднородностей природной среды на формирование, изменение и разрушение многолетнемерзлых пород является самостоятельной и актуальной проблемой, требующей специального рассмотрения.

ЛИТЕРАТУРА

Александровский А.Л. Запись природной среды в почвах голоцена // Память почв. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 75–105.

Анненская Г.Н., Видина А.А., Жучкова В.К. и др. Морфологическая структура географического ландшафта. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – 55 с.

Бакланов П.Я. Геосистемы с пересекающимися структурами // Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика: Материалы XI Междунар. ландшафтной конф. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. – С. 33–34.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 194 с.

Беликович А.В. Растительный покров северной части Корякского нагорья. – Владивосток: БПИ ДВО, 2001. – 248 с.

Белопухова Е.Б. Особенности современного развития многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Региональная геокриология. – Якутск, 1973. – С. 84–86.

Бобра Т.В. Признаки и функции ландшафтных границ // Учен. зап. Таврического нац. ун-та. – 1999ю – Т. 12, № 1. – С. 27–36.

Бузыкин А.И. Дифференциация начальной стадии лесообразовательного процесса // Теория лесообразовательного процесса: Тез. докл. Всесоюз. совещ. – Красноярск: ИлиД СО АН СССР, 1991. – С. 19–21.

Быков Б.А. Геоботаника. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957.

Василевич В.И. Очерки теоретической фитоценологии. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983. – 248 с.

Василевич В.И. Очерки теоретической фитоценологии. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983. – 248 с.

Васильев А.А. Динамика морских берегов в криолитозоне: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Тюмень, 2004. – 49 с.

Вейсман Л.И. Особенности ландшафтно-индикационных исследований криогенных процессов // Криогенные процессы. – М.: Наука, 1978. – С. 19–32.

Викторов С.В., Ремезова Г.Л. Индикационная геоботаника. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 167 с.

Викторов С.В., Чикишев А.Г. Ландшафтно-генетические ряды и их значение для индикации природных и антропогенных процессов // Ландшафтная индикация природных процессов. – М.: Наука, 1976. 178 с.

Викторов С.В., Чикишев А.Г. Ландшафтная индикация и ее практическое применение. – М., 1990. – 200 с.

Воронов А.Г. Геоботаника. – М.: Высш. шк., 1973. – 384 с.

Гаврилова М.К. Тепловой баланс лиственничного леса на Лено-Амгинском междуречье // Гидроклиматические исследования в лесах Сибири. – М.: Наука, 1967. – С. 28–52.

Гаврилова М.К. Температура почвогрунта в различных физико-географических условиях на примере местности Улахан-Тарын в центральной Якутии // Почвы мерзлотной области. – Якутск, 1969. – С. 35–56.

Гаврильев П.П. Тепловой баланс леса и вырубки на севере Красноярского края // Гидроклиматические исследования в лесах Сибири. – М.: Наука, 1967. – С. 53–65.

Гарагуля Л.С. Методы прогнозной оценки антропогенных изменений мерзлотных условий (на примере равнинных территорий). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 224 с.

Гарагуля Л.С. Исследование пространственно-временной изменчивости геокриологических условий на основе комбинации типологического районирования и математического моделирования // Геокриологические исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – С. 81–90.

Гвоздецкий Н.А. Проблемы физической географии: Тексты лекций. – М.: Изд-во моск. ун-та, 1973. – 147 с.

Гвоздецкий Н.А. Основные проблемы физической географии. – М.: Высш. шк., 1979. – 222 с.

Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М.: Недра, 1989. – 454 с.

Геоэкология Севера. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 270 с.

Голубчиков Ю.Н., Зайцев В.А. Устойчивость в пространстве. Геоэкология Севера (введение в геокриоэкологию). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – С. 68–72.

Горшков С.П., Ванденберг Дж., Алексеев Б.А. и др. Климат, мерзлота и ландшафты Среднеенисейского региона. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. – 96 с.

Грибанов В.Я., Грибанова Е.А., Кривчинова Л.Д. Оценка влияния древостоя на структуру живого напочвенного покрова // География и природ. ресурсы. – 1992. – № 3. – С. 160–164.

Дахнов В.Н. Электрические и магнитные методы исследования скважин. – М.: Недра, 1967. – 390 с.

Делеур М.С., Некрасов И.А. Комплексное геокриологическое дешифрирование спутникового снимка // Мерзлотные исследования в осваиваемых районах СССР. – Новосибирск, 1980. – С. 98–106.

Дроздов Д.С. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Тюмень, 2004. – 49 с.

Ермилов О.М., Грива Г.И., Москвин В.И. Воздействие объектов газовой промышленности на северные экосистемы и экологическая стабильность геотехнических комплексов в криолитозоне. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – 148 с.

Ивановский Л.Н. Вопросы развития ведущих экзогенных процессов // География и природ. ресурсы. – 1988. – № 1. – С. 23–30.

Инженерно-экологический мониторинг промыслов Ямала: в 2 т. – Т. 1: Моделирование термомеханического взаимодействия инженерных сооружений с грунтами. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1996. – 136 с.

Инишева Л.И., Лисс О.Л. Возникновение и скорость развития процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине // Торф в решении проблем энергетики, сельского хозяйства и экологии: Материалы Междунар. конф. – Минск, 2006. – С. 781–786.

Ипатов В.С., Герасименко Г.Г. Типы леса как система динамических рядов // Теория лесообразовательного процесса: Тез. докл. Всесоюз. конф. – Красноярск, 1991. – С. 59–61.

Исаев А.С., Коровин Г.Н., Сухих В.И. и др. Экологические проблемы поглощения углекислого газа посредством лесовосстановления и лесоразведения в России / Под ред. А.В. Яблокова. – М.: Центр. эколог. политики России, Фонд МакАртуров, 1995. – 156 с.

Исаев А.С., Суховольский В.Г., Хлебопрос Р.Г. и др. Моделирование лесообразовательного процесса: феноменологический подход // Лесоведение. – 2005. – № 1. – С. 3–11.

Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Природа мира: Ландшафты. – М.: Мысль, 1989. – 504 с.

Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ-1. – Магадан, 1960. – Т. XVIII.

Калашников Е.Н. Ландшафтно-экологический подход к исследованию лесообразовательного процесса // Теория лесообразовательного процесса: Тез. докл. Всесоюз. совещ. – Красноярск, 1991. – С. 81–82.

Каргополов В.Д. Влияние растительности на условия образования многолетнемерзлых пород на побережье Охотского моря // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 4. – С. 22–29.

Карпель Б.А., Медведева Н.С. Плодоношение лиственницы даурской в Якутии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 188 с.

Киреев Д.М. Эколого-географические термины в лесоведении (словарь-справочник). – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 182 с.

Киреев Д.М. Лесное ландшафтоведение. Ландшафтно-морфологический анализ лесов. – СПб.: ЛТА, 2000. – 74 с.

Климовский И.В., Установа З.Г. Об особенностях температурного режима ММП района кимберлитовой трубки "Удачная" // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территория Якутской АССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 96–106.

Комин Г.Е. Цикличность лесообразовательного процесса. // Лесоведение. – 1993. – № 1. – С. 3–9.

Кондратьева К.А. Основные особенности распространения многолетнемерзлых пород Алдано-Тимптонского междуречья. – Якутск: Геогр. об-во СССР. Якут. фил., 1961. С. 25–31.

Заключение В.Г. Динамика природных территориальных комплексов ледовых доин Севера Якутии. В.сб. Криогенные процессы и явления в Сибири. Якутск. ин-т Мерзлотоведения СОАНСССР. 1984 с. 110–119

Кондратьева К.А. О влиянии рельефа на формирование температурного режима пород при наличии температурной инверсии в районе Вилюйской ГЭС // Мерзлотные исслед. – 1963. – Вып. III. С. 72–82

Кондратьева К.А., Куршникова Т.В. О роли геоботанической съемки при мелкомасштабных мерзлотных исследованиях (на примере Алданского района Якутской АССР) // Мерзлотные исслед. – 1964. – Выпю 4. – С. 70–81.

Кондратьева К.В., Туш Н.И. К вопросу об определении глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов // Мерзлотные исследования: Сб. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. – Вып. 2.

Конищев В.Н. Современные тенденции развития криолитозоны // География, общество, окружающая среда. Т. 1: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. – М.: Изд. дом "Городец", 2004. – С. 367–376.

Константинова Г.С. Вечная мерзлота и ландшафты // Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Региональная геокриология. – Якутск, 1973. – С. 116–120.

Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 232 с.

Крауклис А.А. Географический прогноз: результаты изучения динамики геосистем // Модели и методы оценки антропогенных изменений геосистем. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. – С. 12–22.

Крауклис А.А., Медведев Ю.А. Опыт сопряженного геоботанического и ландшафтного картографирования в крупном масштабе // Крупномасштабное картографирование растительности. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970. – С. 26–54.

Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Ред. Е.С. Мельников. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 164 с.

Ландшафтная флористическая неоднородность растительного покрова (на примере модельных районов Северо-Востока России). – Владивосток: БПИ ДВО РАН, 2001. – 248 с.

Лейбман М.О. Динамика слоя сезонного протаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 3. – С. 17–24.

Лукичева А.Н. Растительность северо-запада Якутии и ее связь с геологическим строением местности. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 168 с.

Лыткина Л.П. Динамика растительного покрова на гарях лиственничных лесов Лено-Амгинского междуречья: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Якутск, 2005. – 17 с.

Матвеев П.М. Влияние лесных пожаров на состояние древостоя, успешность естественного возобновления и почв в условиях многолетней мерзлоты // Актуальные вопросы исследования лесов Сибири: Тез. докл. Всесоюз. конф. – Красноярск, 1981. – С. 100–102.

Мельников В.П. Геоэлектрика и ритмика процессов в криолитозоне. – Тюмень: ВНИТИ, 1987. – 133 с.

Мельников Е.С., Васильев А.А., Лейбман М.О., Москаленко Н.Г. Динамика сезонноталого слоя в Западной Сибири // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 2. – С. 23–32.

Мерзлотные ландшафты Якутии (Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1:2 500 000) / федоров А.Н., Ботулу Т.А., Варламов С.П. и др. – Новосибирск: ГУГК, 1989. – 170 с.

Мильков Ф.Н. Ландшафтная география и вопросы практики. – М.: Мысль, 1966. – 256 с.

Москаленко Н.Г. Микроценозы некоторых ландшафтов севера Сибири и их индикационное значение // Индикационные географические исследования. – М.: Наука, 1970. – С. 137–145.

Москаленко Н.Г. Применение ландшафтно-индикационного метода при исследовании озерно-аллювиальных равнин северной тайги Западной Сибири // Тр. ВСЕГИНГЕО. – М., 1973. – Вып. 62. – С. 97–107.

Москаленко Н.Г. Взаимосвязи мерзлоты и растительности в разных природных зонах западной части Арктики России. – Пущино, 2002.

Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е., Казанцева Л.А. и др. Мониторинг природной среды, нарушенной линейным строительством на севере Западной Сибири // Сергеевские чтения. Инженерно-экологические изыскания в строительстве: теоретические основы, методика, методы и практика. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 44–46.

Нейштадт М.И. О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. – М.: Изд-во АН СССР, 1971. – С. 7–17.

Номоконов Л.И. Экология, биогеоценология и место их в системе наук // Журн. общ. биологии. – 1977. – С. 117–121.

Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1. Общая геокриология. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 457 с.

Основы лесной биогеоценологии / Под ред. В.Н. Сукачева, Н.В. Дылиса. – М.: Наука, 1964. – 427 с.

Оспенников Е.Н. Болотообразование // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под. ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – С. 600–612.

Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. – Якутск: Кн. изд-во, 1975. – 302 с.

Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 285 с.

Павлов В.А. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 253 с.

Павлов А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли. – 1997ю – Т. I, № 1. – С. 47–58.

Поздняков Л.К. Гидроклиматический режим лиственничных лесов центральной Якутии. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 146 с.

Поздняков Л.К. Мерзлотное лесоведение. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. – 191 с.

Пузаченко Ю.Г. Ландшафт как динамическая система // Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика: Материалы XI Междунар. конф. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. – С. 44–46.

Росновский И.Н. Изменение гидрологического режима почв лесных экосистем на вырубках // География и природ. ресурсы. – 1994. – № 4. – С. 69–72.

Рульков В.В. Лесоводство и лесная таксация: Учеб. – М.: Агропромиздат, 1988. – 254 с.

Саввинов Д.Д. Температурный и водный режимы лесных почв Якутии // Исследования растительности и почв в лесах Северо-Востока СССР. – Якутск: Якуткнигоиздат, 1971. – С. 118–175.

Самсонова В.В. Влияние леса на вечную мерзлоту: Мониторинг и методы исследования. – Якутск: Изд-во Якут. ун-та, 2001. – 40 с.

Сергеев Д.О., Типенко Г.С., Романовский В.Е. и др. Влияние горного рельефа и вертикальной геокриологической поясности на эволюцию мощностей мно-

голетнемерзлых толщ Южной Якутии // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 2. – С. 33–42.

Скрябин П.Н., Скачков Ю.Б., Варламов С.П. Потепление климата и изменение термического состояния грунтов в Центральной Якутии // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 3. – С. 32–40.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. – 319 с.

Сташенко А.И. Особенности использования материалов аэрофотосъемки для инженерно-геокриологического картографирования Лено-Вилюйской газоносной провинции // Методы инженерно-геокриологической съемки. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1990. – С. 40–48.

Тарабукина В.Г., Саввинов Д.Д. Влияние пожаров на мерзлотные почвы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 120 с.

Тимофеев П.А. Леса Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1980. – 149 с.

Тимофеев П.А., Исаев А.П., Щербаков И.П. и др. Леса среднетаежной подзоны Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. – 140 с.

Томирдиаро С.В. Многолетняя мерзлота // Север Дальнего Востока. – М.: Наука, 1970.

Тумель В.Ф. О некоторых изменениях мерзлотного режима грунтов в связи с выгоранием растительных покровов // Тр. Комитета по вечной мерзлоте. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. – Т. VIII. – 79 с.

Тыртиков А.П. Развитие растительности как фактор формирования и динамики многолетнемерзлых пород // Проблемы Севера. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Вып. 7. – С. 224–234.

Тыртиков А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. – 192 с.

Тыртиков А.П. Вечная мерзлота и растительность // Региональная геокриология: Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. – Якутск, 1973. – С. 68–74.

Тыртиков А.П. Динамика растительного покрова и развитие мерзлоты в Западной Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. – 196 с.

Тыртиков А.П. Динамика растительного покрова и развитие мерзлотных форм рельефа. – М.: Наука, 1979. – 115 с.

Уткин А.И. О роли вечной мерзлоты в лесах Центральной Якутии // Новые лесоводственные исследования. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 99–111.

Уткин А.И. Леса Центральной Якутии. – М.: Наука, 1965. – 200 с.

Уткин А.И. Изучение лесных биогеоценозов // Программа и методика биогеоценологических исследований. – М.: Наука, 1974. – С. 281–317.

Федоров А.Н. Роль вырубок в развитии мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии // Региональные и инженерные геокриологические исследования. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1985. – С. 111–117.

Федоров А.Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1991. – 140 с.

Федоров А.Н. Влияние современных ландшафтов изменений климата Центральной Якутии на криоэкологическое состояние // География и природ. ресурсы. – 1996. – № 2. – С. 101–105.

Фуряев В.В., Злобина Л.П. Оценка и картирование насаждений по степени пожароустойчивости // Лесн. хоз-во. – 1989. – № 4. – С. 47–49.

Фуряев В.В. Роль пожаров в процессе лесообразования. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1996. – 253 с.

Цыкалов А.Г. Пирогенные лиственничники Центральной Эвенкии // География и природ. ресурсу. – 1991. – № 1. – С. 74–79.

Чевычелов А.П. Пирогенез и зональное таежное континентальное автоморфное почвообразование на северо-востоке Азии (на примере Юж. Якутии): Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. – Новосибирск, 1997. – 33 с.

Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. – М.: Недра, 1971. – 248 с.

Шурдук И.Ф. Влияние густоты древостоя на фитоклимат лиственничных молодняков // Проблемы экологии Якутии. – Якутск: Изд-во Якут. ун-та, 1996. – Вып. I. – С. 49–54.

Щербаков И.П. Введение в типологию среднетаежных лесов Якутии // Исследования растительности и почв в лесах северо-востока СССР. – Иркутск, 1971. – С. 3–33.

Щербаков И.П. Типы леса Южной Якутии // Леса Южной Якутии. – М.: Наука, 1975. – 344 с.

Щукин И.С. Четырехъязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. – М.: Сов. энциклопедия, 1980. – 703 с.

Южная Якутия / Под ред. В.А. Кудрявцева. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – 444 с.

Pavlov A.V. Permafrost-climating monitoring of Russia: analysis of field data and forecast // Polar Geography. – 1996. – V. 20, No. 1. P. 44–64.

Глава 5

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

5.1. ПРОЦЕССЫ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

Возникновение криолитозоны и ее эволюция в значительной степени определяются неравномерностью распределения на поверхности Земли поступающей от Солнца лучистой энергии. Этим обусловливается формирование неоднородности высшего порядка – закономерного широтно-зонального распределения температур многолетнемерзлых пород, выражающееся в их понижении при движении с юга на север. При этом тенденции и темпы развития ММП на отдельных территориях будут во многом определяться причинами, обусловленными протеканием поверхностных или внутригрунтовых процессов.

Каждую территорию можно представить в виде совокупности локальных неоднородностей, по-разному реагирующих на внешние воздействия. Поэтому ее развитие, приводящее к равновесию с новыми условиями, представляется не предопределенной траекторией, а полем возможностей – альтернативных направлений, путем трансформации и рекомбинации отдельных криогенных геосистем. Реализация накопившихся изменений проявляется в комплексах парагенетических процессов различной интенсивности и разнообразных пространственных формах. При этом поведение отдельных геосистем может отличаться от общих тенденций. Если учесть, что трансформация криогенных геосистем происходит за счет действия совокупности криогенных процессов, то можно сказать, что изменения под внешними воздействиями любой территории, где формируются или уже сформированы мерзлые породы, можно представить как поле возможностей реализации криогенных процессов.

Большое разнообразие мерзлотных форм и явлений, наблюдаемых в криолитозоне, предполагает наличие большого количества образующих их процессов. Однако количество собственно криогенных процессов невелико. Если основываться на формировании льда и его разрушении (фазовые переходы), можно отметить, что криогенными являются лишь несколько. Горные породы при приближении их температуры к области фазовых переходов вода–лед обладают некоторыми общими чертами. Здесь происходит быстрое нарастание изменений в строении грунта. Происходят объемные изменения, нарушающие сплошность грунтового массива, формируются

ассоциации молекул воды, под воздействием температурного градиента наблюдается перераспределение связанной воды. Само льдообразование вызывает возникновение криогенных напоров в грунтовых водах и концентрирование солей на границе льдообразования. Это и приводит к развитию криогенных процессов различной интенсивности и масштабов. Остановимся на криогенных процессах, реализующихся в литосфере.

В широком смысле криогенные процессы – любые преобразования природной среды, связанные с проявлением фазовых переходов вода (водяной пар)–лед и обусловленных ими физических, химических, биохимических и других процессов [Гляциологический словарь, 1984]. Они реализуются во всем объеме криосферы и сопровождаются формированием и разрушением льда. Все криогенные процессы: пучение, формирование полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), термокарст, термоэрозия, термоабразия, солифлюкция, криогенное оползание и другие, являются парагенетическими комплексами. Причем во времени соотношение отдельных компонентов меняется, что значительно осложняет систематизацию криогенных процессов, так как приходится объединять разнородные природные объекты. Необходимо найти общие принципы, базирующиеся на самых существенных свойствах криогенеза, что позволит с единых позиций оценивать как элементарные, едва заметные проявления криогенных процессов в чистом виде, так и сложные комплексы, формирующие мощные криогенные системы или выражающиеся в масштабных катастрофических явлениях, которые развиваются при разрушении мерзлых пород.

Многообразие криогенных образований и явлений в литосфере предполагает соответствующее многообразие криогенных процессов, тем не менее, к собственно криогенным (первичным) процессам относятся только два – образование льда и его таяние. Промерзание горной породы и образование льда приводит к формированию мерзлых пород с различным криогенным строением, а таяние проявляется в совокупности термоденудационных процессов, различных по масштабу и интенсивности разрушения. Поскольку в геокриологии принято относить к криогенным более широкую совокупность процессов, разделим их на несколько групп по степени зависимости от первичных.

1. Первичные криогенные процессы.

При промерзании – льдообразование. При протаивании – таяние льда.

2. Процессы, непосредственно связанные с первичными криогенными.

При промерзании. Увеличение объема и пучение грунта, изменение свойств (водонепроницаемость, увеличение прочностных свойств). В тонкозернистых грунтах происходит миграция связанной воды в зону льдообразования. В грубозернистых грунтах происходит криогенное отжатие свободной воды из области льдообразования. Формируются первичные криогенные текстуры. Образующийся лед содержит меньше солей по сравнению с исходным раствором (криогенная концентрация порового раствора).

При протаивании. Уменьшение объема, развитие просадок и трещин, изменение свойств (уменьшение прочностных свойств, возрастание коэффициента фильтрации).

3. Процессы, опосредованно связанные с первичными криогенными (реализуются при благоприятном соотношении условий).

При промерзании. Выпучивание каменного материала. Возможность развития гидроразрывов в грунтовом массиве, внедрения (разномасштабные) объемов воды и водонасыщенных грунтов в ранее промерзшие мерзлые породы, излияние воды на поверхность, завершается формирование криогенного строения мерзлых пород.

При протаивании. Перемещение образовавшейся свободной воды из зоны таяния (отжатие вверх, стекание вниз и в сторону по мерзлому водоупору), вынос мелкозернистого материала текучими внутригрунтовыми водами, течение влагонасыщенного грунта по склону под действием силы тяжести.

4. Развитие криогенных форм и образований, связанных с совокупным действием комплекса парагенетических процессов. Характеризуется наличием ведущего, ярко выраженного основного процесса и системой сопутствующих. Проявляются образования специфической формы.

При промерзании. Бугры пучения и наледи разного генезиса и различных размеров. Многолетнемерзлые породы. Полигональный рельеф.

При протаивании. Термокарстовые западины (сухие и наполненные водой) с характерными изометричными очертаниями, дендритообразные в плане, термоэрозионные и специфические и разнообразные по морфологии склоновые образования (солифлюкционные натеки, оползневые тела, курумы, термоабразионные уступы).

Криогенные процессы представляют собой отдельные элементарные проявления нарушения устойчивости и отражают пространственную структуру, строение, состав криогенной системы. Если криогенная система находится в устойчивом квазистационарном состоянии, то криогенные процессы выражены незначительно, часто имеют обратимый характер и не приводят к разрушению системы в целом. В переходных зонах криогенные процессы выражены гораздо сильнее. Они импульсами изменяют систему (формируют, перестраивают или разрушают ее), но не являются основой самих изменений. Сначала создаются внешние условия формирования или изменения криогенных систем. Затем, по мере накопления энергетических или механических изменений, меняется состояние системы в целом либо ее частей. И лишь потом развивается парагенетическая совокупность криогенных процессов, трансформирующих или разрушающих криогенные системы, обеспечивая их переход в состояние, соответствующее новым термодинамическим условиям. Таким образом, отдельные криогенные процессы являются низшим звеном криогенеза, его элементарной, но самой динамичной составляющей, обеспечивающей изменения отдельных частей криосферы вслед за изменившимися внутренними или внешними условиями.

Хотя криолитозона, по некоторым оценкам, существует более 3 млн лет, основной ее элемент – лед крайне неустойчив. Криосфера является наиболее чувствительной геосферой, реагирующей даже на самые незначительные локальные и глобальные изменения потоков энергии на нашей планете. Криосфера в целом и криолитосфера в частности, как уже отме-

чалось, представляет собой совокупность самоорганизующихся подсистем различного ранга. Обладая разной степенью устойчивости, данные подсистемы под воздействием внешних изменений начинают трансформироваться и перегруппировываться, переходя в состояние равновесия с новыми условиями. Эти представления очень близки идеям А.М. Садовского о блочно-иерархическом устройстве горных пород, обеспечивающем возможность саморегулирования процесса энергомассообмена литосферы Земли с внешним по отношению к ней миром, что позволяет говорить, что Земля в каком-то смысле живет [Садовский, Писаренко, 1991]. Криолитозона наиболее полно соотносится с этой идеей, процессы, происходящие в ней, являются, вероятно, наиболее чуткими компонентами этой жизни.

Изменение состава грунтовых вод

При понижении температуры ниже области фазовых переходов и образовании льда в грунтовом массиве непрерывно меняются состав солей и соотношение фаз. Это явление можно назвать "криогенной метаморфизацией" [Иванов, 1987]. Одновременно протекает "криогенное концентрирование" – процесс последовательного повышения концентрации растворенных веществ и минерализации природных вод в результате кристаллизации льда.

Замерзание поровой воды осложняется в дисперсных грунтах также ориентирующим влиянием твердых частиц, что приводит к понижению температуры замерзания. Так, в ямальском суглинке (оз. Тюринто) с естественной засоленностью 0.4 % при температуре –3...–6 °С содержится от 10 до 20 % незамерзшей воды, т. е. концентрация порового раствора составляет 20–40 г/л. Соответствующие данные по суглинку из района Югорского полуострова свидетельствуют о том, что при засоленности 1.5 % и влажности W = 16 % температура замерзания составляет –6.4 °С, при W = 19–32 % она равна –4.8 и –2.5 °С.

Следовательно, замерзание порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Эти процессы более подробно рассматривались в предыдущих главах. Температура полного замерзания (при морском составе солей) является экспериментальной величиной и изменяется, по разным данным, от –36 до –55 °С для свободного раствора и, вероятно, еще ниже для порового раствора засоленных мерзлых пород. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми. Такой характер процесса замерзания свидетельствует, во-первых, о неустойчивом характере равновесия в поровом растворе засоленных мерзлых пород, и, во-вторых, о важной роли происходящих процессов для формирования свойств пород.

В целом совокупность процессов и явлений, наблюдаемых в зоне промерзания, предопределяет значительное преобразование начальной струк-

туры, плотности и прочности грунтов. Это вызывает их агрегирование и возникновение разнообразных "дефектных зон" [Ершов, 2002]. При достижении отрицательной температуры лед начинает формироваться сначала в крупных порах и по границам структурных отдельностей. При дальнейшем понижении температуры льдообразование осуществляется во все более мелких внутриагрегатных и межчастичных порах.

Таким образом, в сравнительно узкой зоне и за короткий промежуток времени, предшествующий переходу породы в мерзлое состояние, может происходить кардинальное преобразование ее первоначального строения и свойств. Формирование ледяного элемента в этих условиях предопределить невозможно, поскольку одновременно взаимодействуют несколько факторов. Общим для переходной зоны в промерзающих породах будет отрицательная температура, наличие отдельных ледяных элементов, окруженных средой, не содержащей льда, различные направления миграционных потоков, разнообразные объемные изменения, агрегирование и диспергирование.

Пучение

Пучением (или морозным, криогенным пучением) грунтов называется неравномерное увеличение их объема при промерзании, которое происходит как при переходе части содержащейся в них воды в лед, так и вследствие поступления воды к фронту промерзания извне и ее кристаллизации. Поэтому разделяют два вида пучения дисперсных грунтов: 1) без подтока влаги извне; 2) с подтоком влаги извне, или, иначе, в условиях закрытой или открытой системы. Заметное пучение наблюдается при медленном промерзании в открытой системе водонасыщенных мелкодисперсных, особенно пылеватых, грунтов и близости водоносного горизонта (миграционный механизм пучения). Оно может быть связано и с промерзанием водонасыщенных грубодисперсных грунтов в условиях закрытой системы, если возникают значительные напоры грунтовых вод (инъекционный механизм пучения). Возможен и смешанный, инъекционно-сегрегационный механизм образования бугров пучения, особенно многолетних. При промерзании сезонноталого слоя пучение происходит в условиях закрытой системы, за исключением подножий склонов. Кроме того, именно неравномерное увеличение объема промерзающих грунтов приводит к выражению этого процесса в рельефе в виде бугров пучения разных размеров. Пучение дисперсных грунтов при промерзании наблюдается во всей области распространения мерзлых пород и обычно для территорий с сезонным промерзанием, однако его проявления зависят от условий промерзания, температурного режима, состава и влажности грунтов. Сочетание пучения с другими криогенными процессами приводит к многообразию форм рельефа, в образовании которых оно участвует как главный, так и необходимый промежуточный процесс (бугры и полосы пучения, булгунняхи, пятна-медальоны, каменные венки, "криотурбации" и др.).

При промерзании дисперсного грунта в условиях закрытой системы при отсутствии напорных инъекций воды пучение незначительно и состав-

ляет тысячные и первые сотые доли от глубины промерзания. С подтоком воды извне в связи с процессом миграции влаги к фронту промерзания и соответствующим льдонакоплением пучение увеличивается. При этом могут возникать прослои льда значительной мощности, составляющие от 1 до 100 мм. Пучение зависит от характера распределения льдистости, типа образующейся криогенной текстуры, величины усадки немерзлой зоны, из которой влага передвигается в промерзающую зону. В случае образования массивной криогенной текстуры пучение невелико. Оно возрастает с увеличением дисперсности заметно сильнее, чем с увеличением влажности грунта. В некоторых случаях деформации усадки немерзлой зоны могут превышать деформации пучения промерзающей зоны. Пучение песчаных грунтов при свободном оттоке воды практически не выражено.

Различают обусловленное сезонным промерзанием грунтов сезонное пучение, а также многолетнее пучение, связанное с многолетним их промерзанием. Сезонные колебания земной поверхности, обусловленные осенним пучением при промерзании и весенней осадкой при оттаивании грунтов, называют гидротермическими.

Сезонное пучение

Сезонное пучение проявляется в различных по составу породах (от глин до тонкозернистых песков). Процессами сезонного пучения обусловлено образование пятен-медальонов, мелкобугристого рельефа и сезонных бугров пучения (рис. 5.1). Пространственная и временная изменчивость основных компонентов геокриологической обстановки приводит к тому, что интенсивность криогенного пучения изменяется от участка к участку в весьма больших пределах, а на отдельных однородных участках оно проявляется по площади не равномерно, а как случайный процесс. В зависимости от сочетания факторов, определяющих развитие криогенного пучения (состав пород сезонноталого и сезонномерзлого слоев, влажность пород перед промерзанием, температурный режим промерзания), выделены четыре типа криогенного пучения: I – весьма интенсивное, II – интенсивное, III – слабое проявление, IV – процессы пучения практически не проявляются.

Неравномерность сезонного пучения по площади обусловлена большим числом факторов и подчиняется нормальному закону распределения. Она может изменяться от 3–4 до 10–15 %, а при образовании бугров увеличивается на порядок. С доверительной вероятностью 0.9 радиус основания



Рис. 5.1. Сезонные бугры пучения на Ямале.

ляет тысячные и первые сотые доли от глубины промерзания. С подтоком воды извне в связи с процессом миграции влаги к фронту промерзания и соответствующим льдонакоплением пучение увеличивается. При этом могут возникать прослои льда значительной мощности, составляющие от 1 до 100 мм. Пучение зависит от характера распределения льдистости, типа образующейся криогенной текстуры, величины усадки немерзлой зоны, из которой влага передвигается в промерзающую зону. В случае образования массивной криогенной текстуры пучение невелико. Оно возрастает с увеличением дисперсности заметно сильнее, чем с увеличением влажности грунта. В некоторых случаях деформации усадки немерзлой зоны могут превышать деформации пучения промерзающей зоны. Пучение песчаных грунтов при свободном оттоке воды практически не выражено.

Различают обусловленное сезонным промерзанием грунтов сезонное пучение, а также многолетнее пучение, связанное с многолетним их промерзанием. Сезонные колебания земной поверхности, обусловленные осенним пучением при промерзании и весенней осадкой при оттаивании грунтов, называют гидротермическими.

Сезонное пучение

Сезонное пучение проявляется в различных по составу породах (от глин до тонкозернистых песков). Процессами сезонного пучения обусловлено образование пятен-медальонов, мелкобугристого рельефа и сезонных бугров пучения (рис. 5.1). Пространственная и временная изменчивость основных компонентов геокриологической обстановки приводит к тому, что интенсивность криогенного пучения изменяется от участка к участку в весьма больших пределах, а на отдельных однородных участках оно проявляется по площади не равномерно, а как случайный процесс. В зависимости от сочетания факторов, определяющих развитие криогенного пучения (состав пород сезонноталого и сезонномерзлого слоев, влажность пород перед промерзанием, температурный режим промерзания), выделены четыре типа криогенного пучения: I – весьма интенсивное, II – интенсивное, III – слабое проявление, IV – процессы пучения практически не проявляются.

Неравномерность сезонного пучения по площади обусловлена большим числом факторов и подчиняется нормальному закону распределения. Она может изменяться от 3–4 до 10–15 %, а при образовании бугров увеличивается на порядок. С доверительной вероятностью 0.9 радиус основания



Рис. 5.1. Сезонные бугры пучения на Ямале.

отдельных сезонных бугров пучения в среднем составляет для различных рассматриваемых районов 2–6 м при относительной высоте 0.2–1.5 м. При отсутствии нарушения естественных условий бугры пучения в большинстве случаев наблюдаются в тех же точках, что и в прошлые годы, хотя величины пучения могут отличаться в 1.5–2 раза [Невечеря, Горальчук, 1978].

1978

Пятна-медальоны как пример самоорганизации криогенных геосистем

Развитие данных образований представляет собой проявление чрезвычайно интересного и мало изученного явления – самоорганизации геосистем при наложении одних процессов на другие. Для пород деятельного слоя (ДС) во всех климатических зонах характерен процесс выпучивания каменного материала. В результате обломки от нескольких сантиметров до нескольких метров перемещаются с глубины на поверхность земли. Данный поток равномерно распределен по всей площади распространения сезонного слоя промерзания–протаивания, меняется только его интенсивность, зависящая от строения грунтовой толщи. Процессы в деятельном слое, обусловленные теплообменом между литосферой и атмосферой, формируют поток материала, ориентированный вертикально к поверхности раздела. При этом ярко выраженных структур на поверхности почвы не формируется. Выпучивание каменного материала на поверхность без образования полигональных структур наблюдается везде, где происходит сезонное промерзание. Там, где на равномерный поток выпучивания каменного материала накладывается морозобойное растрескивание, происходит самоорганизация криогенных систем, например в виде пятен-медальонов. Единый горизонт ДС разбивается на сеть ячеек, в каждой из которых развивается система потоков водонасыщенного грунта и каменного материала. При этом грубообломочный материал в своем движении отклоняется от вертикального направления и концентрируется на краях полигонов, образуя пятна-медальоны. Развитие полигональных форм на поверхности земли в области распространения ММП связано с целым комплексом процессов, прежде всего с существованием полигональной системы морозобойных трещин. В местах образовавшихся полигонов меняется растительность, условия увлажнения и динамика промерзания–протаивания. В результате формируется ячеистое строение ДС.

В центральной части ячейки промерзание идет интенсивней, а мохово-торфянистый бордюр промерзает гораздо медленней. При оттаивании, наоборот, центральная часть протаивает гораздо быстрее.

В случаях близкого залегания к поверхности скальных грунтов пучение приводит к выпучиванию каменного материала (щебня, гальки, валунов) из дисперсных отложений (рис. 5.2). Подобное происходит и с фундаментами мелкого заложения. Это явление образно описывали поморы на Шпицбергене, говоря, что там так холодно, что "покойники из земли выскакивают". На севере Евразии и Канады, в тундрах Шпицбергена, Аляски, на плоскогорьях и в горных областях встречаются мелкие структур-



Рис. 5.2. Пятна-медальоны (Ямал).

ные формы (бугры, пятна-медальоны, грязевые потоки) и каменные многоугольники (венки, кольца, полосы, "реки", сети), происхождение которых частично связано и с трещинообразованием. Они различаются сортировкой и распределением материала. Их количество бывает столь велико, что они дают название рельефу – пятнистая тундра, медальонный рельеф (см. рис. 5.2). Каменные фигуры представляют собой круги или многоугольники диаметром от 1.0 до 2.5 м с вязкой глинистой почвой, содержащей большее или меньшее количество щебня и обломков, окаймленные по периферии валиком из преобладающего каменного материала, в котором обломки поставлены более или менее отвесно; валик шириной 30–50 см, площадка внутри его плосковыпуклая, но в центре немного ниже валика. Валики продолжаются вглубь на 0.6–0.7 м, расплываясь затем в гораздо более влажной почве, так что в общем образование похоже на плоский кулич с каймой из камней, вставленный в почву тундры. На склонах эти круги превращаются в эллипсы, многоугольники вытягиваются в полосы. На поверхности отдельных многоугольников бывают видны многоугольники 2-го и даже 3-го порядка, окаймленные более мелкими камнями. При мелкодисперсном составе поверхностных пород образуются пятна и структурные формы. При этом поверхность земли разбивается трещинами шириной от 1 см и глубиной до 20–30 см на шестиугольные ячейки с поперечником до 1 м с выпуклым центром. Растительность на таких формах отсутствует или развита слабо. В Исландии и других местах встречаются также своеобразные "морозные" бугорки.

Вероятно, существует несколько механизмов многолетнего движения каменного материала и фундаментов инженерных сооружений в толще мелкозема. Из-за разности размеров грунтовых частиц возможно захватывание только части более крупных включений (в том числе свай) зоной промерзания и движение самих включений в направлении развития пучения, а освобождающееся с противоположной стороны этих включений пространство заполняется водонасыщенным мелкоземом. Поэтому включения при оттаивании уже не могут занять прежнее положение. Кроме того, теплопроводность каменного материала выше, чем мелкозема, и мелкозем под обломками может охлаждаться сильнее, к этому фронту промерзания в первую очередь мигрирует вода. Превращаясь в лед, она приподнимает и выталкивает вверх такие обломки пород, которые не могут вернуться на прежнее место из-за удерживания их массой грунта [Ершов, 1986]. Этот процесс проявляется как в области распространения многолетнемерзлых грунтов, так и вне нее, однако в мерзлой зоне он более акти-



Рис. 5.2. Пятна-медальоны (Ямал).

ные формы (бугры, пятна-медальоны, грязевые потоки) и каменные многоугольники (венки, кольца, полосы, "реки", сети), происхождение которых частично связано и с трещинообразованием. Они различаются сортировкой и распределением материала. Их количество бывает столь велико, что они дают название рельефу – пятнистая тундра, медальонный рельеф (см. рис. 5.2). Каменные фигуры представляют собой круги или многоугольники диаметром от 1.0 до 2.5 м с вязкой глинистой почвой, содержащей большее или меньшее количество щебня и обломков, окаймленные по периферии валиком из преобладающего каменного материала, в котором обломки поставлены более или менее отвесно; валик шириной 30–50 см, площадка внутри его плосковыпуклая, но в центре немного ниже валика. Валики продолжаются вглубь на 0.6–0.7 м, расплываясь затем в гораздо более влажной почве, так что в общем образование похоже на плоский кулич с каймой из камней, вставленный в почву тундры. На склонах эти круги превращаются в эллипсы, многоугольники вытягиваются в полосы. На поверхности отдельных многоугольников бывают видны многоугольники 2-го и даже 3-го порядка, окаймленные более мелкими камнями. При мелкодисперсном составе поверхностных пород образуются пятна и структурные формы. При этом поверхность земли разбивается трещинами шириной от 1 см и глубиной до 20–30 см на шестиугольные ячейки с поперечником до 1 м с выпуклым центром. Растительность на таких формах отсутствует или развита слабо. В Исландии и других местах встречаются также своеобразные "морозные" бугорки.

Вероятно, существует несколько механизмов многолетнего движения каменного материала и фундаментов инженерных сооружений в толще мелкозема. Из-за разности размеров грунтовых частиц возможно захватывание только части более крупных включений (в том числе свай) зоной промерзания и движение самих включений в направлении развития пучения, а освобождающееся с противоположной стороны этих включений пространство заполняется водонасыщенным мелкоземом. Поэтому включения при оттаивании уже не могут занять прежнее положение. Кроме того, теплопроводность каменного материала выше, чем мелкозема, и мелкозем под обломками может охлаждаться сильнее, к этому фронту промерзания в первую очередь мигрирует вода. Превращаясь в лед, она приподнимает и выталкивает вверх такие обломки пород, которые не могут вернуться на прежнее место из-за удерживания их массой грунта [Ершов, 1986]. Этот процесс проявляется как в области распространения многолетнемерзлых грунтов, так и вне нее, однако в мерзлой зоне он более акти-

вен. При этом значительная часть образующихся форм рельефа (каменных многоугольников, полос, колец, курумов, пятен-медальонов) имеет полигональный характер и связана с диагенетическими и криогенными трещинами, по стенкам которых возможно промерзание и смещение каменного материала.

В цикле промерзания–протаивания в каждой ячейке наблюдается комплекс сменяющих друг друга процессов: криогенное пучение и растрескивание, конвекции в неконсолидированных переувлажненных грунтах, выпучивание каменного материала, выдавливания на поверхность разжиженного грунта. В таких системах резко возрастает гидростатическое давление, что и обеспечивает переход тиксотропного влажного грунта внутри блоков в пластично-текучее состояние, нередко при этом происходит разрыв поверхностной мерзлой корки пород и излияние на поверхность разжиженной грунтовой массы. Образование мелкополигональных форм может происходить в результате конвекции текучего материала разной плотности из-за различного содержания каменных обломков и изменения плотности воды вблизи 0 °С. Более легкий материал при этом двигается в теплое время года в центре из глубины к поверхности, затем от центра к периферии, где и опускается по стенкам ячейки.

Многолетние бугры пучения

При многолетнем промерзании и пучении отложений образуются многолетние миграционные бугры, особенно в местах распространения с поверхности тонкодисперсных грунтов, подстилаемых песками. В результате промерзания торфяников, которые из-за разности теплопроводности в мерзлом и талом состоянии сильнее охлаждаются зимой, чем нагреваются летом и интенсивно промерзают, в заболоченных низинах встречается так называемый “обращенный” рельеф, возвышающийся над окружающей поверхностью на несколько метров (рис. 5.3).

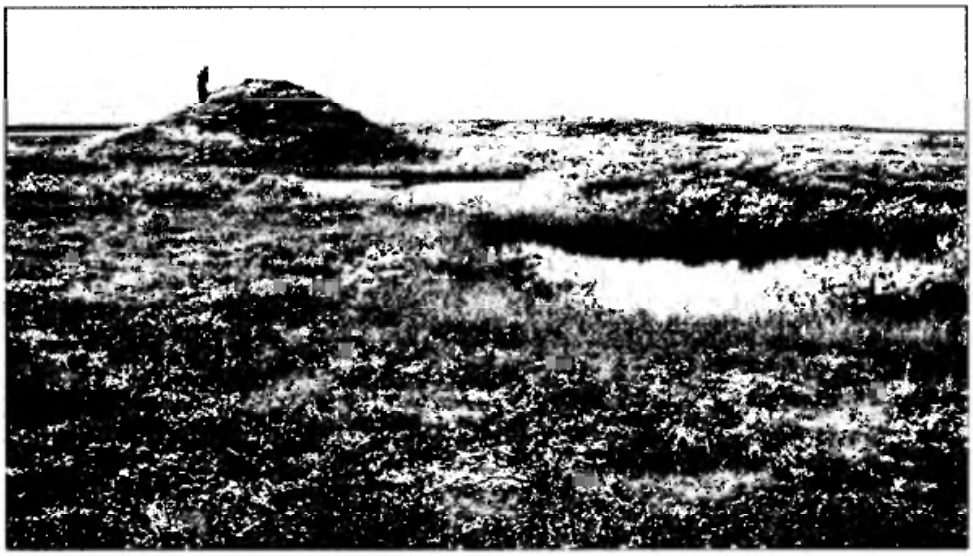


Рис. 5.3. Многолетний бугор пучения (Западный Ямал).

вен. При этом значительная часть образующихся форм рельефа (каменных многоугольников, полос, колец, курумов, пятен-медальонов) имеет полигональный характер и связана с диагенетическими и криогенными трещинами, по стенкам которых возможно промерзание и смещение каменного материала.

В цикле промерзания–протаивания в каждой ячейке наблюдается комплекс сменяющих друг друга процессов: криогенное пучение и растрескивание, конвекции в неконсолидированных переувлажненных грунтах, выпучивание каменного материала, выдавливания на поверхность разжиженного грунта. В таких системах резко возрастает гидростатическое давление, что и обеспечивает переход тиксотропного влажного грунта внутри блоков в пластично-текучее состояние, нередко при этом происходит разрыв поверхностной мерзлой корки пород и излияние на поверхность разжиженной грунтовой массы. Образование мелкополигональных форм может происходить в результате конвекции текучего материала разной плотности из-за различного содержания каменных обломков и изменения плотности воды вблизи 0 °С. Более легкий материал при этом двигается в теплое время года в центре из глубины к поверхности, затем от центра к периферии, где и опускается по стенкам ячейки.

Многолетние бугры пучения

При многолетнем промерзании и пучении отложений образуются многолетние миграционные бугры, особенно в местах распространения с поверхности тонкодисперсных грунтов, подстилаемых песками. В результате промерзания торфяников, которые из-за разности теплопроводности в мерзлом и талом состоянии сильнее охлаждаются зимой, чем нагреваются летом и интенсивно промерзают, в заболоченных низинах встречается так называемый “обращенный” рельеф, возвышающийся над окружающей поверхностью на несколько метров (рис. 5.3).



Рис. 5.3. Многолетний бугор пучения (Западный Ямал).



Рис. 5.4. Гидролакколит (Чарская котловина).

В Западной Сибири встречаются выпученные торфяные массивы площадью до нескольких квадратных километров, так называемые площади пучения. На выраженном в рельефе бугре пучения зимой сметается снег, температуры грунтов понижаются и под бугром образуется мерзлота большей мощности. Скорость роста таких многолетних бугров на севере Западной Сибири в начале промерзания составляет 10–30 см/год, постепенно уменьшаясь. Они часто сопровождают новообразование мерзлоты на талых участках пойм и озерных котловин, образуют целые группы по берегам болот, рек, озер, на мелководьях и достигают высоты 20 м, а в основании имеют размеры от нескольких десятков до сотен метров.

Другой тип инъекционных бугров пучения – гидролакколиты, которые образуются при инъекциях воды под влиянием гидродинамического напора подземных вод и приурочены к местам их разгрузки (рис. 5.4). Ледяные ядра их залегают на глубине 0.8–4.0 м от поверхности. Мощность ядер колеблется от 3–5 до 10 м и более. Гидролакколиты представляют собой сравнительно недолго живущие, обычно сезонные образования.

При новообразовании ММП и особенно при росте сегрегационных бугров пучения скорость криогенного пучения весьма велика. С увеличением мощности ММП она постепенно уменьшается. Так, в год образования бугра скорость криогенного пучения достигает 200–250 мм/год. При увеличении мощности мерзлых пород до 3 м она уменьшается до 60 мм/год, при многолетнем промерзании до глубины 8 м сокращается до 7–10 мм/год.

Пинго

В закрытых системах, характерных для криолитозоны, возникают инъекционные бугры пучения – булгунняхи, или пинго. Образование таких инъекционных бугров пучения связано с промерзанием несквозных подозерных таликов и возникновением напорных подземных вод; в некоторых случаях они наблюдаются и в сезонноталом слое. Причиной промерзания подозерных таликов является, как правило, обмеление или осушение озер. Размеры их изменяются в больших пределах: диаметр основания от 20 до 100 м, высота – от 2 до 40 м.



Рис. 5.4. Гидролакколит (Чарская котловина).

В Западной Сибири встречаются выпученные торфяные массивы площадью до нескольких квадратных километров, так называемые площади пучения. На выраженном в рельефе бугре пучения зимой сметается снег, температуры грунтов понижаются и под бугром образуется мерзлота большей мощности. Скорость роста таких многолетних бугров на севере Западной Сибири в начале промерзания составляет 10–30 см/год, постепенно уменьшаясь. Они часто сопровождают новообразование мерзлоты на талых участках пойм и озерных котловин, образуют целые группы по берегам болот, рек, озер, на мелководьях и достигают высоты 20 м, а в основании имеют размеры от нескольких десятков до сотен метров.

Другой тип инъекционных бугров пучения – гидролакколиты, которые образуются при инъекциях воды под влиянием гидродинамического напора подземных вод и приурочены к местам их разгрузки (рис. 5.4). Ледяные ядра их залегают на глубине 0.8–4.0 м от поверхности. Мощность ядер колеблется от 3–5 до 10 м и более. Гидролакколиты представляют собой сравнительно недолго живущие, обычно сезонные образования.

При новообразовании ММП и особенно при росте сегрегационных бугров пучения скорость криогенного пучения весьма велика. С увеличением мощности ММП она постепенно уменьшается. Так, в год образования бугра скорость криогенного пучения достигает 200–250 мм/год. При увеличении мощности мерзлых пород до 3 м она уменьшается до 60 мм/год, при многолетнем промерзании до глубины 8 м сокращается до 7–10 мм/год.

Пинго

В закрытых системах, характерных для криолитозоны, возникают инъекционные бугры пучения – булгунняхи, или пинго. Образование таких инъекционных бугров пучения связано с промерзанием несквозных подозерных таликов и возникновением напорных подземных вод; в некоторых случаях они наблюдаются и в сезонноталом слое. Причиной промерзания подозерных таликов является, как правило, обмеление или осушение озер. Размеры их изменяются в больших пределах: диаметр основания от 20 до 100 м, высота – от 2 до 40 м.

5.2. ПРОЦЕССЫ В СФОРМИРОВАВШИХСЯ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМАХ

Формирование повторно-жильных льдов и температурные деформации мерзлых грунтов

Температурные деформации мерзлых грунтов – один из самых распространенных криогенных процессов в криосфере, поэтому рассмотрим его подробно. Эти деформации связаны с объемными изменениями, происходящими при колебаниях температуры. Наиболее известным их следствием является морозобойное растрескивание, причиной которого является температурное сокращение при понижении температуры. Для нас это явление интересно во многих отношениях. Во-первых, это процесс уменьшения объема и разрушения сплошности мерзлого массива, т. е. возникновения определенного переходного состояния с соответствующим локальным изменением структуры породы. Во-вторых, этот процесс является основным для формирования совершенно новой криогенной системы – повторно-жильного льда (ПЖЛ). В-третьих, развитие ПЖЛ изменяет и дополняет структуру существующих криогенных систем. И, в-четвертых, на границе формирующегося повторно-жильного ледяного образования и вмещающего его мерзлого массива развивается специфическая переходная зона с особым строением.

Исследованию полигональных форм рельефа и истории их развития, а также соответствующих процессов и форм рельефа посвящены классические работы В.А. Обручева (1938), А.И. Гусева (1938), П.Ф. Швецова (1953), П.А. Шумского (1955), А.Л. Уошборна (1956), Б.И. Втюрина (1959), С.П. Качурина (1959), А.И. Попова (1967), А.А. Величко (1973), Н.Н. Романовского (1977) и других.

Криогенные (морозобойное) растрескивание, или трещинообразование, представляет собой распространенный процесс как в области развития многолетнемерзлых пород, так и области сезонного промерзания. Считается, что трещины обычно возникают на поверхности и проникают в глубь массива. В плане они выглядят как полигоны. Многократное повторение процесса морозобойного трещинообразования приводит к возникновению особых форм рельефа. Развитие системы трещин происходит в следующей последовательности: вода, проникающая в теплое время года в трещину, замерзает в ней и образует вертикальную жилу льда, которая позднее либо полностью вытаивает (если трещина не проникает ниже летнего оттаивания), либо сохраняется нижней частью в многолетнемерзлой породе. С наступлением зимы температурные напряжения приводят к растрескиванию на прежнем месте, так как сопротивление льда на разрыв в нарушенном массиве ниже по сравнению с ненарушенным массивом породы. Возникающие в процессе роста жил напряжения снимаются несколькими способами: путем перекристаллизации льда на контактах жильного льда и вмещающего грунтового массива, течением льда с образованием режеляционной каймы вдоль боковой поверхности жилы, посредством образования системы сколов в слое грунта, примыкающего к жиле. Таким образом,

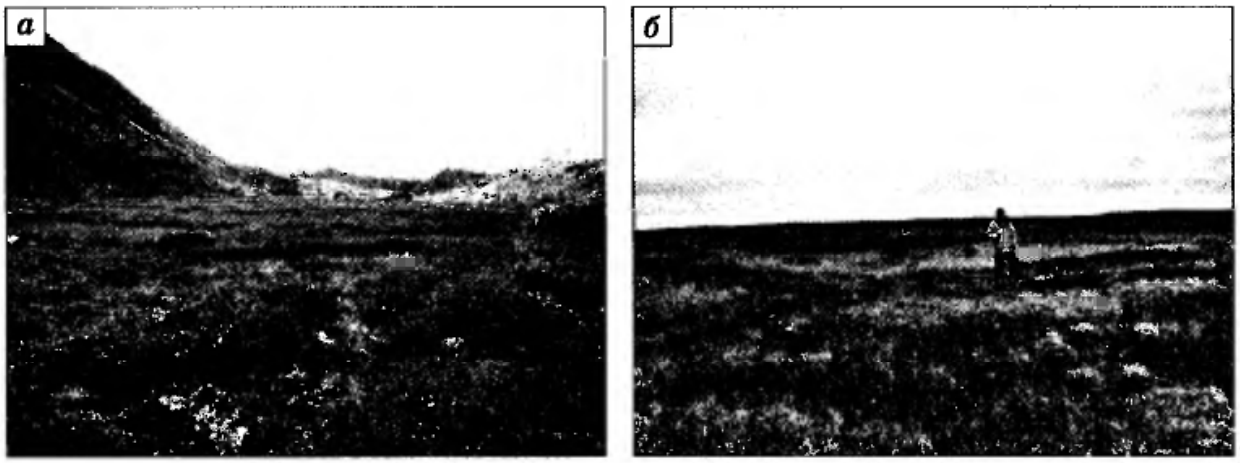


Рис. 5.5. Полигонально-валиковый рельеф:
а – хр. Удокан; *б* – Ямал, долина р. Юрибей.

формирование ПЖЛ происходит за счет ежегодного нарастания льда в вертикальных элементарных морозобойных трещинах и слоя льда в горизонтальных полостях над жилами, метаморфизма и течения льда в краевых частях жил и выдавливания грунта по системе сколов в грунтовом массиве.

Морозобойное трещинообразование обычно приводит к возникновению полигонально-валиковых форм рельефа. При этом полигоны ограничены органоминеральным валиком высотой до 0.5–1.0 м, который развивается постепенно по мере роста жил и нивелируется при его затухании. Между валиками смежных полигонов находится понижение, под которым формируется ледяная жила (рис. 5.5). В возникновении плоскобугристых и округло-бугристых форм кроме растрескивания принимают участие также процессы торфообразования, пучения, термокарста и эрозии.

Повторно-жильные льды формируются в многолетнемерзлых породах и являются двухъярусными структурами. Верхний ярус – грунтовый приурочен к слою сезонного оттаивания и обладает многими чертами изначально грунтовых жил. Нижний ярус – ледяная жила заключен в мерзлой толще. Чем более суровые мерзлотно-температурные условия, в которых развиваются ПЖЛ и меньше мощность слоя сезонного оттаивания, тем более редуцирован верхний и развит нижний ярус. Повторно-жильные льды могут образовываться как в сформировавшихся ранее породах в результате увеличения суровости мерзлотных условий, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются эпигенетическими, вторые – сингенетическими. Последние могут достигать в высоту 40–60 м и более, в ширину 6–8 м (рис. 5.6–5.19). Эпигенетические жилы, как правило, не превышают мощности слоя годовых колебаний температур. У сингенетических повторно-жильных льдов по сравнению с эпигенетическими, формировавшимися в сходных условиях, ледяная часть развита несколько больше, чем грунтовая.

В структуре повторно-жильных льдов видна вертикальная полосчатость, т. е. вертикально ориентированные пузырьки воздуха и включения



Рис. 5.5. Полигонально-валиковый рельеф:
а – хр. Удокан; *б* – Ямал, долина р. Юрибей.

формирование ПЖЛ происходит за счет ежегодного нарастания льда в вертикальных элементарных морозобойных трещинах и слоя льда в горизонтальных полостях над жилами, метаморфизма и течения льда в краевых частях жил и выдавливания грунта по системе сколов в грунтовом массиве.

Морозобойное трещинообразование обычно приводит к возникновению полигонально-валиковых форм рельефа. При этом полигоны ограничены органоминеральным валиком высотой до 0.5–1.0 м, который развивается постепенно по мере роста жил и нивелируется при его затухании. Между валиками смежных полигонов находится понижение, под которым формируется ледяная жила (рис. 5.5). В возникновении плоскобугристых и округло-бугристых форм кроме растрескивания принимают участие также процессы торфообразования, пучения, термокарста и эрозии.

Повторно-жильные льды формируются в многолетнемерзлых породах и являются двухъярусными структурами. Верхний ярус – грунтовый приурочен к слою сезонного оттаивания и обладает многими чертами изначально грунтовых жил. Нижний ярус – ледяная жила заключен в мерзлой толще. Чем более суровые мерзлотно-температурные условия, в которых развиваются ПЖЛ и меньше мощность слоя сезонного оттаивания, тем более редуцирован верхний и развит нижний ярус. Повторно-жильные льды могут образовываться как в сформировавшихся ранее породах в результате увеличения суровости мерзлотных условий, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются эпигенетическими, вторые – сингенетическими. Последние могут достигать в высоту 40–60 м и более, в ширину 6–8 м (рис. 5.6–5.19). Эпигенетические жилы, как правило, не превышают мощности слоя годовых колебаний температур. У сингенетических повторно-жильных льдов по сравнению с эпигенетическими, формировавшимися в сходных условиях, ледяная часть развита несколько больше, чем грунтовая.

В структуре повторно-жильных льдов видна вертикальная полосчатость, т. е. вертикально ориентированные пузырьки воздуха и включения



Рис. 5.6. Повторно-жильные льды в отложениях 50-метровой террасы р. Алдан (Мамонтова гора).

грунта, по которым возможно выделение элементарных ледяных жилок. По их числу можно подсчитать, сколько лет "росла" ледяная жила. Обычно это время исчисляется тысячами лет. Ширина и вертикальные размеры ледяных жил тем больше, чем глубже проникают морозобойные трещины и чем больше времени происходил рост ледяной жилы. Чем дальше на се-

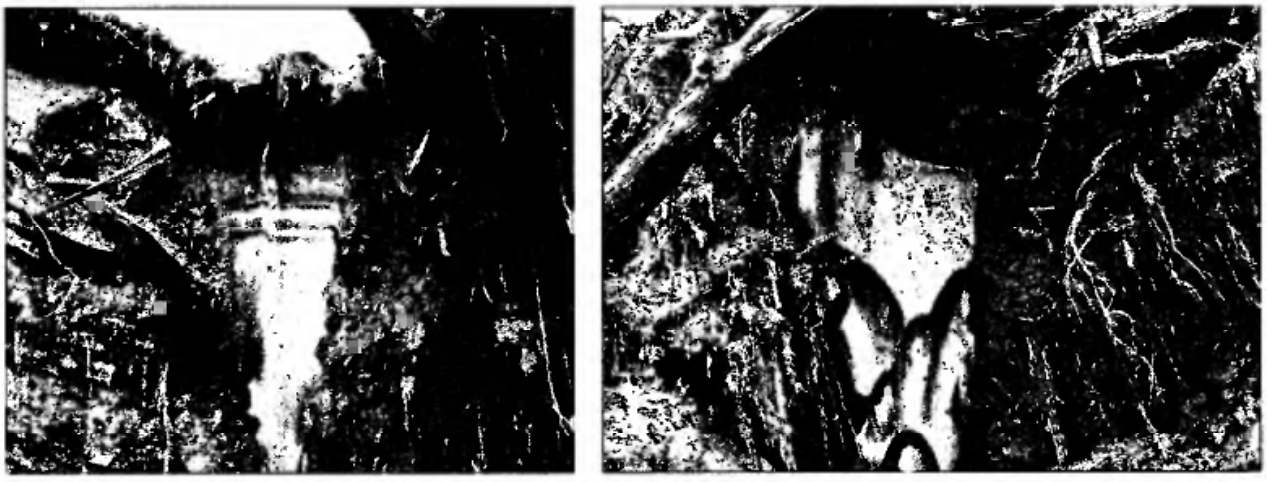


Рис. 5.7. Повторно-жильные льды в долине р. Западная Хандыга.



Рис. 5.6. Повторно-жильные льды в отложениях 50-метровой террасы р. Алдан (Мамонтова гора).

грунта, по которым возможно выделение элементарных ледяных жилок. По их числу можно подсчитать, сколько лет "росла" ледяная жила. Обычно это время исчисляется тысячами лет. Ширина и вертикальные размеры ледяных жил тем больше, чем глубже проникают морозобойные трещины и чем больше времени происходил рост ледяной жилы. Чем дальше на се-



Рис. 5.7. Повторно-жильные льды в долине р. Западная Хандыга.

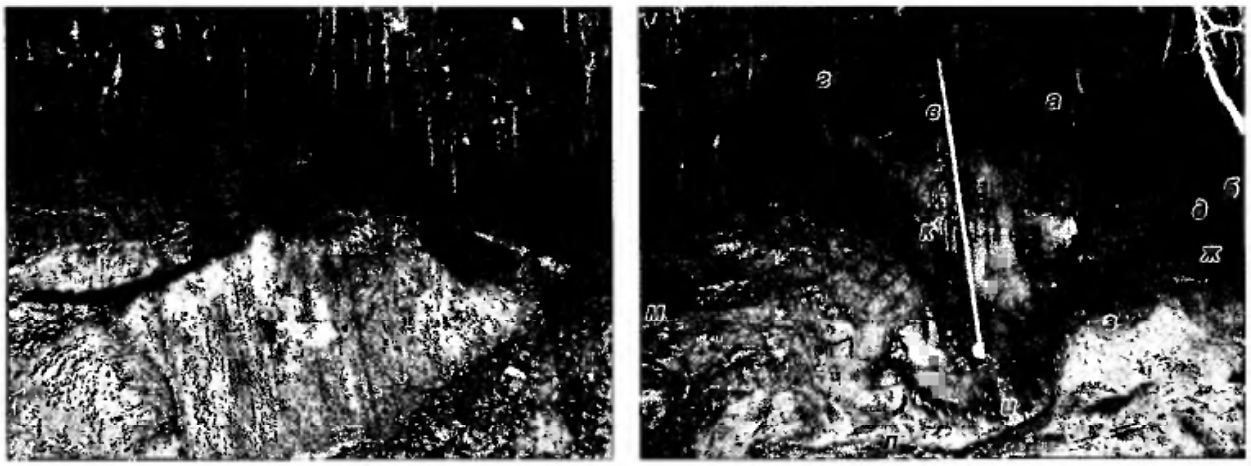


Рис. 5.8. Повторно-жильные льды в долине р. Чара.

Буквенными индексами (*а*–*м*) показаны участки разреза (в увеличенном масштабе приведены на последующих рисунках).

вер, тем быстрее растут ледяные жилы. Растущие ледяные жилы выжимают вмещающую породу вверх. Вокруг морозобойных трещин на поверхности земли образуются валики, а над самой жилой (между валиками) обычно возникают канавообразные понижения в результате вытаивания жилок льда в слое сезонного оттаивания, а также за счет эрозионных процессов. Формируется так называемый полигонально-валиковый микрорельеф.

Морозобойное растрескивание сопровождается образованием полигонально-жильных структур, которые подразделяются на четыре типа: изначально грунтовые жилы, повторно-жильные льды, первично-песчаные жилы и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам [Романовский, 1977]. Первые, изначально грунтовые жилы образуются под влиянием повторяющегося морозобойного растрескивания пород в пределах слоя сезонного промерзания или сезонного оттаивания; при этом вода, заполняющая элементарную трещину и замерзающая в ней весной, летом оттаивает и замещается породой. На севере они встречаются редко и лишь на участках глубокого протаивания. В южном направлении частота их развития существенно возрастает. Встречаются они и за пределами криолитозоны.

Повторно-жильные льды образуются на периодически покрывающихся водой преимущественно супесчано-суглинистых и торфянистых участках аккумулятивного рельефа (речные долины, озерные котловины) при среднегодовых температурах ниже –3 °С. Чем ближе к северу, тем шире они распространены на относительно пологих склонах, междуречьях и встречаются даже в щебнистом элювии.

Первично-песчаные жилы развиваются преимущественно в районах, где деятельность ветра ведет к переносу гравийно-песчаных частиц и засыпанию их в морозобойные трещины. Условия, в которых образуются такие жилы, характеризуются обычно слабым увлажнением поверхности и низкой влажностью отложений в сезонноталом слое. Многократное повторение процесса приводит к формированию песчаных жил. В определенных условиях могут формироваться песчано-ледяные жилы: в Централь-



Рис. 5.8. Повторно-жильные льды в долине р. Чара.

Буквенными индексами (*а–м*) показаны участки разреза (в увеличенном масштабе приведены на последующих рисунках).

вер, тем быстрее растут ледяные жилы. Растущие ледяные жилы выжимают вмещающую породу вверх. Вокруг морозобойных трещин на поверхности земли образуются валики, а над самой жилой (между валиками) обычно возникают канавообразные понижения в результате вытаивания жилок льда в слое сезонного оттаивания, а также за счет эрозионных процессов. Формируется так называемый полигонально-валиковый микрорельеф.

Морозобойное растрескивание сопровождается образованием полигонально-жильных структур, которые подразделяются на четыре типа: изначально грунтовые жилы, повторно-жильные льды, первично-песчаные жилы и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам [Романовский, 1977]. Первые, изначально грунтовые жилы образуются под влиянием повторяющегося морозобойного растрескивания пород в пределах слоя сезонного промерзания или сезонного оттаивания; при этом вода, заполняющая элементарную трещину и замерзающая в ней весной, летом оттаивает и замещается породой. На севере они встречаются редко и лишь на участках глубокого протаивания. В южном направлении частота их развития существенно возрастает. Встречаются они и за пределами криолитозоны.

Повторно-жильные льды образуются на периодически покрывающихся водой преимущественно супесчано-суглинистых и торфянистых участках аккумулятивного рельефа (речные долины, озерные котловины) при среднегодовых температурах ниже –3 °С. Чем ближе к северу, тем шире они распространены на относительно пологих склонах, междуречьях и встречаются даже в щебнистом элювии.

Первично-песчаные жилы развиваются преимущественно в районах, где деятельность ветра ведет к переносу гравийно-песчаных частиц и засыпанию их в морозобойные трещины. Условия, в которых образуются такие жилы, характеризуются обычно слабым увлажнением поверхности и низкой влажностью отложений в сезонноталом слое. Многократное повторение процесса приводит к формированию песчаных жил. В определенных условиях могут формироваться песчано-ледяные жилы: в Централь-

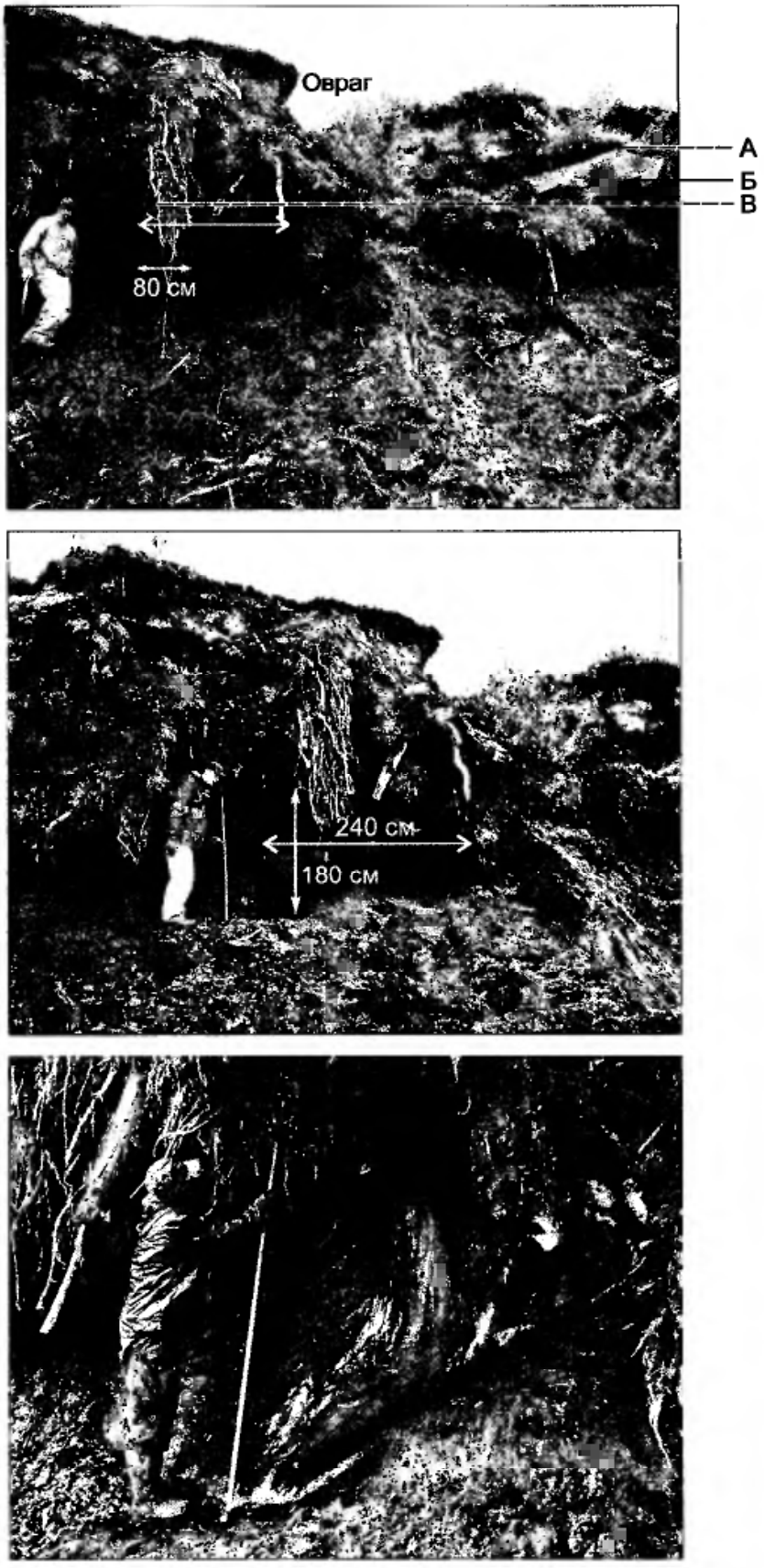


Рис. 5.9. Размеры голоценовой сингенетической ледогрунтово-ледяной жилы, вскрытой в отложениях обнажения 8-метровой террасы р. Чара в районе ручья Беленький:

А – верхний уровень разрушающейся жилы; Б – разрушающаяся жила; В – верхний уровень жилы в обнажении.

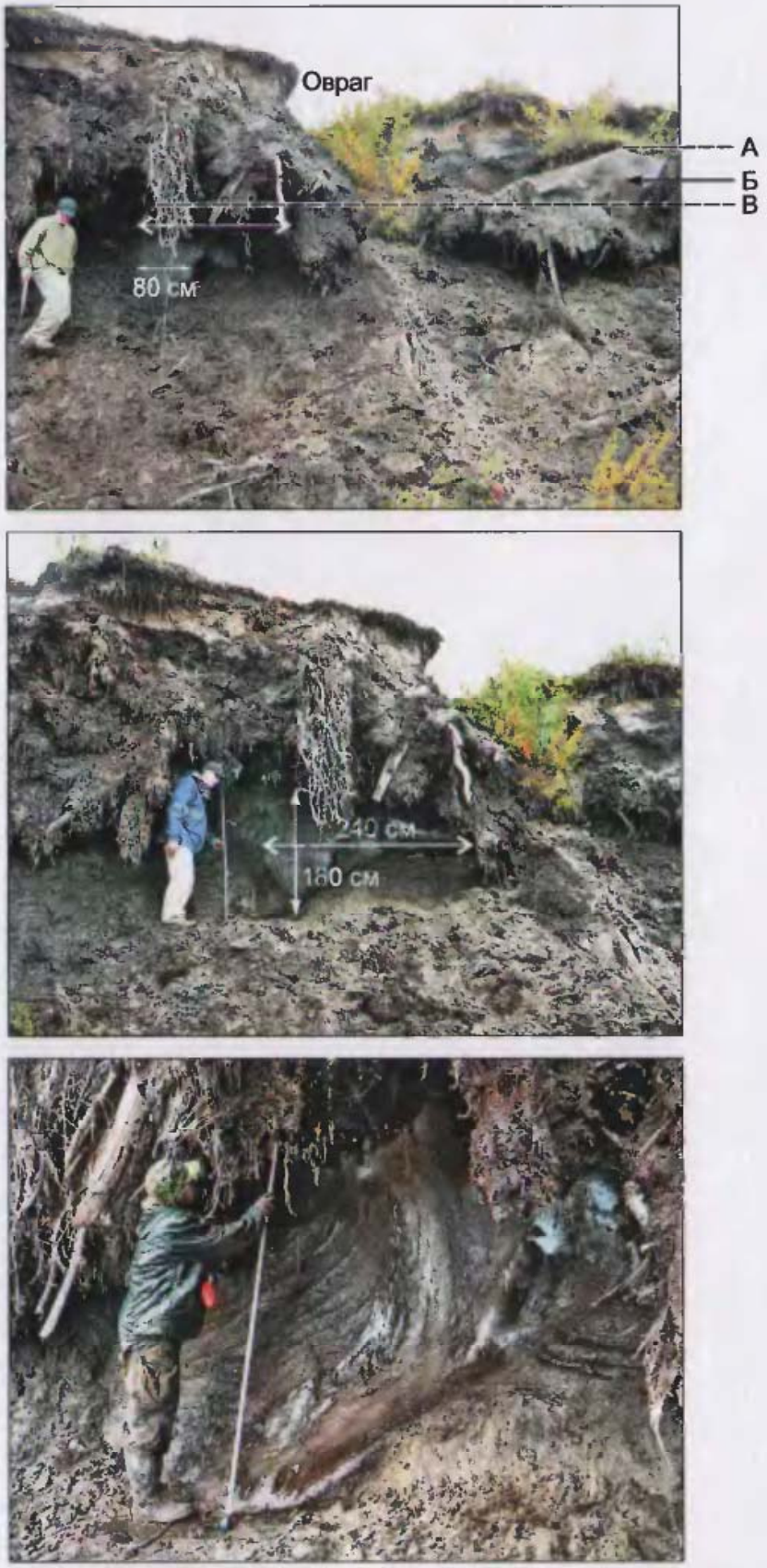


Рис. 5.9. Размеры голоценовой сингенетической ледогрунтово-ледяной жилы, вскрытой в отложениях обнажения 8-метровой террасы р. Чара в районе ручья Беленький:

А – верхний уровень разрушающейся жилы; Б – разрушающаяся жила; В – верхний уровень жилы в обнажении.



Рис. 5.10. Контактная зона плечиков и верхней центральной части жилы (*а*).



Рис. 5.11. Границы собственно ледяного тела жилы и ледогрунтовая зона в ее левой средней части (вертикальные ледяные слои и ледогрунтовые прослои между ними) – ниже плечика и до изгиба в нижней части.





Рис. 5.12. Нижняя контактная зона правой горизонтальной верхней части жилы:

$б_1$ – сильно деформированная ближняя к вертикальному ледяному телу жилы зона; $б_2$ – слабо деформированная дальняя часть зоны.

ной Якутии, на севере Западной Сибири и др. В пределах России в целом этот тип встречается редко.

Температурные напряжения пропорциональны скорости изменения температуры и градиента температуры по глубине, расстоянию от свободной вертикальной поверхности (обрыва, другой трещины), модулю упругости и коэффициенту температурного расширения (сжатия) грунтов. Амплитуда колебаний температуры на поверхности пород оказывает большее влияние на размеры трещинных полигонов в плане, а среднегодовая температура пород – на глубину проникновения трещин в мерзлую породу. Чем больше амплитуда колебаний температуры, тем меньше расстояние между трещинами. Для районов с континентальным климатом характерны размеры сторон полигонов от 0.5–2.0 до 10–12 м; для менее континен-



Рис. 5.10. Контактная зона плечиков и верхней центральной части жилы (*а*).



Рис. 5.11. Границы собственно ледяного тела жилы и ледогрунтовая зона в ее левой средней части (вертикальные ледяные слои и ледогрунтовые прослои между ними) – ниже плечика и до изгиба в нижней части.



Рис. 5.12. Нижняя контактная зона правой горизонтальной верхней части жилы:

$б_1$ – сильно деформированная ближняя к вертикальному ледяному телу жилы зона; $б_2$ – слабо деформированная дальняя часть зоны.

ной Якутии, на севере Западной Сибири и др. В пределах России в целом этот тип встречается редко.

Температурные напряжения пропорциональны скорости изменения температуры и градиента температуры по глубине, расстоянию от свободной вертикальной поверхности (обрыва, другой трещины), модулю упругости и коэффициенту температурного расширения (сжатия) грунтов. Амплитуда колебаний температуры на поверхности пород оказывает большее влияние на размеры трещинных полигонов в плане, а среднегодовая температура пород – на глубину проникновения трещин в мерзлую породу. Чем больше амплитуда колебаний температуры, тем меньше расстояние между трещинами. Для районов с континентальным климатом характерны размеры сторон полигонов от 0.5–2.0 до 10–12 м; для менее континен-

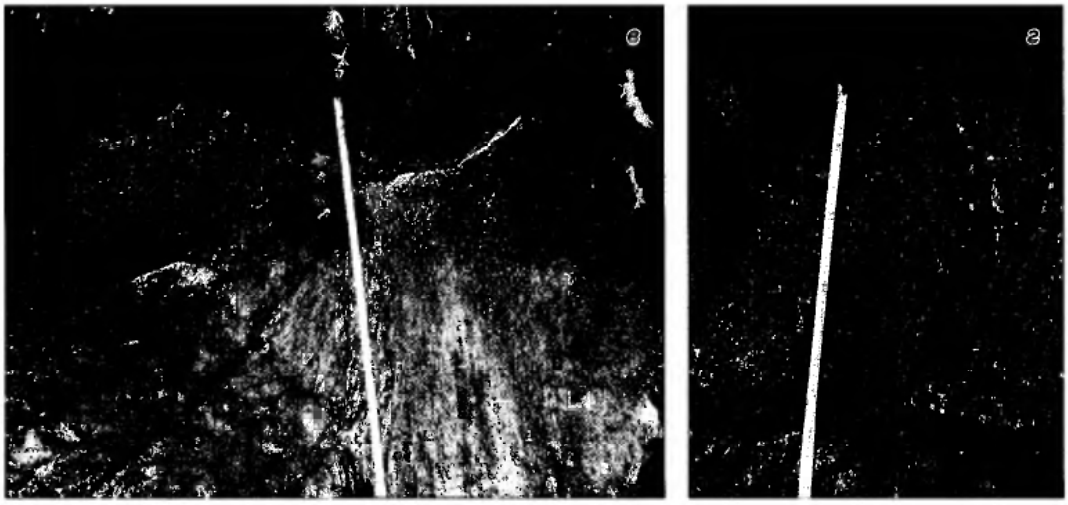


Рис. 5.13. Верхняя контактная зона:

в – плечико и пояски левой верхней части жилы; *г* – вертикально-слоистая и крупносетчая криогенная текстура левого верхнего бокового контакта.

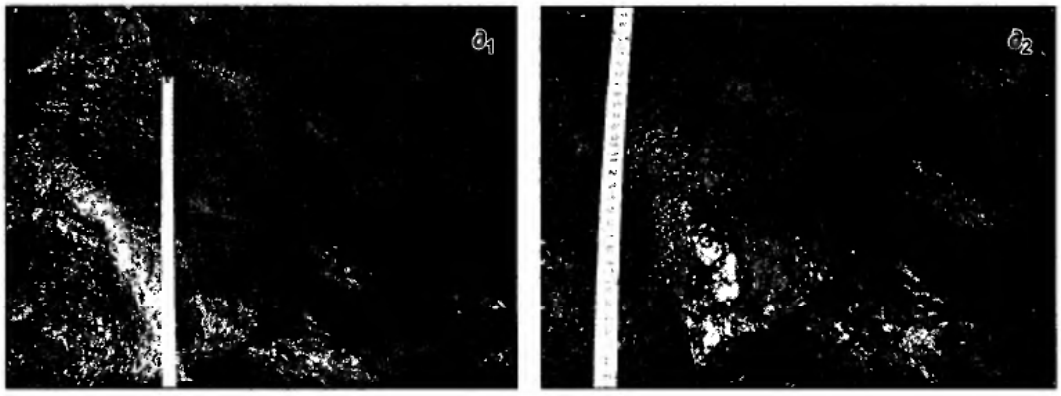


Рис. 5.14. Контакты правой вертикальной части ледяной жилы в зоне сочленения с горизонтальной частью жилы:

$д_1$ – общий план контакта верхней части; $д_2$ – ледогрунтовые деформации в зоне бокового контакта правой верхней части жилы.

тальных условий 20–40 м, иногда 50–80 м. При этом в однородных породах образуются гексагональные и ортогональные системы трещин, в неоднородных – ортогональные (рис. 5.20). Трещины глубоко проникают в мерзлые породы, их глубина может достигать 3–4 м и более. Ширина трещин на поверхности обычно не превышает 5–10 см. В однородной по составу многолетнемерзлой толще различные формы полигонально-жильных структур образуются в определенных мерзлотных условиях. Н.Н. Романовский [1977] показал, что на основе классификации типов сезонного оттаивания пород по В.А. Кудрявцеву можно проследить зависимость этих форм от среднегодовой температуры и влажности пород различного состава.



Рис. 5.13. Верхняя контактная зона:

в – плечико и пояски левой верхней части жилы; *г* – вертикально-слоистая и крупносетчая криогенная текстура левого верхнего бокового контакта.



Рис. 5.14. Контакты правой вертикальной части ледяной жилы в зоне сочленения с горизонтальной частью жилы:

$д_1$ – общий план контакта верхней части; $д_2$ – ледогрунтовые деформации в зоне бокового контакта правой верхней части жилы.

тальных условий 20–40 м, иногда 50–80 м. При этом в однородных породах образуются гексагональные и ортогональные системы трещин, в неоднородных – ортогональные (рис. 5.20). Трещины глубоко проникают в мерзлые породы, их глубина может достигать 3–4 м и более. Ширина трещин на поверхности обычно не превышает 5–10 см. В однородной по составу многолетнемерзлой толще различные формы полигонально-жильных структур образуются в определенных мерзлотных условиях. Н.Н. Романовский [1977] показал, что на основе классификации типов сезонного оттаивания пород по В.А. Кудрявцеву можно проследить зависимость этих форм от среднегодовой температуры и влажности пород различного состава.

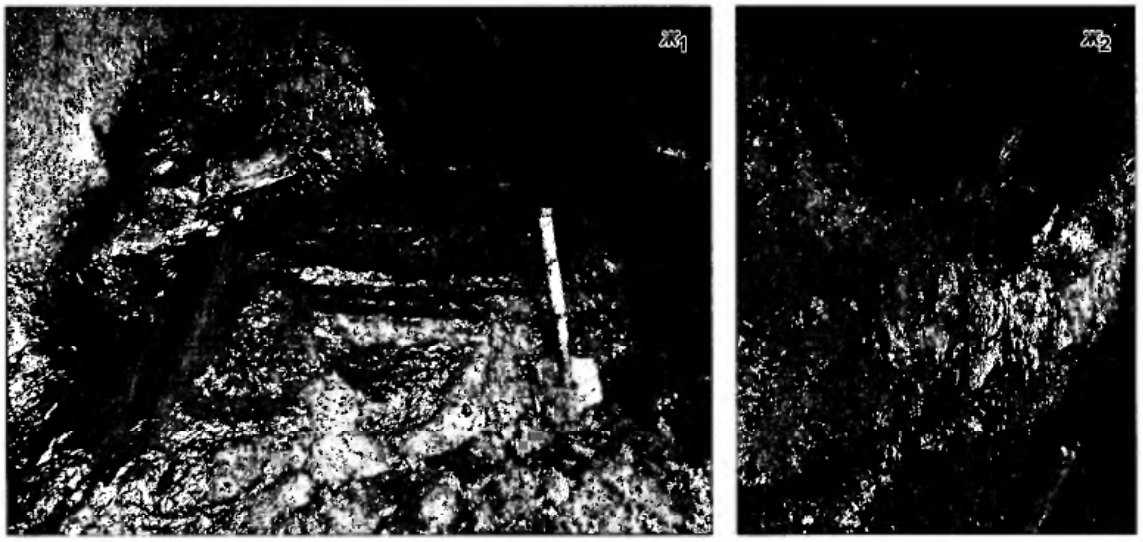


Рис. 5.15. Крупносетчатая криогенная текстура вмещающих супесчаных отложений ($ж_1$, $ж_2$).

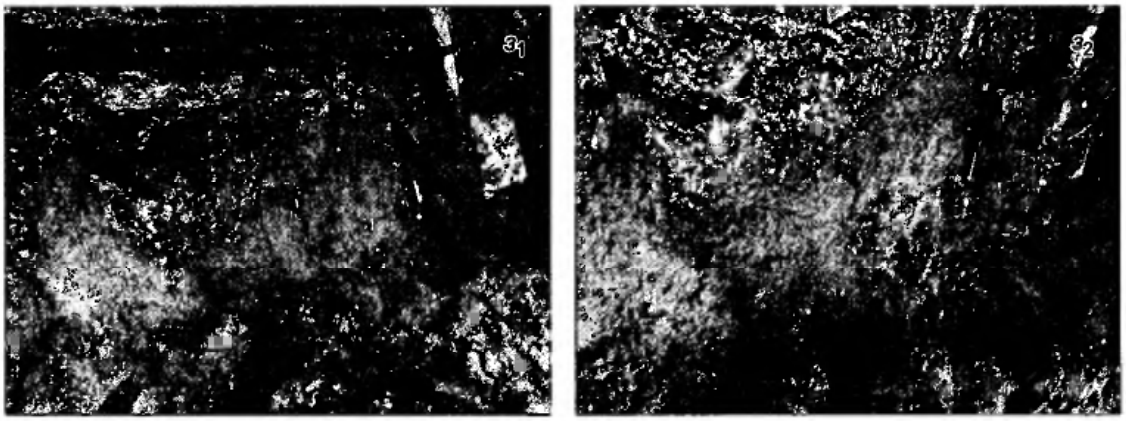


Рис. 5.16. Граница между вмещающими жилу сильнольдистыми супесчаными отложениями ($з_1$) и подстилающими разнозернисто-песчаными отложениями с включениями гальки, имеющими карманы ожелезнения ($з_2$).

Зональность и региональные особенности распространения и морфологии полигональных-жильных образований установлены для Забайкалья и Якутии Е.А. Втюриной [1962], для Западной Сибири описаны В.В. Баулиным, Е.Б. Белопуховой, Г.И. Дубиковым, Л.М. Шмелевым [1967], для Средней Сибири – С.М. Фотиевым, Н.С. Даниловой, Н.С. Шевелевой [1974] и другими. Так, для Западной Сибири было показано, что ПЖЛ развиваются в разных по составу отложениях: в торфяниках при –2 °С, в аллювиальных супесях и суглинках при –6 °С, образуя валиковый микрорельеф. В Сибири южная граница распространения ледяных жил совпадает с границей развития валикового микрорельефа и среднегодовых температур около –5...–6 °С. Обобщение этих материалов показало, что в региональном плане выделяются три основных типа криогенного растрес-



Рис. 5.15. Крупносетчатая криогенная текстура вмещающих супесчаных отложений ($ж_1$, $ж_2$).



Рис. 5.16. Граница между вмещающими жилу сильнольдистыми супесчаными отложениями ($з_1$) и подстилающими разнозернисто-песчаными отложениями с включениями гальки, имеющими карманы ожелезнения ($з_2$).

Зональность и региональные особенности распространения и морфологии полигональных-жильных образований установлены для Забайкалья и Якутии Е.А. Втюриной [1962], для Западной Сибири описаны В.В. Баулиным, Е.Б. Белопуховой, Г.И. Дубиковым, Л.М. Шмелевым [1967], для Средней Сибири – С.М. Фотиевым, Н.С. Даниловой, Н.С. Шевелевой [1974] и другими. Так, для Западной Сибири было показано, что ПЖЛ развиваются в разных по составу отложениях: в торфяниках при –2 °С, в аллювиальных супесях и суглинках при –6 °С, образуя валиковый микрорельеф. В Сибири южная граница распространения ледяных жил совпадает с границей развития валикового микрорельефа и среднегодовых температур около –5...–6 °С. Обобщение этих материалов показало, что в региональном плане выделяются три основных типа криогенного растрес-

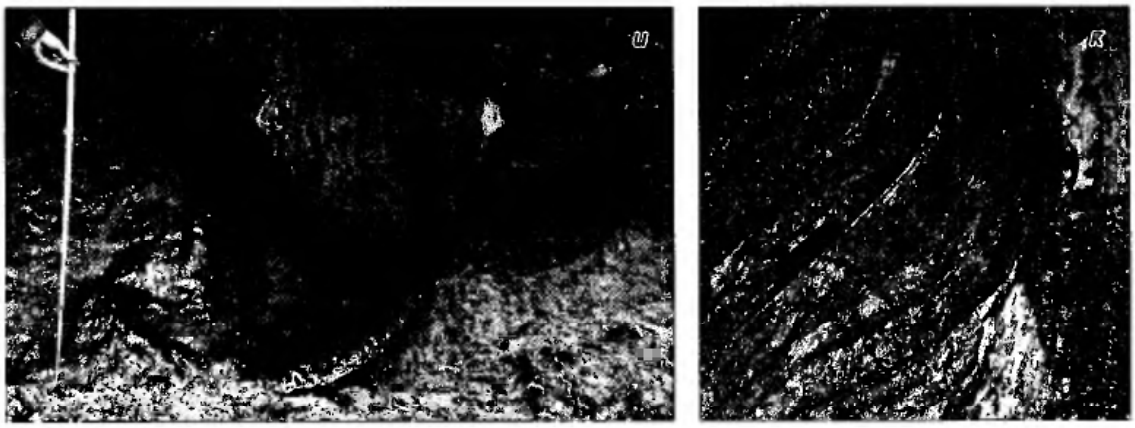


Рис. 5.17. Особенности криогенного строения:

и – массивная криотекстура правой нижней половины жилы; *к* – поясковая косослоистая и вертикально-слоистая криогенная текстура вмещающих отложений левой средней части жилы.

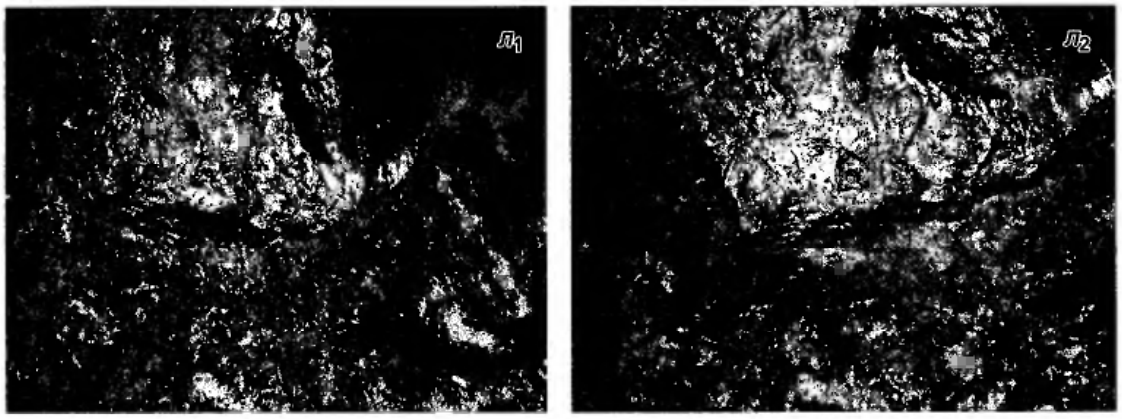


Рис. 5.18. Нижняя правая часть ($л_1$) залегающая над разнозернистыми песчаными отложениями и нижняя левая часть жилы с поясками в супесчаных сильнольдистых отложениях ($л_2$).



Рис. 5.19. Горизонтально-слоистая криогенная текстура на расстоянии 1 м от жилы в левой части разреза (*м*).



Рис. 5.17. Особенности криогенного строения:

и – массивная криотекстура правой нижней половины жилы; *к* – поясковая косослоистая и вертикально-слоистая криогенная текстура вмещающих отложений левой средней части жилы.



Рис. 5.18. Нижняя правая часть ($л_1$) залегающая над разнозернистыми песчаными отложениями и нижняя левая часть жилы с поясками в супесчаных сильнольдистых отложениях ($л_2$).



Рис. 5.19. Горизонтально-слоистая криогенная текстура на расстоянии 1 м от жилы в левой части разреза (*м*).

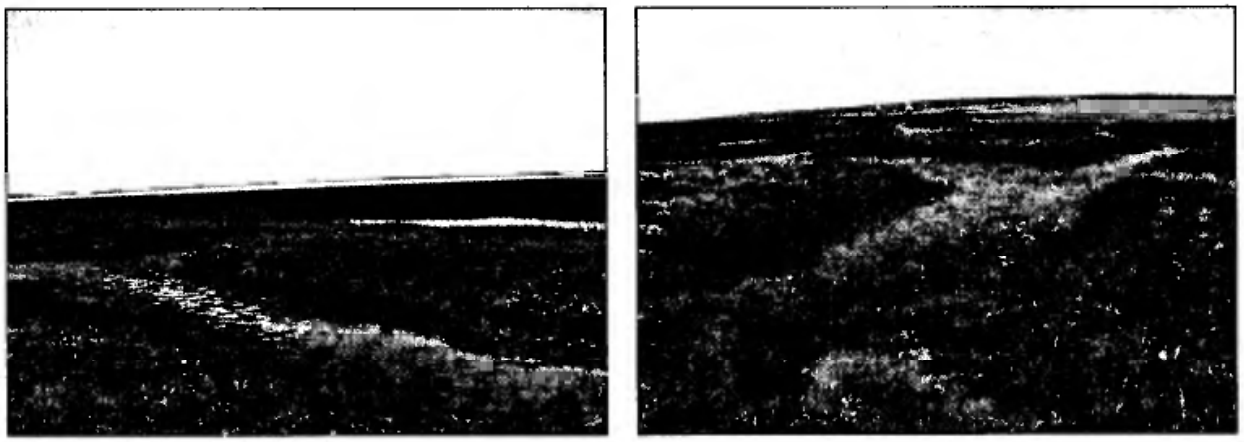


Рис. 5.20. Полигоны в районе р. Юрибей (Ямал).

кивания [Романовский, 1977]: южный (высокотемпературный), если трещины находятся в пределах слоя сезонного оттаивания или промерзания и не проникают в мерзлую толщу; переходный (умеренно холодный), когда трещина образуется в промерзшей части слоя сезонного оттаивания, а затем по мере зимнего охлаждения массива проникает в верхние слои мерзлой толщи; северный (низкотемпературный), трещина возникает и проникает сразу в мерзлую толщу после того, как слой сезонного оттаивания полностью промерз, а верхние слои мерзлой толщи охлаждены. При южном типе криогенного растрескивания образуются преимущественно мелкополигональные формы с изначально грунтовыми жилами. При этом размер полигонов в поперечнике может изменяться от 0.3–0.4 до 1.5–2.0 м, а глубина трещин – от 0.2–0.4 до 1.5–1.8 м.

Морозобойные трещины, как правило, развиваются в пределах слоя сезонного оттаивания (или промерзания) и в нижележащую мерзлую толщу не проникают. Растрескивание и рост трещин по высокотемпературному типу в тонкодисперсных отложениях (торф, супеси, суглинки, пылеватые пески) происходят обычно при среднегодовых температурах пород не ниже –3...–4 °С. При переходном (умеренно холодном) типе, распространенном зонально севернее и характеризующемся более низкими среднегодовыми температурами пород (до –5...–7 °С), формируются разные типы жил. Иногда эти структуры формируются в единой полигональной системе. Внутри полигонов с современными повторно-жильными льдами, имеющими размеры в поперечнике преимущественно от 5 до 15–20 м, и ледяных жил вертикальной мощностью до 2–3 м при их ширине в верхней части до 0.5 м, формируется система более мелких полигонов (от 1 до 2–3 м в поперечнике), включающая грунтовые жилы мощностью до 1.5 м. Северный (низкотемпературный) тип криогенного растрескивания распространен главным образом в арктической и субарктической зонах Сибири и Северо-Востока. Он развивается при среднегодовых температурах пород ниже –7 °С и умеренной континентальности.

Современная сеть полигонов с ПЖЛ имеет следующие характеристики: размер полигонов в поперечнике от 10–12 до 20–30 м, ширина ледяных жил в верхней части до 3–4 м, мощность жил (глубина растрескива-



Рис. 5.20. Полигоны в районе р. Юрибей (Ямал).

кивания [Романовский, 1977]: южный (высокотемпературный), если трещины находятся в пределах слоя сезонного оттаивания или промерзания и не проникают в мерзлую толщу; переходный (умеренно холодный), когда трещина образуется в промерзшей части слоя сезонного оттаивания, а затем по мере зимнего охлаждения массива проникает в верхние слои мерзлой толщи; северный (низкотемпературный), трещина возникает и проникает сразу в мерзлую толщу после того, как слой сезонного оттаивания полностью промерз, а верхние слои мерзлой толщи охлаждены. При южном типе криогенного растрескивания образуются преимущественно мелкополигональные формы с изначально грунтовыми жилами. При этом размер полигонов в поперечнике может изменяться от 0.3–0.4 до 1.5–2.0 м, а глубина трещин – от 0.2–0.4 до 1.5–1.8 м.

Морозобойные трещины, как правило, развиваются в пределах слоя сезонного оттаивания (или промерзания) и в нижележащую мерзлую толщу не проникают. Растрескивание и рост трещин по высокотемпературному типу в тонкодисперсных отложениях (торф, супеси, суглинки, пылеватые пески) происходят обычно при среднегодовых температурах пород не ниже –3...–4 °С. При переходном (умеренно холодном) типе, распространенном зонально севернее и характеризующемся более низкими среднегодовыми температурами пород (до –5...–7 °С), формируются разные типы жил. Иногда эти структуры формируются в единой полигональной системе. Внутри полигонов с современными повторно-жильными льдами, имеющими размеры в поперечнике преимущественно от 5 до 15–20 м, и ледяных жил вертикальной мощностью до 2–3 м при их ширине в верхней части до 0.5 м, формируется система более мелких полигонов (от 1 до 2–3 м в поперечнике), включающая грунтовые жилы мощностью до 1.5 м. Северный (низкотемпературный) тип криогенного растрескивания распространен главным образом в арктической и субарктической зонах Сибири и Северо-Востока. Он развивается при среднегодовых температурах пород ниже –7 °С и умеренной континентальности.

Современная сеть полигонов с ПЖЛ имеет следующие характеристики: размер полигонов в поперечнике от 10–12 до 20–30 м, ширина ледяных жил в верхней части до 3–4 м, мощность жил (глубина растрескива-

ния) до 5–6 м, возможно, и до 7–8 м. Нередко внутри полигонов, даже в арктической зоне Якутии, наблюдается сеть более мелких полигонов (до 3–4 м в поперечнике) с изначально грунтовыми жилами. Следует отметить, что в холодные исторические эпохи верхнего плейстоцена (например, в сартанское время), когда формировался "ледовый" комплекс высокольдистых сингенетических отложений с мощными повторно-жильными льдами, достигающими 40 м по вертикали и 6–8 м по ширине, глубина морозобойного растрескивания могла увеличиваться до 10–13 м.

Вытаивание систем ледяных жил приводит к образованию бугристого рельефа и округлых форм-останцов, носящих название байджарахов. Арктические приморские низменности являются в настоящее время, как и на протяжении всего плейстоцена, ареной максимального развития криогенного растрескивания и повторно-жильного накопления не только в регионе, но и в пределах всей криолитозоны. Исследования последних лет показали, что граница их активного развития проходит по северным предгорьям системы хребтов Янкан–Тукурингра–Соктахан–Джагды (54° с.ш.). Здесь эти льды образуются в пылеватых оторфованных суглинках, супесях и торфяниках преимущественно аллювиального и озерного происхождения, имеющих температуру не выше –2...–3 °С. Максимальные глубины растрескивания наблюдаются в арктических и субарктических зонах, где они в льдистых супесях и суглинках при среднегодовых температурах пород –8...–12 °С достигают 4–6 м. Площадное распределение всех форм полигонально-жильных структур подчиняется зональным, высотно-поясным и региональным закономерностям. Криогенные трещины имеют протяженность от нескольких метров до нескольких десятков метров, глубину от полутора до нескольких метров и ширину раскрытия до нескольких сантиметров (рис. 5.21).

Рассмотрим подробнее процесс температурного растрескивания, результаты анализа в определенной мере можно относить и к диагенетическому растрескиванию массивов. Температурные деформации мерзлых пород проявляются вследствие температурных деформаций компонентов породы (минералов и обломков пород, воды, льда, воздуха), фазового перехода вода–лед и структурных преобразований породы при изменении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет $(2–12)\cdot10^{-6}$ 1/°С. Лед имеет более высокие значения – от 30 до $60\cdot10^{-6}$ 1/°С изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интер-



Рис. 5.21. Открытая морозобойная трещина (Ямал).

ния) до 5–6 м, возможно, и до 7–8 м. Нередко внутри полигонов, даже в арктической зоне Якутии, наблюдается сеть более мелких полигонов (до 3–4 м в поперечнике) с изначально грунтовыми жилами. Следует отметить, что в холодные исторические эпохи верхнего плейстоцена (например, в сартанское время), когда формировался "ледовый" комплекс высокольдистых сингенетических отложений с мощными повторно-жильными льдами, достигающими 40 м по вертикали и 6–8 м по ширине, глубина морозобойного растрескивания могла увеличиваться до 10–13 м.

Вытаивание систем ледяных жил приводит к образованию бугристого рельефа и округлых форм-останцов, носящих название байджарахов. Арктические приморские низменности являются в настоящее время, как и на протяжении всего плейстоцена, ареной максимального развития криогенного растрескивания и повторно-жильного накопления не только в регионе, но и в пределах всей криолитозоны. Исследования последних лет показали, что граница их активного развития проходит по северным предгорьям системы хребтов Янкан–Тукурингра–Соктахан–Джагды (54° с.ш.). Здесь эти льды образуются в пылеватых оторфованных суглинках, супесях и торфяниках преимущественно аллювиального и озерного происхождения, имеющих температуру не выше –2...–3 °С. Максимальные глубины растрескивания наблюдаются в арктических и субарктических зонах, где они в льдистых супесях и суглинках при среднегодовых температурах пород –8...–12 °С достигают 4–6 м. Площадное распределение всех форм полигонально-жильных структур подчиняется зональным, высотно-поясным и региональным закономерностям. Криогенные трещины имеют протяженность от нескольких метров до нескольких десятков метров, глубину от полутора до нескольких метров и ширину раскрытия до нескольких сантиметров (рис. 5.21).

Рассмотрим подробнее процесс температурного растрескивания, результаты анализа в определенной мере можно относить и к диагенетическому растрескиванию массивов. Температурные деформации мерзлых пород проявляются вследствие температурных деформаций компонентов породы (минералов и обломков пород, воды, льда, воздуха), фазового перехода вода–лед и структурных преобразований породы при изменении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет $(2–12)\cdot10^{-6}$ 1/°С. Лед имеет более высокие значения – от 30 до $60\cdot10^{-6}$ 1/°С изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интер-



Рис. 5.21. Открытая морозобойная трещина (Ямал).

вала температуры и т. д. Изменение объема при фазовом переходе вода–лед определяется разностью удельных объемов воды и льда. Эта разность составляет для свободной воды 9 %, а для связанной воды она, возможно, выше. И наконец, воздух, содержащийся в мерзлых породах, обладает высокой способностью к расширению–сжатию.

Расчеты коэффициента линейного расширения для мерзлых грунтов, основанные на арифметическом суммировании температурных деформаций указанных компонентов с учетом фазовых переходов, дают, однако, расходящиеся с фактическими данными результаты, особенно для тонкодисперсных пород. Это свидетельствует о большой роли структурных преобразований мерзлой породы в эффекте температурного расширения–сжатия. Так, для мерзлых дисперсных пород коэффициент расширения $(10–12)\cdot10^{-6}$ 1/°C в зависимости от состава пород и их влажности. С увеличением дисперсности деформации температурного расширения–сжатия возрастают. На некоторых дилатометрических кривых, например, для мерзлого суглинка, выделяется не один, а два интервала температур, в которых наблюдается расширение породы: от –0.2 до –2.0 °C и от –20 до –45 °C. Деформации расширения в первом интервале температур наиболее развиты при полном водонасыщении, а с уменьшением влажности и степени водонасыщения расширение суглинка проявляется в меньшей степени, прекращаясь при степени водонасыщения 0.75 [Шушерина, ~~Вобков~~, 19~~69~~].

Интересной особенностью температурных деформаций является эффект температурного последействия, установленный Н.И. Вотяковым для некоторых мерзлых пород. Он заключается в том, что температурные деформации развиваются в течение некоторого времени (до нескольких суток) после того, как температура в мерзлой породе стабилизируется, что связано, вероятно, с длительно протекающими структурными преобразованиями породы. Другой эффект заключается в обратном явлении, которое наблюдалось нами в цикле нагревания мерзлых пород от –25 до –20 °C. При остановке изменения температуры в образце происходит его сжатие в течение нескольких десятков минут. Эффект максимально выражен в песке, где он воспроизводится от одного цикла охлаждения–нагревания к другому, уменьшаясь по амплитуде деформаций. Таким образом, изменения температуры массива пород приводят иногда к разнонаправленным деформациям в зависимости от состава пород и температурного режима.

При достаточно больших линейных размерах массива и изменениях температуры и ее градиента напряжения превысят временное сопротивление породы на разрыв и появится трещина отрыва. Трещины отрыва в целом обладают неровными и извилистыми поверхностями. В данном случае мерзлые породы рассматриваются как хрупкие упругие твердые тела. Иначе говоря, принимается, что время релаксации напряжений велико по сравнению со временем их возникновения и развития. После образования первой трещины массив распадается на две части, причем каждая часть имеет две свободные поверхности – горизонтальную и вертикальную. Появление свободной вертикальной поверхности частично уменьшает напряжения. При однородности материала расстояния от первой трещины, на

которых напряжения достигают предельных значений, будут одинаковыми, и вторая трещина будет параллельна первой. Таким образом, свободная вертикальная поверхность предопределяет направление следующих трещин, и поверхность однородного массива разбивается параллельными трещинами на ряд полос одинаковой толщины. Осуществление сдвига у краев полос позволит породе деформироваться без разрыва в направлении вдоль полос, поэтому поперечные разрывы полос наступают на расстояниях, превышающих расстояние для первого случая, и охлаждающийся массив разбивается трещинами не на квадраты, а на правильные прямоугольники, у которых короткие стороны образуются позднее длинных.

Образование трещинных полигонов не снимает в нем полностью температурных напряжений, а только уменьшает последние до значений ниже разрывающих усилий. При возрастании градиентов температур эти прямоугольные отдельности делятся последовательно пополам, образуя все более мелкие блоки. Вариациями модуля деформации, коэффициента линейного расширения и градиента температуры в охлаждающемся массиве породы обусловлена извилистость трещин, причем на извилинах создаются особо благоприятные условия для поперечных разрывов. Так как коэффициенты линейной усадки при высыхании влажных глин (k) по абсолютным величинам значительно больше, чем коэффициенты линейного расширения (α) пород, а прочность меньше, то в случае диагенетических трещин образуются значительно меньшие блоки, чем температурные полигоны.

Вследствие того, что мерзлые породы отличаются друг от друга по прочности, модулю сдвига и коэффициентам линейного расширения, в каждом различающемся по составу слое пород развивается особая система температурных трещин и отдельностей. Образовавшись, эти системы трещин обычно существуют неопределенно долго. При колебаниях температуры выделившиеся блоки испытывают температурные деформации, и если градиенты температуры не повышаются, то новых температурных трещин не образуется, система трещин остается стабильной.

Первую математическую модель морозобойного растрескивания предложил Б.Н. Достовалов (1952). Она позволяла приближенно рассчитывать расстояние между трещинами и глубину их проникновения в мерзлом массиве пород в зависимости от градиента температуры в массиве, модуля упругости и коэффициента температурной деформации пород. С.Е. Гречищевым [Гречищев и др., 1980] разработана модель, согласно которой трещина в первоначально сплошном массиве возникает, когда температурные напряжения (которые зависят от температуры грунта, его механических свойств и коэффициента температурного расширения) начинают превосходить прочность грунта на разрыв. При этом учитывается релаксация напряжений (расслабление напряжений во времени), которая в пределе (при очень медленном понижении температуры) может приводить к расслаблению напряжений до уровня, не превышающего прочности грунта на разрыв. В этом случае криогенные трещины не будут образовываться даже при охлаждении до очень низких температур. В модели рассматривается ненарушенный массив грунта в виде математического полупространства, в

котором распространение тепла происходит только в одном измерении – по глубине. В этом случае решение уравнения для температурных напряжений σ в массиве записывается в виде:

$$\sigma_x(\tau) = \frac{E_0(\tau)}{1-\nu}\left[\delta(\tau) - \int_0^{\tau}\delta(\xi)R(\tau,\xi)d\xi\right],$$

$$R(\tau,\xi) = \frac{E_0(\xi) - E_\infty(\xi) + \tau_p(\xi)\dot{E}_0(\xi)}{E_0(\tau)\tau_p(\xi)}\exp\left[-\int_{\xi}^{\tau}\frac{du}{\tau_p(u)}\right],$$

где τ – время; τ_p – время релаксации при растяжении; ξ, u – переменные; ν – коэффициент Пуассона; δ – температурная деформация; E_0 – модуль деформации.

Механические свойства в модели С.Е. Гречищева характеризуются модулями мгновенной и длительной деформации растяжения мерзлого грунта E_0 и E_∞, пределом длительной прочности на разрыв $\sigma_{\infty,p}$, временем релаксации при растяжении грунта τ_p (25 ч). Температурные напряжения в грунте определяются прежде всего коэффициентом температурного расширения α. По С.Е. Гречищеву, колебания температуры на поверхности грунта с периодом, равным году, вызывающие медленное понижение температуры грунта, не приводят к образованию криогенных трещин из-за небольших напряжений. Трещины являются результатом более короткопериодных (6–7 сут) колебаний. Таким образом, упрощенно образование трещин происходит при выполнении следующего условия:

$$(1-\nu)\sigma_{\infty,\,p}/(\psi E_\infty) < \alpha t_{01},$$

где $\psi = \left[1 + \left(\left(\omega_2^2\tau_p^2 + E_\infty^2/E_0^2\right)/\left(\omega_2^2\tau_p^2 + 1\right)\right)^{1/2}\right] t_{02}\,E_0/(t_{01}E_\infty)$; t_{01} – средняя температура поверхности породы под снегом самого холодного месяца; t_{02} – амплитуда короткопериодных (вторичных) температурных колебаний на поверхности породы под снегом за самый холодный месяц (вторичная амплитуда); $\omega_2 = 22\cdot10^{-3}$ 1/ч – частота короткопериодных (вторичных) температурных колебаний; ν – коэффициент Пуассона, принимаемый равным при растяжении 0.35.

5.3. ПРОЦЕССЫ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ТЕПЛОВОЕ РАЗРУШЕНИЕ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

Термокарст

Существует много определений термокарста. Приведем лишь самые исчерпывающие, на наш взгляд. Термокарст – это совокупность физико-геологических процессов и явлений, состоящая из таяния внутриземного льда, вытаивания ледяных включений и залежей (прослоек, прожилок, линз и жил), возникновения в толще мерзлых пород полостей, просадок протаявшего грунта и образования отрицательных форм микро- и мезорельефа (западин, воронок, котловин, ложбин и других понижений) [Гречи-

щев и др., 1980]. Термокарст – это физико-геологическое явление, выражающееся в образовании просадочных и провальных форм рельефа или относительно крупных подземных пустот вследствие локального глубокого протаивания многолетнемерзлых толщ и вытаивания залежей подземного льда [Арэ, 1980]. В общем виде термокарстовые процессы включают оттаивание льдистых мерзлых пород с образованием ложбин, озерных котловин и других отрицательных форм рельефа. Термокарст затронул существенную часть земной поверхности, например, в Центральной Якутии до 40 % территории. Развитие термокарста происходит под влиянием изменения условий теплообмена на поверхности вечной мерзлоты в результате новой глубины равновесия деятельного слоя. Это необязательно связано с увеличением его глубины, причиной может явиться смена растительности или свойств деятельного слоя, например изменение засоленности.

Условия развития термокарста

Для развития термокарста необходимы три условия: 1) залегание льда или льдистого грунта близко к поверхности; 2) глубина оттаивания, достигающая льдистых пород; 3) поддержание необходимой глубины водоема. Если вода взята (предпринята) от начальной депрессии, термокарст быстро останавливается, формируются только байджарахи как результат оттаивания ледяных жил. Если вода собирается в депрессии, это увеличивает температуру почвы, а процесс оттаивания ледяных отложений продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто тепловое равновесие; процесс протекает достаточно быстро и имеет несколько стадий. П.А. Соловьев [1962] детально проанализировал последовательность формирования термокарстового рельефа. Он особо отметил, что зарождение и эволюция начальных форм термокарстовых просадок происходит иногда на глазах одного поколения. П.А. Соловьев выделяет несколько стадий развития термокарстовых котловин, присвоив каждой стадии якутское название. Начало термокарсту дает обычно локальное увеличение глубины летнего протаивания грунтов. В пределах ледового комплекса это ведет к образованию так называемого зачаточного быллара, представляющего плоский участок с отдельными просадочными воронками и трещинами в грунтах над жилами льда (рис. 5.22).

Если процесс термокарста продолжается, то формируется быллар – участок, на котором просадки соединились в четко выраженную полигональную сеть ложбин, расположенных над жилами льда (см. рис. 5.22, *б*). Бугры между ложбинами (байджарахи) имеют округлую или плосковершинную клумбовидную форму.

Следующая стадия – ие (см. рис. 5.22, *в*). Это слабовыраженная западина, обычно среди быллара. Увеличение ее глубины обеспечивается нарастанием мощности слоя летнего оттаивания вследствие того, что в таких западинах возникают мелкие водоемы, аккумулирующие тепло.

На этих ранних стадиях термокарст развивается прерывисто, при высыхании водоемов он может прекратиться, а просадочные явления затухают. Но если процесс идет дальше, то образуется неглубокая котловина с

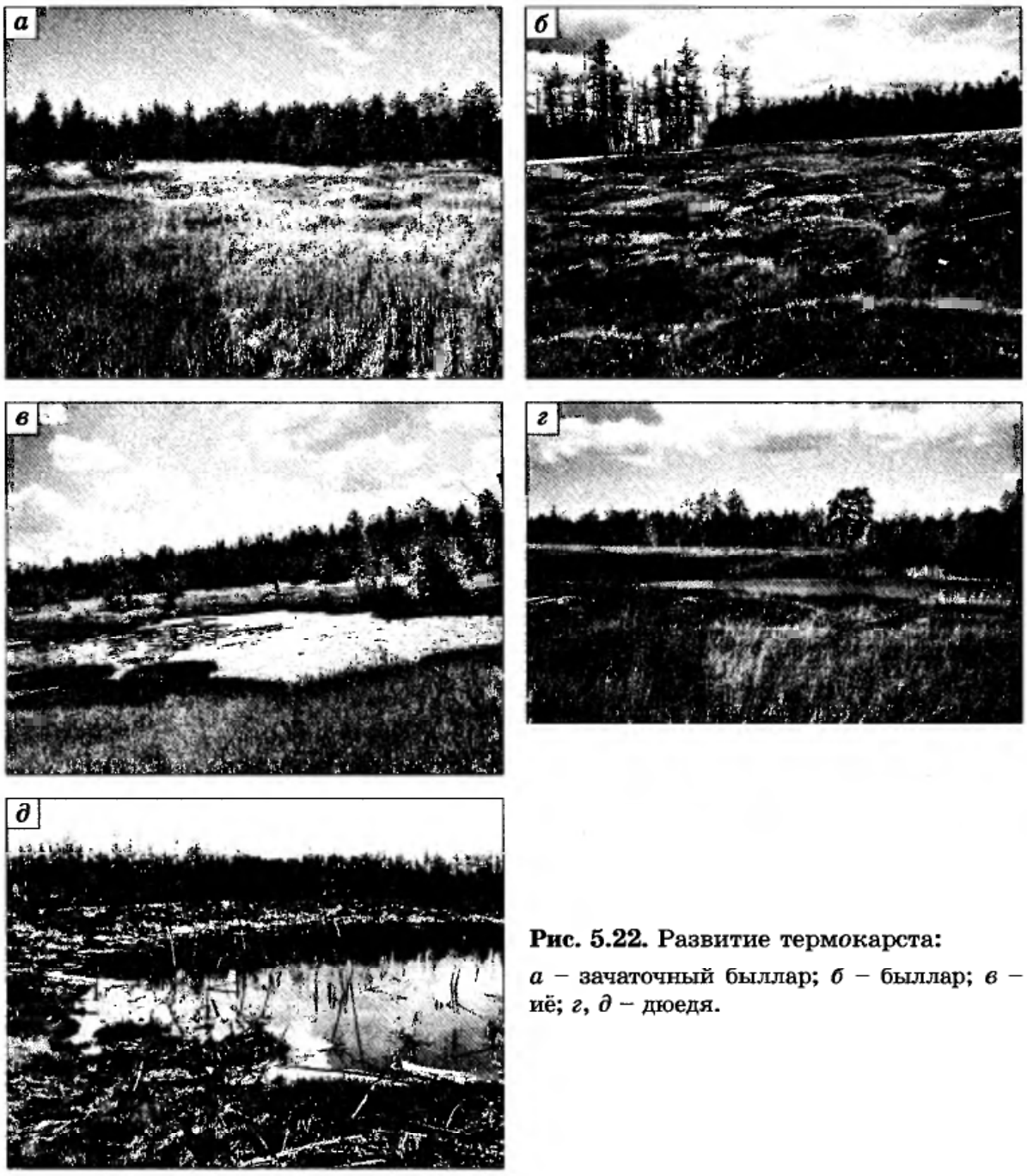


Рис. 5.22. Развитие термокарста:
а – зачаточный быллар; *б* – быллар; *в* – иё; *г*, *д* – дюедя.

четко выраженными бортами и бугристым микрорельефом склонов дна, называемая дюедя (см. рис. 5.22, *г*, *д*). Бугристость постепенно увеличивается за счет вытаивания ледяных жил.

При полном вытаивании льдов всей толщи ледового комплекса образуются тымпы – котловина с плоским или слабовогнутым дном и бугристыми или обрывистыми бортами. На первой стадии развития котловина заполняется водой и представляет собой термокарстовое озеро. Углубление котловины в этом случае приостанавливается, и, наоборот, на дне ее начинают накапливаться отложения: у берегов за счет сноса материала с бортов, в центре за счет органических озерных илов.



Рис. 5.22. Развитие термокарста:

а – зачаточный быллар; *б* – быллар; *в* – иё; *г*, *д* – дюедя.

четко выраженными бортами и бугристым микрорельефом склонов дна, называемая дюедя (см. рис. 5.22, *г*, *д*). Бугристость постепенно увеличивается за счет вытаивания ледяных жил.

При полном вытаивании льдов всей толщи ледового комплекса образуются тымпы – котловина с плоским или слабовогнутым дном и бугристыми или обрывистыми бортами. На первой стадии развития котловина заполняется водой и представляет собой термокарстовое озеро. Углубление котловины в этом случае приостанавливается, и, наоборот, на дне ее начинают накапливаться отложения: у берегов за счет сноса материала с бортов, в центре за счет органических озерных илов.

В дальнейшем, ввиду испарения воды или при дренировании в результате эрозионных процессов, озеро начинает усыхать и в котловине обнажается дно. Это стадии элементарного, сложного и зрелого аласов. Поперечники крупных котловин достигают 5–6 км, а высота бортов – 50 м. Склоны термокарстовых котловин осложнены байджарахами. Наиболее древние термокарстовые образования, в которых процесс вытаивания льдов почти полностью завершился, представляют собой громадные понижения с плоским дном и сильно выположенными бортами. В плане их размеры достигают 15–20 км. Все это показывает, к какой существенной перестройке поверхности и ландшафтов приводит вытаивание подземных льдов. При этом просадки и провалы грунта протекают быстро, принимая в ряде случаев катастрофический характер. Время, необходимое для полного вытаивания ледяного комплекса, по-видимому, не превышает 200–300 лет. Согласно Н.П. Босикову [1991], развитие термокарста в Центральной Якутии имеет циклический характер; наиболее выделяются 150- и 180-летний циклы влажности. Циклы достаточны, чтобы произошло полное оттаивание ледового комплекса. "Активная" стадия термокарста короткая по сравнению с геологической историей голоцена, и развитие термокарста нужно рассматривать как кратковременный катастрофический случай [Босиков, 1991]. Распределение аласов или других форм термокарста не является свидетельством его современного развития, так как причины могли быть и в прошлом. Потепление климата в начале голоцена было одной из причин развития термокарста в региональном масштабе. Возраст аласных отложений, как правило, лежит в диапазоне 5000–11 000 лет [Там же].

Образуемые термокарстом формы рельефа в области многолетнемерзлых пород распространены повсеместно. Классификация термокарстовых образований, проведенная с учетом современных морфологических особенностей термокарстовых форм и типов вытаивающего льда, предопределяющего развитие процесса, приведена на рис. 5.23.

Собственно термокарстовые формы представлены различными морфологическими видами. Широко развиты термокарстовые озера, диаметр которых колеблется от первых десятков метров до первых километров, глубина – от 1 до 15 м. Хасыреи – дренированные озерные котловины развиты столь же широко. Их размеры, форма и глубина аналогичны существующим обводненным котловинам. Днища плоские, заболоченные, иногда с открытыми зеркалами воды. Характерны бугры и площади пучения (новообразования ММП). Плоскозападинные образования – сухие или заболоченные западины, блюдца диаметром от 3 до 50–70 м, глубиной от 0.2 до 1.0 м. Днище плоское, форма их в плане круглая, реже овальная. Полигонально-ячеистые образования – сухие или слабо заболоченные западины в центре полигонов. Диаметр их от 3 до 15 м, глубина 0.2–0.5 м, форма округлая. Весьма многообразны формы остаточно-полигональных образований. Плоскополигональные их формы – система заболоченных межполигональных понижений шириной от 1–2 до 30 м, глубиной 0.5–1.5 м. Борта понижений пологие, днища плоские. Западинно-бугристые образования

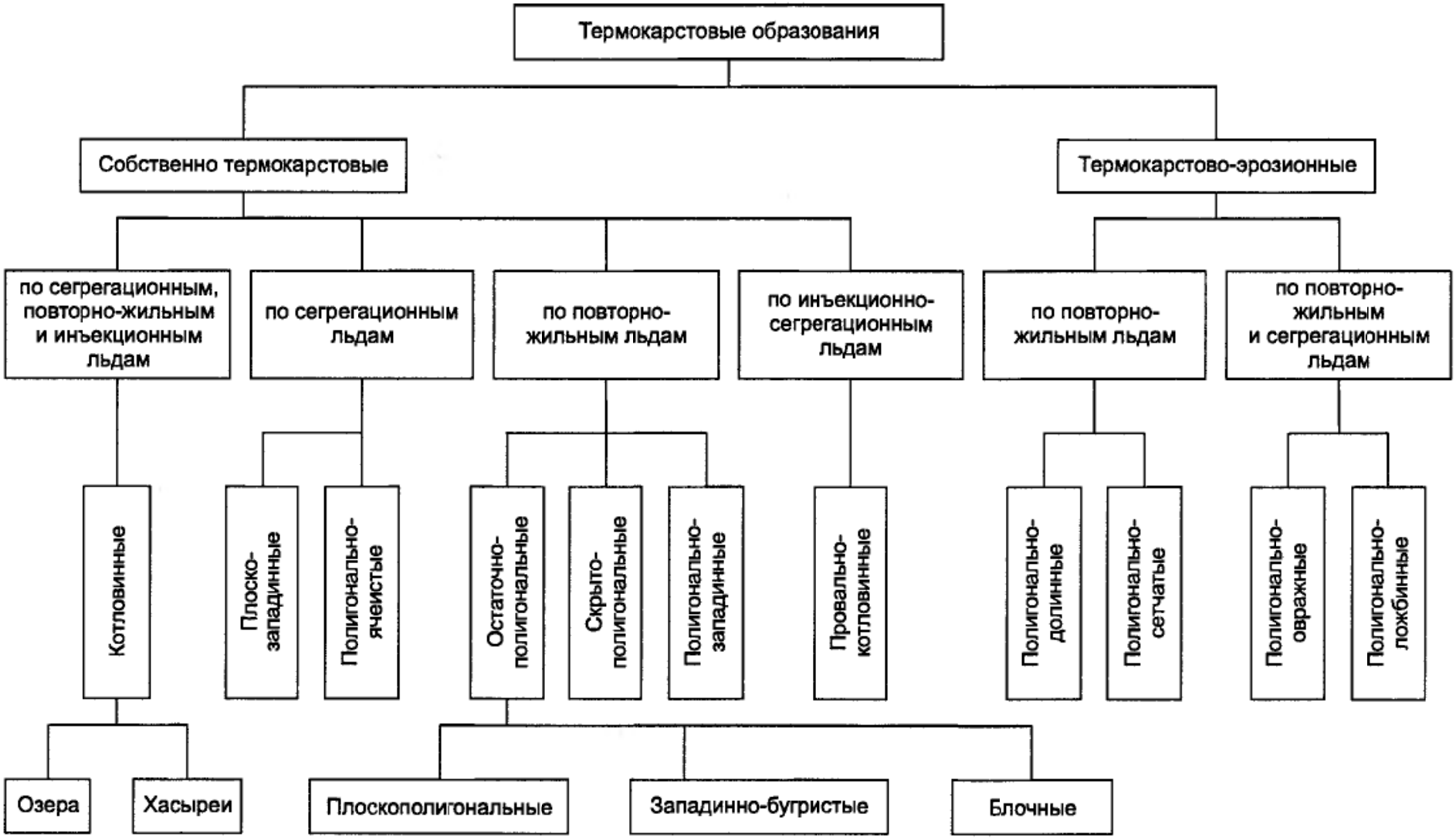


Рис. 5.23. Классификация термокарстовых образований, развитых на севере Западно-Сибирской плиты [Шаманова, Уваркин, 1974].

представляют собой систему бугров и понижений, расположенных в правильном (шахматном) порядке. Высота бугров 1–5 м, диаметр 5–20 м, ширина понижений 1–20 м. Блочные образования – это система блоков размером до сотен метров, высотой до 3 м и понижений шириной до 50 м, образующих в плане полигональную сеть. Скрытополигональные образования – обширные плоскодонные заболоченные понижения шириной от 30 до 100 м и более, глубиной до 1 м. Борта пологие, форма в плане неправильная ("фестончатая"). Заключительная стадия развития плоскополигонального рельефа. Полигонально-западинные образования обычно представлены сухими или обводненными западинами и воронками на месте сочленения повторно-жильных льдов. Ширина 1–10 м, глубина до 3 м, форма – от круглой до сильно вытянутой. Провально-котловинные образования имеют диаметр от десятков метров до первых километров и глубину от 3 до 30 м. Термокарстово-эрозионные формы также представлены широко и развиваются по разным типам подземных льдов. Полигонально-долинные образования – это долины и русла небольших ручьев, часто меняющих направление под прямым углом (по полигональным трещинам). Русла узкие (0.5–2.0 м), глубина ручьев 1–2 м, берега крутые, часто отвесные. Полигонально-сетчатые образования представляют собой систему заболоченных, четко выраженных понижений (глубина от 0.6 до 2.0 м, ширина 1–3 м) и полигонов, в плане образующих правильную сеть. Развиты на поверхностях, имеющих уклон. Полигонально-овражные образования – овраги на участках распространения повторно-жильных льдов. Глубина от 2 до 10 м, ширина от 3 до 50 м, длина до сотен метров. Устье оврагов открывается обычно в долины водотоков или глубокие озерные котловины. Днища сухие или заболоченные. Полигонально-ложбинные образования – обычно это ложбины, протягивающиеся на сотни метров по периферии торфяников. Ширина от 10 до 100 м, глубина не превышает 1.5 м; днища сильно заболочены.

севера Западной Сибири

Преобладание тех или иных морфогенетических разновидностей термокарстовых форм, тенденция их развития, мощность приуроченных к ним таликов подчиняются определенным зональным закономерностям. На рис. 5.24 представлены распределения термокарста для условий ~~п-ова Ямал~~. Данная территория по условиям развития термокарста подразделяется на две зоны – Центральную II (от 61°30′ до 71°30′ с.ш.), в которой выделяются две подзоны (IIА, IIБ), и Северную I (севернее 71°30′ с.ш.). Выделенные зоны и подзоны связаны с геокриологической зональностью Ямала, так как развитие среднепозднеголоценового и современного термокарста (возраст от нескольких лет до нескольких десятилетий) определяется зональными теплофизическими факторами (уровнем инсоляции, распределением снежного покрова и пр.).

Основные особенности залегания кровли многолетнемерзлых пород термокарстовыми формами на территории Ямала следующие. В пределах небольших озерных водоемов (диаметром менее 0.1 км) в северной части подзоны талики (в том числе несквозные) отсутствуют, в южной мощность таликовых зон от 3 до 80 м. Под более крупными озерами (диаметром до

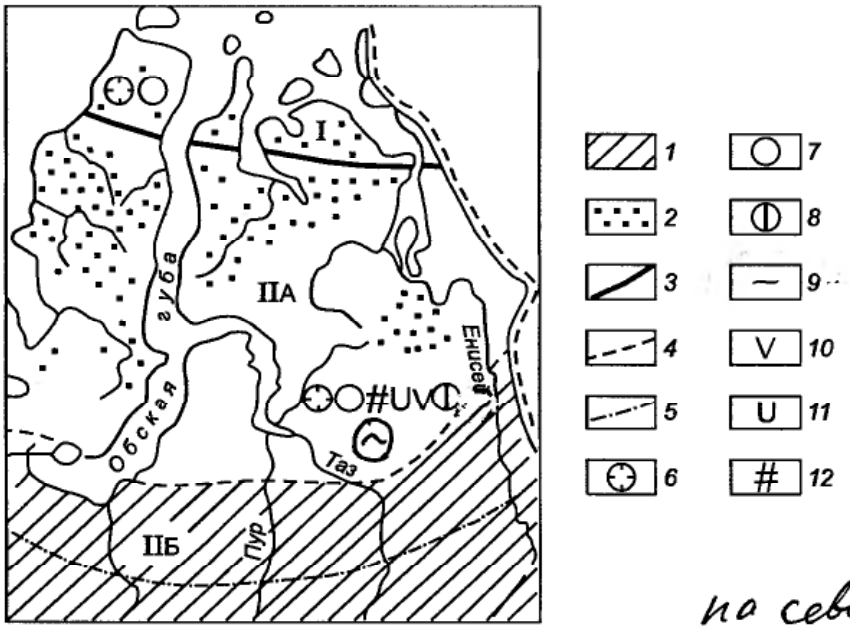


Рис. 5.24. Схема распространения термокарстовых образований ~~Западно-Сибирской плиты~~ [Шаманова, Уваркин, 1974]:

1 – термокарст по торфяникам и минеральным грунтам; *2* – термокарст по пластовым льдам; *3* – граница зон (I – преимущественно позднеголоценового термокарста в минеральных грунтах, II – современного и позднеголоценового термокарста); *4*, *5* – границы подзон развития термокарста (IIА – преимущественно в минеральных грунтах, IIБ – в торфяниках и минеральных грунтах); *6–12* – виды термокарстовых образований: *6* – озера, *7* – хасыреи, *8* – плоские западины, *9* – остаточно-полигональные, *10* – провально-котловинные, *11* – овражные, *12* – ложбинные.

1 км) мощность таликов возрастает до 100 м и более, под озерными котловинами диаметром более 1 км формируются преимущественно сквозные талики. В границах хасыреев в зависимости от их размеров и возраста мощность таликов от нескольких метров до 100 м и более; в северной части подзоны возможно отсутствие таликов. Для хасыреев характерно новообразование ММП мощностью от 3 до 50 м и более. Под плоскозападинными термокарстовыми формами и провально-котловинными западинами талики отсутствуют. Под полигонально-овражными и полигонально-ложбинными термокарстовыми формами возможны талики мощностью 8–15 м и более, а также новообразования мерзлых толщ мощностью 10–20 м. Возможность развития современного термокарста в пределах северной подзоны уменьшается с юга на север, что связано с ухудшением теплофизических условий для развития термокарста. Таким образом, в пределах Ямала в направлении с севера на юг прослеживается улучшение теплофизических условий развития современного термокарста. В том же направлении уменьшается льдосодержание в ММП (в основном за счет мономинеральных залежей льда).

Отмеченные зональные особенности развития термокарста осложняются рядом региональных факторов, в числе которых необходимо отметить

геоморфологическое строение и неотектонику. Так, в пределах каждой зоны наблюдается закономерное изменение условий распространения, морфологических особенностей и интенсивности развития термокарстовых образований на различных геоморфологических уровнях, что связано с возрастом последних, историей их развития, геологическим строением и дренированностью. Число морфогенетических разновидностей и возраст просадочных форм рельефа в целом увеличиваются от низких геоморфологических уровней к более высоким, достигая максимума в границах слабодренированной поверхности озерно-аллювиальной равнины (III терраса). В пределах более высоких уровней (IV–V террас) развитие термокарста заметно уменьшается вследствие их большей расчлененности. С влиянием дренированности поверхности связана четкая закономерность: значительное уменьшение распространения термокарстовых форм при приближении к долинам крупных водотоков.

Термоэрозия

Термоэрозия – особая часть единого процесса эрозии. Чрезвычайная сложность природы ее обусловлена разнообразием непрерывно изменяющихся во времени условий взаимодействия временных водных потоков и мерзлых пород в криолитозоне. Поэтому существует множество определений термоэрозии, отражающих те или иные особенности этого процесса [Коржуев, 1964; Ершов и др., 1978; Данько, 1982; Салагаев, 1984; Лобастова, 1989; Познанин, 1995, Ганова, 1996]. Под собственно термоэрозией понимается процесс разрушения мерзлых дисперсных пород за счет одновременного теплового и механического воздействия водных потоков, сопровождающийся удалением оттаявшего материала. При этом в мерзлом массиве образуются борозды, рытвины и промоины. В широком смысле термоэрозия представляет собой комплекс взаимодействующих процессов оврагообразования в области распространения многолетнемерзлых пород, включающих собственно термоэрозию, эрозию, солифлюкцию и обрушение бортов, нивацию, дефляцию, термокарст и термоабразию и приводящих к катастрофически быстрому росту крутостенных глубоких оврагов и овражных систем. Термоэрозия обычно развивается во всех ландшафтных зонах, от тундры до лесостепи, также она имеет место в районах с сезонным промерзанием и протаиванием пород в короткий период весеннего снеготаяния. Термоэрозия является одним из ведущих криогенных процессов рельефообразования, который определяет современный облик криолитозоны, в особенности в период ее хозяйственного освоения. В это время развитие термоэрозии достигает катастрофических темпов и захватывает большие площади, существенно влияя на изменение инженерно-геологических условий территории.

К необходимым условиям возникновения и развития этого процесса относятся наличие мерзлых дисперсных пород на территории и возможность формирования временного водного потока на склоне крутизной более 1.5° (рис. 5.25). В то же время термоэрозионный экстремум возникает

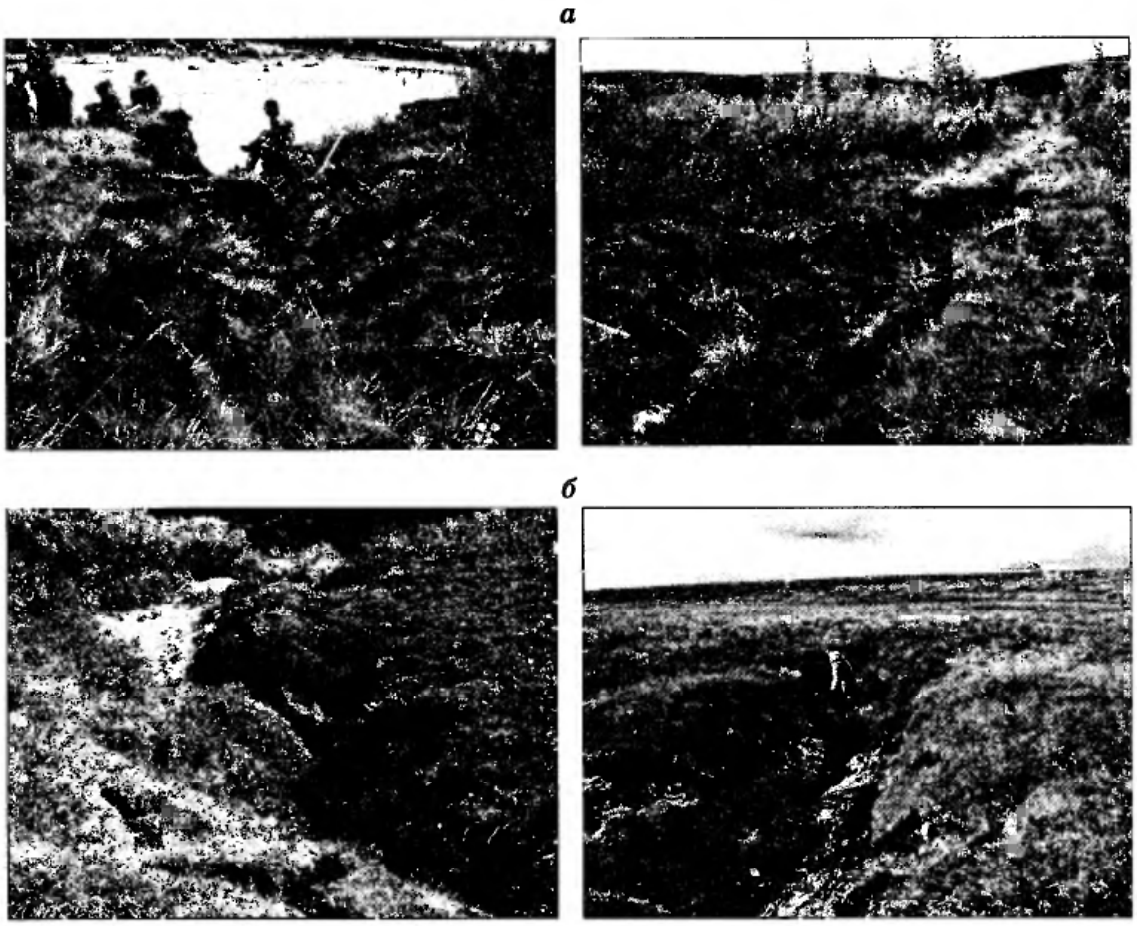


Рис. 5.25. Начало развития термоэрозионного процесса:
а – Чарская котловина; *б* – п-ов Ямал.

независимо от экспозиции склона при его крутизне более 4.5°. А достаточным условием является оптимальное количество поверхностного стока для развития линейной эрозии. В Чарской котловине, например, активное развитие первичных промоин наблюдается при выпадении осадков более 20 мм/сут [Познанин, 1995].

Зарождение микроформ рельефа в мерзлых дисперсных породах, динамика первичных форм и катастрофический рост термоэрозионных врезов обусловлены различным характером взаимодействия водного потока и пород во времени. Отсутствие сцепления в песках обусловливает их большую размываемость по сравнению с глинистыми породами. При этом, чем дисперснее пески, тем быстрее они размываются. В глинистых породах в общем виде эта закономерность носит обратный характер, поскольку размываемость тесно связана со структурой, прочностью и сцеплением, которое с увеличением дисперсности значительно возрастает. Однако механизм и интенсивность размыва связных пород определяется прежде всего их криогенной текстурой и льдистостью, обусловливающей посткриогенное строение оттаивающих водонасыщенных пород, их прочность и противоэрозионную устойчивость.



Рис. 5.25. Начало развития термоэрозионного процесса:
а – Чарская котловина; *б* – п-ов Ямал.

независимо от экспозиции склона при его крутизне более 4.5°. А достаточным условием является оптимальное количество поверхностного стока для развития линейной эрозии. В Чарской котловине, например, активное развитие первичных промоин наблюдается при выпадении осадков более 20 мм/сут [Познанин, 1995].

Зарождение микроформ рельефа в мерзлых дисперсных породах, динамика первичных форм и катастрофический рост термоэрозионных врезов обусловлены различным характером взаимодействия водного потока и пород во времени. Отсутствие сцепления в песках обусловливает их большую размываемость по сравнению с глинистыми породами. При этом, чем дисперснее пески, тем быстрее они размываются. В глинистых породах в общем виде эта закономерность носит обратный характер, поскольку размываемость тесно связана со структурой, прочностью и сцеплением, которое с увеличением дисперсности значительно возрастает. Однако механизм и интенсивность размыва связных пород определяется прежде всего их криогенной текстурой и льдистостью, обусловливающей посткриогенное строение оттаивающих водонасыщенных пород, их прочность и противоэрозионную устойчивость.

Термоэрозия развивается во взаимодействии с другими физико-геологическими процессами, которые активизируют или тормозят развитие оврагов, определяют их морфологические особенности. Так, криогенное растрескивание грунтов способствует овражной эрозии. На участках с повторно-жильными льдами термоэрозия может сопровождаться термокарстом, что приводит к формированию характерного эрозионно-полигонального рельефа, представляющего систему преимущественно прямоугольных полигонов. Эоловые процессы могут способствовать развитию эрозионных процессов. В результате дефляции нарушается растительный покров на склонах и в прибровочных частях водоразделов, образуются линейные формы выдувания, по которым за счет концентрации поверхностного стока зарождаются и развиваются эрозионные формы, представленные промоинами, канавами и небольшими оврагами. Длина их обычно колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, редко достигая 150–200 м, ширина изменяется от 0.5 до 20 м, глубина – от 0.2 до 6.0 м, поперечный профиль этих эрозионных форм обычно V-образный, крутизна склонов достигает 30–40°. Дефляция может также способствовать прекращению эрозии вследствие заполнения небольших эрозионных форм эоловыми песками. Большое значение для развития овражной эрозии имеют боковая эрозия рек и термоабразия по берегам моря, губ и озер. На подмываемых берегах моря, губ, озер и рек постоянно существуют условия для зарождения и активного развития оврагов. За счет подмыва берега и смещения базиса эрозии в сторону водораздела происходит постоянная активизация эрозии оврага, на таких участках нередко имеются висячие устья. Длина оврагов здесь достигает 100 м, реже 300 м, глубина вреза 50 м, ширина поверху 50 м и более. Поперечный профиль их в нижней и средней частях обычно V-образный, продольный уклон тальвега значительный.

Важнейшая роль в оврагообразовании принадлежит склоновым процессам (солифлюкции, сплывам, осыпям, обвалам и др.). Пространственная локализация и интенсивность оврагообразования на Ямале сильно зависит от тектонических особенностей территории. Подавляющее большинство активных оврагов приурочено к положительным тектоническим структурам второго порядка, испытывающим новейшие поднятия (Ямбургскому, Геофизическому куполовидным поднятиям, Арктическому валу и др.). Такая локализация обусловлена большой густотой гидрографической сети (местных базисов эрозии), существенными относительными превышениями, преобладанием слабо устойчивых к размыву пылеватых и мелкозернистых песчаных грунтов.

Купольные части поднятий обычно резко отличаются по густоте овражно-балочной сети от окружающей территории. Так, в западной (купольной) части Ямбургского поднятия густота овражно-балочной сети в среднем составляет 1.0–1.2 км/км^2, достигая на отдельных участках 2.5 км/км^2. В периферийных и сниженных частях поднятия густота овражно-балочной сети не превышает 0.1–0.3 км/км^2. Эта особенность распределения овражно-балочной сети столь закономерна, что может служить одним из дешифровочных признаков при ландшафтной индикации унаследованных



Рис. 5.26. Зрелая форма термоэрозионного процесса (Ямал).

положительных структур II–III порядков. Скорость роста термоэрозионных оврагов в начальной стадии составляет в длину 5–20 м/год, в ширину поверху 2–6 м/год, причем наибольшая часть годового прироста приходится на весенний период снеготаяния. Общая величина роста до затухания, выполаживания и зарастания склонов составляет в длину – от 0.3 до 1.0 км и более, в глубину – от 20 до 30 м, в ширину поверху – 30–50 м (рис. 5.26). В областях повышенной льдистости размываемых грунтов величина некоторых естественных оврагов достигает 1–2 км.

Овражная и речная термоэрозия никогда не проявляется в чистом виде, она сопровождается комплексом взаимосвязанных процессов, спровоцированных врезанием водных потоков в мерзлые массивы. Насчитывается до 14 сопутствующих процессов [Инженерно-геологический мониторинг..., 1996], причем каждый из процессов является рельефообразующим и, следовательно, изменяет форму проявления основного процесса.

Термоабразия

Термоабразия – комплексный тепловой и механический процесс, который вызывается волновым воздействием на берега, сложенные мерзлыми породами. Берега, подверженные термоабразии, называются термоабразионными. Термоабразия тем интенсивнее, чем больше льдонасыщенность мерзлой породы. Наиболее интенсивно этот процесс протекает на берегах, сложенных ледовым комплексом, или породами, вмещающими повторно-жильные и пластовые льды. При достаточно быстром развитии процесса, благодаря высокой прочности мерзлых пород надводной части береговой зоны, у подножия берегового уступа формируется волноприбойная ниша. Над пляжем нависает карниз, дальнейшее углубление ниши приводит к его обрушению под действием собственного веса. Обвалившиеся глыбы мерзлой породы размываются волнами. В это время они полностью или частично предохраняют береговой уступ от волнового воздействия. После размыва блоков обрушения начинается формирование новой волноприбойной ниши. Такова универсальная схема разрушения и отступания берега, сложенного многолетнемерзлыми отложениями, при интенсивном развитии термоабразии (рис. 5.27).

Таким образом, ведущим процессом в разрушении берегов, сложенных ММП, является термоабразия, которая вызывает развитие двух вторичных процессов: тепловую просадку дна и термоденудацию береговых



Рис. 5.26. Зрелая форма термоэрозионного процесса (Ямал).

положительных структур II–III порядков. Скорость роста термоэрозионных оврагов в начальной стадии составляет в длину 5–20 м/год, в ширину поверху 2–6 м/год, причем наибольшая часть годового прироста приходится на весенний период снеготаяния. Общая величина роста до затухания, выполаживания и зарастания склонов составляет в длину – от 0.3 до 1.0 км и более, в глубину – от 20 до 30 м, в ширину поверху – 30–50 м (рис. 5.26). В областях повышенной льдистости размываемых грунтов величина некоторых естественных оврагов достигает 1–2 км.

Овражная и речная термоэрозия никогда не проявляется в чистом виде, она сопровождается комплексом взаимосвязанных процессов, спровоцированных врезанием водных потоков в мерзлые массивы. Насчитывается до 14 сопутствующих процессов [Инженерно-геологический мониторинг..., 1996], причем каждый из процессов является рельефообразующим и, следовательно, изменяет форму проявления основного процесса.

Термоабразия

Термоабразия – комплексный тепловой и механический процесс, который вызывается волновым воздействием на берега, сложенные мерзлыми породами. Берега, подверженные термоабразии, называются термоабразионными. Термоабразия тем интенсивнее, чем больше льдонасыщенность мерзлой породы. Наиболее интенсивно этот процесс протекает на берегах, сложенных ледовым комплексом, или породами, вмещающими повторно-жильные и пластовые льды. При достаточно быстром развитии процесса, благодаря высокой прочности мерзлых пород надводной части береговой зоны, у подножия берегового уступа формируется волноприбойная ниша. Над пляжем нависает карниз, дальнейшее углубление ниши приводит к его обрушению под действием собственного веса. Обвалившиеся глыбы мерзлой породы размываются волнами. В это время они полностью или частично предохраняют береговой уступ от волнового воздействия. После размыва блоков обрушения начинается формирование новой волноприбойной ниши. Такова универсальная схема разрушения и отступания берега, сложенного многолетнемерзлыми отложениями, при интенсивном развитии термоабразии (рис. 5.27).

Таким образом, ведущим процессом в разрушении берегов, сложенных ММП, является термоабразия, которая вызывает развитие двух вторичных процессов: тепловую просадку дна и термоденудацию береговых

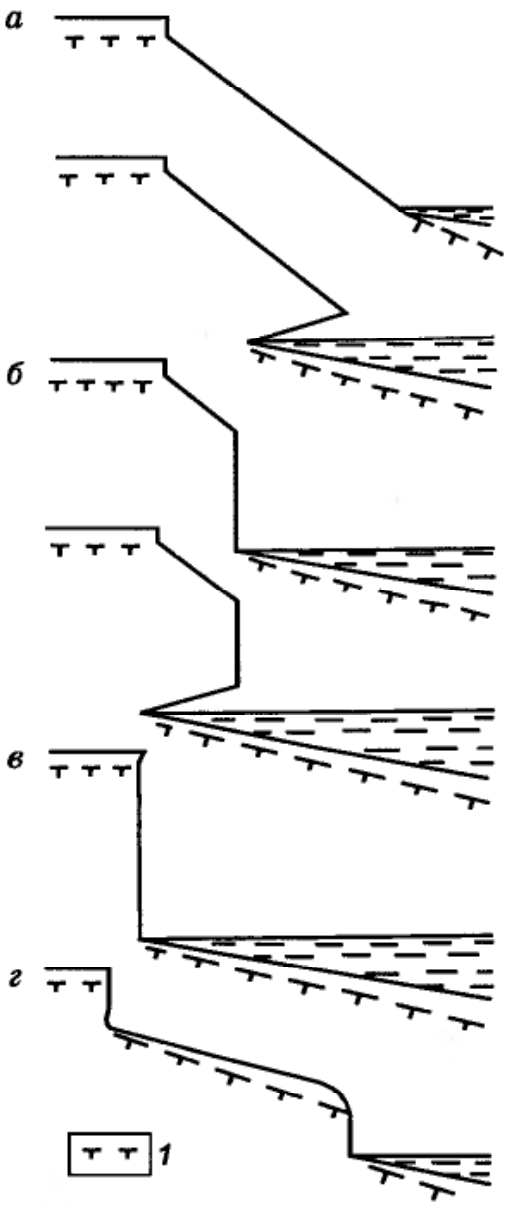


Рис. 5.27. Схема развития термоабразии.

Формы уступов термоабразионных берегов: *а* – наклонный; *б* – наклонный срезанный; *в* – отвесный; *г* – террасированный; *1* – граница многолетнемерзлых пород.

уступов. Термоабразия приводит к отступанию берега. Тепловая просадка углубляет прибрежную зону моря, способствуя этим развитию термоабразии. Термоденудация выполаживает береговые уступы. Термоденудационные цирки образуются при очень медленном развитии термоабразии, когда ее скорость в течение многих лет намного меньше скорости термоденудации. В таких условиях разрушение береговых уступов развивается локально, на отдельных участках. Поэтому термоабразия одновременно обнажает ММП только на небольшом протяжении берегового уступа. От этого очага разрушения термоденудация распространяется радиально, и на береговом уступе развивается циркообразная впадина, которая через несколько лет стабилизируется. За это время термоабразия вызывает обнажение ММП на каком-либо другом участке и т. д. Нередко соседние цирки накладываются друг на друга, и береговой уступ приобретает своеобразный "фестончатый" облик.

Характерной чертой развития цирков является концентрация "стока" продуктов разрушения в их нижней сужающейся части. Размеры цирков, четкость их форм и интенсивность развития тем больше, чем выше содержание льда в горных породах, слагающих берег. Своеобразные цирки образуются в тех случаях, когда в береговом уступе обнажается залежь пластового льда (рис. 5.28).

Исследования, проведенные А.А. Васильевым, показали, что в районе Марре-Сале с 1978 по 2003 г. (за 25 лет) максимальное отступание берега составило 68 м, минимальное 13 м, среднее 42.2 м, причем такие средние скорости отмечены и для II и III террас. Интересно, что вследствие изменения климата и морской гидродинамики отмечается изменение средней скорости отступания берега во времени. В Марре-Сале средняя скорость составила 1.7 м/год, максимальная наблюдалась в 1989–1990 гг. и достигала до 3.3 м/год, а минимальная в 1999 г. не превышала 0.5 м/год [Васильев, 2002]. Повышение летней температуры воздуха, приводящее к увеличению продолжительности безледного периода, является важнейшим

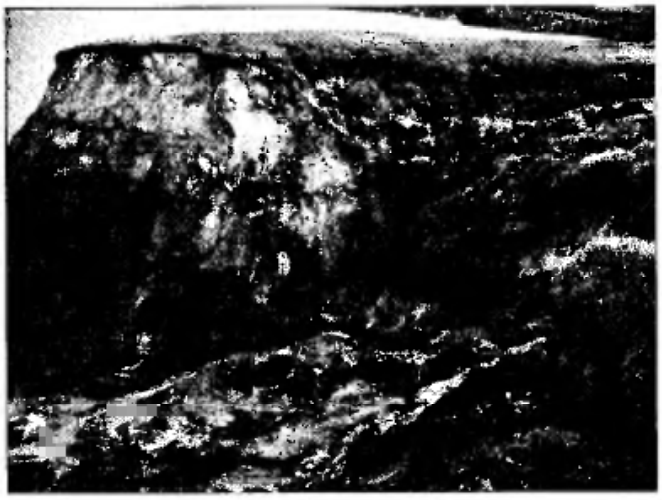


Рис. 5.28. Термоцирк и обнажение пластовых льдов в юго-западной части оз. Тюринто (Ямал).

фактором увеличения скорости морской абразии. Согласно режимным наблюдениям Ф.Э. Арэ, М.Н. Григорьева, А.И. Фартышева и других, повышение средней летней температуры воздуха на 1 °С увеличивает скорость термоабразии на 1.9–3.1 м/год.

Склоновые процессы

Под склоновыми криогенными процессами понимаются те процессы, которые связаны в своем возникновении и развитии с действием криогенных факторов на породы склонов. Основными типами движений грунтов на склонах, вызываемых к жизни процессами промерзания–протаивания (сезонного или кратковременного) и наличием многолетнемерзлых пород, являются солифлюкция, криогенный оползень и криогенное сползание (Т.Н. Каплина).

Под криогенной солифлюкцией понимается течение грунтов, вызванное переувлажнением и уменьшением прочности грунтовых масс в результате криогенных явлений. Криогенный оползень скольжения представляет собой сдвиг талых пород по мерзлому основанию. Криогенным сползанием (десерпцией) называется медленное перемещение пород по склонам под действием силы тяжести в случае сложения склонов пучинистыми грунтами, что приводит к периодическому увеличению и уменьшению их объема (пучению и просадке) [Каплина, 1965].

Солифлюкция

В условиях наибольшего увлажнения, когда тонкодисперсные связные горные породы приобретают вязкопластичное состояние, главным элементом их движения оказывается течение. Оно протекает над мерзлым субстратом и предопределяется смещением пород, вызванным промерзанием–протаиванием. Опускаясь при таянии, частицы пород смещаются вниз по склону. Таким образом, криосолифлюкцию можно представить как взаимосвязанное сочетание криогенной десерпции и обычного солифлюкционного течения. В дальнейшем для простоты изложения вместо термина "криосолифлюкция" будем употреблять термин "солифлюкция". В отношении к промерзанию–протаиванию в солифлюкции можно выделить две разновидности, далеко не равноценные по значению. Первая из них, более распространенная и важная, осуществляющая систематический снос со склонов, представляет собой процесс, развивающийся под влиянием ритмического промерзания–протаивания пород на склонах. Такая солифлюк-



Рис. 5.28. Термоцирк и обнажение пластовых льдов в юго-западной части оз. Тюринто (Ямал).

фактором увеличения скорости морской абразии. Согласно режимным наблюдениям Ф.Э. Арэ, М.Н. Григорьева, А.И. Фартышева и других, повышение средней летней температуры воздуха на 1 °С увеличивает скорость термоабразии на 1.9–3.1 м/год.

Склоновые процессы

Под склоновыми криогенными процессами понимаются те процессы, которые связаны в своем возникновении и развитии с действием криогенных факторов на породы склонов. Основными типами движений грунтов на склонах, вызываемых к жизни процессами промерзания–протаивания (сезонного или кратковременного) и наличием многолетнемерзлых пород, являются солифлюкция, криогенный оползень и криогенное сползание (Т.Н. Каплина).

Под криогенной солифлюкцией понимается течение грунтов, вызванное переувлажнением и уменьшением прочности грунтовых масс в результате криогенных явлений. Криогенный оползень скольжения представляет собой сдвиг талых пород по мерзлому основанию. Криогенным сползанием (десерпцией) называется медленное перемещение пород по склонам под действием силы тяжести в случае сложения склонов пучинистыми грунтами, что приводит к периодическому увеличению и уменьшению их объема (пучению и просадке) [Каплина, 1965].

Солифлюкция

В условиях наибольшего увлажнения, когда тонкодисперсные связные горные породы приобретают вязкопластичное состояние, главным элементом их движения оказывается течение. Оно протекает над мерзлым субстратом и предопределяется смещением пород, вызванным промерзанием–протаиванием. Опускаясь при таянии, частицы пород смещаются вниз по склону. Таким образом, криосолифлюкцию можно представить как взаимосвязанное сочетание криогенной десерпции и обычного солифлюкционного течения. В дальнейшем для простоты изложения вместо термина "криосолифлюкция" будем употреблять термин "солифлюкция". В отношении к промерзанию–протаиванию в солифлюкции можно выделить две разновидности, далеко не равноценные по значению. Первая из них, более распространенная и важная, осуществляющая систематический снос со склонов, представляет собой процесс, развивающийся под влиянием ритмического промерзания–протаивания пород на склонах. Такая солифлюк-

ция протекает в виде мелких элементарных оплываний, которые в сумме представляют довольно равномерное их течение. Процесс развивается импульсивно, сильно изменяя скорость, а порой и направление, даже в пределах небольшого участка. Развитию этого процесса способствует нарушение коагуляционных связей при промерзании и замедленное их восстановление при температурах, близких к 0 °С в период таяния [Суходровский, 1979].

Скорость солифлюкции измеряется сантиметрами, а иногда дециметрами в год. Солифлюкция происходит в основном в супесчано-суглинистых образованиях в условиях их избыточного увлажнения, которое связано с широким развитием неглубоко залегающих надмерзлотных вод в пределах сезонноталого слоя. Наиболее благоприятно солифлюкция развивается на склонах крутизной 5–20° при мощности талого слоя 0.4–1.0 м. Большинство факторов, влияющих на сезонное промерзание–протаивание и избыточное переувлажнение верхнего слоя горных пород, таких как распределение, мощность снежного покрова, растительность, мощность СТС, подчиняется природной зональности. Например, увеличение мощности СТС при движении с севера на юг неблагоприятно сказывается на развитии солифлюкции.

Область значительного развития медленной солифлюкции приурочена к подзоне средней тундры. Течение грунта на склонах образует характерные формы микрорельефа, такие как террасы, потоки, валы, гряды, покровы. Солифлюкционные языки и террасы имеют ширину в несколько метров или первые десятки метров, а высота фронтального уступа не превышает 2 м (рис. 5.29). В долинах ручьев и малых рек могут встречаться солифлюкционные языки, имеющие длину до 100 м при ширине 25–30 м, а высоту фронтального уступа порядка 1.0–1.5 м. Солифлюкционные подвижки наблюдаются весной и осенью, в период дождей. Солифлюкционные формы микрорельефа представлены мелкими терасками, покровами, иногда образующими в нижних частях склонов уступы и валы.

Природные условия южной тундры в целом менее благоприятны для развития солифлюкционных процессов, что объясняется большей закрытостью территории растительностью и довольно значительным протаиванием пород сезонноталого слоя (до 1.5–2.5 м) на минеральных грунтах, способствующих перераспределению влажности в пределах СТС без существенного переувлажнения грунтов. Тем не менее солифлюкция в этом районе имеет достаточно широкое распространение, чему способствует практически повсеместное развитие почти на всех элементах рельефа маломощных

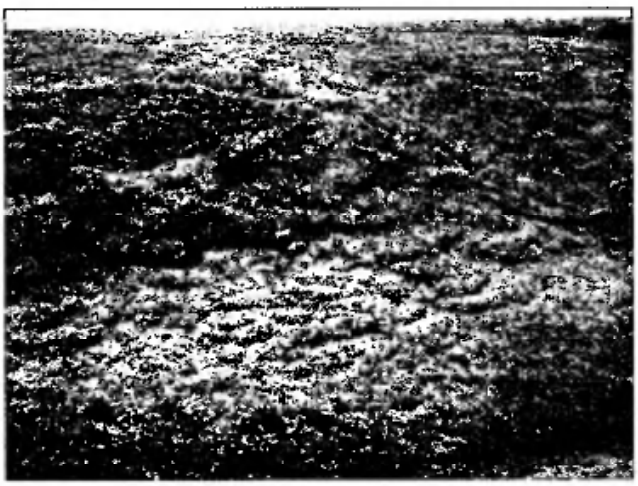


Рис. 5.29. Солифлюкция (Ямал).

ция протекает в виде мелких элементарных оплываний, которые в сумме представляют довольно равномерное их течение. Процесс развивается импульсивно, сильно изменяя скорость, а порой и направление, даже в пределах небольшого участка. Развитию этого процесса способствует нарушение коагуляционных связей при промерзании и замедленное их восстановление при температурах, близких к 0 °С в период таяния [Суходровский, 1979].

Скорость солифлюкции измеряется сантиметрами, а иногда дециметрами в год. Солифлюкция происходит в основном в супесчано-суглинистых образованиях в условиях их избыточного увлажнения, которое связано с широким развитием неглубоко залегающих надмерзлотных вод в пределах сезонноталого слоя. Наиболее благоприятно солифлюкция развивается на склонах крутизной 5–20° при мощности талого слоя 0.4–1.0 м. Большинство факторов, влияющих на сезонное промерзание–протаивание и избыточное переувлажнение верхнего слоя горных пород, таких как распределение, мощность снежного покрова, растительность, мощность СТС, подчиняется природной зональности. Например, увеличение мощности СТС при движении с севера на юг неблагоприятно сказывается на развитии солифлюкции.

Область значительного развития медленной солифлюкции приурочена к подзоне средней тундры. Течение грунта на склонах образует характерные формы микрорельефа, такие как террасы, потоки, валы, гряды, покровы. Солифлюкционные языки и террасы имеют ширину в несколько метров или первые десятки метров, а высота фронтального уступа не превышает 2 м (рис. 5.29). В долинах ручьев и малых рек могут встречаться солифлюкционные языки, имеющие длину до 100 м при ширине 25–30 м, а высоту фронтального уступа порядка 1.0–1.5 м. Солифлюкционные подвижки наблюдаются весной и осенью, в период дождей. Солифлюкционные формы микрорельефа представлены мелкими терасками, покровами, иногда образующими в нижних частях склонов уступы и валы.

Природные условия южной тундры в целом менее благоприятны для развития солифлюкционных процессов, что объясняется большей закрытостью территории растительностью и довольно значительным протаиванием пород сезонноталого слоя (до 1.5–2.5 м) на минеральных грунтах, способствующих перераспределению влажности в пределах СТС без существенного переувлажнения грунтов. Тем не менее солифлюкция в этом районе имеет достаточно широкое распространение, чему способствует практически повсеместное развитие почти на всех элементах рельефа маломощных



Рис. 5.29. Солифлюкция (Ямал).

покровных образований супесчано-суглинистого состава, обладающих тиксотропными свойствами в переувлажненном состоянии.

В областях умеренного проявления медленной солифлюкции наиболее активные движения отмечаются весной, в начале сезонного протаивания, когда мощность протаявшего слоя грунта находится в пределах 1 м, а грунты переувлажнены как за счет протаивания ледяных включений в горных породах, так и за счет увлажнения талыми водами. В период дождей активизация движений солифлюкционных отложений вероятна на участках неглубокого протаивания, приуроченных к склонам северной экспозиции, так как неглубокое протаивание при одних и тех же дождевых осадках приводит к большему переувлажнению пород.

К склонам крутизной 15–20°, сложенным сильнольдистыми супесчано-суглинистыми породами, приурочена быстрая солифлюкция. Особой интенсивностью ее протекания отличаются участки с близким залеганием к поверхности подземного льда или развитием в верхних горизонтах сильнольдистых дисперсных грунтов, в частности, участки термоденудационных уступов и цирков. Быстрая солифлюкция формирует натеки, преимущественно в форме языков, занимающих самые пониженные участки склонов. На термоэрозионных участках она происходит в течение всего теплого периода года [Геокрилогия СССР, 1989].

Активность массовых движений грунтов на склонах наибольшая в Арктике и Субарктике, наименьшая в Центральной Якутии. Это объясняется значительной увлажненностью сезоннопротаивающего слоя, имеющего мощность не более 1 м. К числу наиболее характерных солифлюкционных и эрозионно-солифлюкционных форм микро- и мезорельефа относятся делли – неглубокие ориентированные вдоль склонов борозды и ложбины. Делли на склонах низких и высоких пластовых и вулканических плато хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, создавая специфический веерообразный рисунок. Зарождаясь на возвышенных пологих водораздельных поверхностях, они нередко соединяются между собой ниже по склону в более крупные ложбины. Ширина деллей разнообразна и колеблется от 5 до 30 м, расстояние между ними 10–60 м. Глубина вреза деллей зависит от мощности рыхлых отложений и составляет в среднем 1–2 м, достигая 2–3 м в нижних частях склонов. Дно ложбин покрыто влаголюбивой растительностью, иногда заболочено, в тальвеге довольно часто видны эрозионные борозды, заполненные заиленным песком и мелким щебнем. Водные потоки в деллях функционируют в период снеготаяния и после дождей. Постоянный поверхностный сток наблюдается в некоторых случаях только в нижних частях склонов, где в связи с этим в конце лета отложения переувлажнены и на лишенных дернины участках образуются натеки грунта. Воды, стекающие по деллям, размывая оттаявшие склоновые отложения, выносят суглинисто-супесчаный материал вниз к подошве склона, что приводит к образованию своеобразных плоских конусов выноса, которые, сливаясь, создают сплошной шлейф. У бровок вблизи крутых склонов местами наблюдается их оседание, приуроченное к морозобойным трещинам, трещинам отдельности и сопровождающееся вывалом крупных

глыб. Помимо этого здесь же имеет место процесс осыпания мелких обломков. Этот процесс идет постоянно, усиливаясь в апреле–мае и августе–сентябре, когда температуры резко меняются в течение суток На склонах в низменных тундрах большое значение имеет процесс делювиального смыва, развивающегося в комплексе с солифлюкцией и в ряде случаев создающего языкообразные террасы, аналогичные солифлюкционным. Потоки приурочены к ложбинам стока и достигают в длину 150 м, а на конце – уступ высотой 2.5–3.0 м. На склонах крутизной до 20° распространены террасы преимущественно языкообразной формы, шириной 20–40 м. Породы, слагающие эти формы, представлены суглинками с торфяными прослойками, которые у уступов имеют мощность до 10 см, а вверх по склону постепенно становятся тоньше и исчезают [Каплина, 1965].

Криогенные оползни скольжения

Характерными чертами оползней скольжения являются: хорошо выраженная поверхность скольжения; геометрически правильная форма поверхности скольжения; перемещение по поверхности скольжения формосохраняющих фрагментов оползающих глыб грунта [Маслов, 1991]. В качестве поверхности скольжения выступают льдистые осадки суглинистого состава, подстилающие оползающие сезоннопротаявшие грунты. Включение в термин "оползень скольжения" слова "криогенный" подчеркивает ведущую роль в формировании оползня криогенных факторов. Тело оползня сложено породами сезонноталого слоя мощностью 0.8–1.0 м, сместившимися вниз по склону, сплывание происходит как непрерывно с небольшой скоростью, так и периодически по мере накопления водонасыщенного материала (рис. 5.30). Смещение оползней скольжения происходит в конце теплого периода, когда протаивание достигает практически максимальных величин после сильных дождей. Скорости движения оплывин изменяются от первых десятков метров в сутки до нескольких метров в минуту.

По размерам оползни условно можно разделить на малые, средние, крупные и очень крупные. Площадь малых оползней не превышает 0.2–0.3 га, средних – 1.0–2.5 га, крупных – 3–5 га, очень крупных – составляет более 5 га. Все криогенные оползни скольжения относятся к категории неглубоких оползней. Толщина сползающего слоя грунтов лимитируется глубиной сезонного протаивания и укладывается в пределы 0.4–0.8 м. Толщина слоя текучепластичных грунтов, сплывающих по склонам, не превышает 0.2–0.4 м. Скорость сплывов изменяется в диапазоне от долей метра до

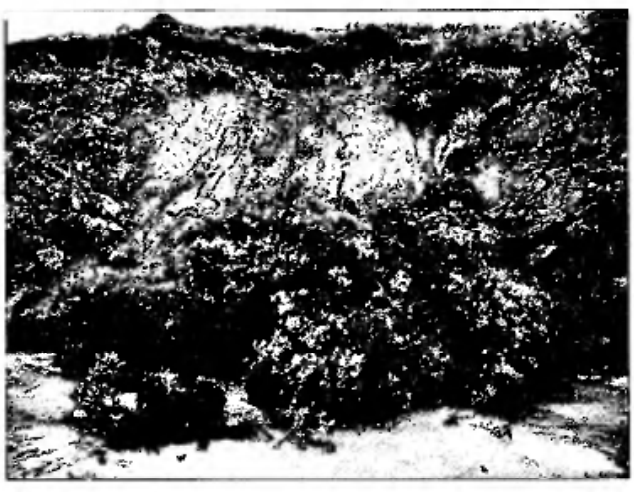


Рис. 5.30. Криогенный оползень скольжения.

глыб. Помимо этого здесь же имеет место процесс осыпания мелких обломков. Этот процесс идет постоянно, усиливаясь в апреле–мае и августе–сентябре, когда температуры резко меняются в течение суток На склонах в низменных тундрах большое значение имеет процесс делювиального смыва, развивающегося в комплексе с солифлюкцией и в ряде случаев создающего языкообразные террасы, аналогичные солифлюкционным. Потоки приурочены к ложбинам стока и достигают в длину 150 м, а на конце – уступ высотой 2.5–3.0 м. На склонах крутизной до 20° распространены террасы преимущественно языкообразной формы, шириной 20–40 м. Породы, слагающие эти формы, представлены суглинками с торфяными прослойками, которые у уступов имеют мощность до 10 см, а вверх по склону постепенно становятся тоньше и исчезают [Каплина, 1965].

Криогенные оползни скольжения

Характерными чертами оползней скольжения являются: хорошо выраженная поверхность скольжения; геометрически правильная форма поверхности скольжения; перемещение по поверхности скольжения формосохраняющих фрагментов оползающих глыб грунта [Маслов, 1991]. В качестве поверхности скольжения выступают льдистые осадки суглинистого состава, подстилающие оползающие сезоннопротаявшие грунты. Включение в термин "оползень скольжения" слова "криогенный" подчеркивает ведущую роль в формировании оползня криогенных факторов. Тело оползня сложено породами сезонноталого слоя мощностью 0.8–1.0 м, сместившимися вниз по склону, сплывание происходит как непрерывно с небольшой скоростью, так и периодически по мере накопления водонасыщенного материала (рис. 5.30). Смещение оползней скольжения происходит в конце теплого периода, когда протаивание достигает практически максимальных величин после сильных дождей. Скорости движения оплывин изменяются от первых десятков метров в сутки до нескольких метров в минуту.

По размерам оползни условно можно разделить на малые, средние, крупные и очень крупные. Площадь малых оползней не превышает 0.2–0.3 га, средних – 1.0–2.5 га, крупных – 3–5 га, очень крупных – составляет более 5 га. Все криогенные оползни скольжения относятся к категории неглубоких оползней. Толщина сползающего слоя грунтов лимитируется глубиной сезонного протаивания и укладывается в пределы 0.4–0.8 м. Толщина слоя текучепластичных грунтов, сплывающих по склонам, не превышает 0.2–0.4 м. Скорость сплывов изменяется в диапазоне от долей метра до



Рис. 5.30. Криогенный оползень скольжения.

нескольких метров в сутки. Шире диапазон скоростей оползания формосохраняющих массивов грунтов. В зависимости от угла наклона склонов, состава и льдистости пород, скорости оползания находятся в пределах от долей метра до нескольких метров в секунду.

Ведущими факторами развития процесса являются сила тяжести и солнечная инсоляция. Последняя обеспечивает сезонное протаивание оползающих и сплывающих грунтов, протаивание льдистого горизонта в подошве сезонноталого слоя и образование на контакте талых и мерзлых грунтов слоя глинистой суспензии. Последняя выполняет роль "смазки", уменьшающей силы трения и сцепления на контакте талых и мерзлых грунтов, и создает гидростатический взвешивающий эффект.

Морфологические факторы включают крутизну и протяженность склонов. Экспозиция и форма склонов меньше влияют на их оползневую опасность. Крупные и очень крупные оползни приурочены к склонам крутизной до 3–5° и протяженностью до 1500 м. На более крутых и коротких склонах размеры оползней обычно не больше 0.1–0.4 га. Участки склонов, подвергшиеся интенсивной оползневой переработке, подчеркиваются вертикальными уступами высотой до 1 м. Они располагаются в головной части склонов. Сливаясь вместе, уступы подчеркивают линию перехода склона в горизонтальную поверхность террасового уровня.

Литологический фактор включает типы разрезов отложений, в которых формируются оползни. В строении склоновых осадков доминируют два типа разрезов: одно- и двухслойные. В однослойных разрезах литология по плоскости скольжения не изменяется, в двухслойных изменяется. По наблюдениям М.О. Лейбман [1997], среди однослойных разрезов преобладают глинистые и песчаные, среди двухслойных – песчано-глинистые разности.

О начале оползневого процесса обычно свидетельствует появление трещин отрыва в голове будущего оползневого участка на склоне. По трещинам на поверхность изливается глинистая суспензия – продукт таяния сильнольдистого горизонта. Величина напора формирующихся горизонтов надмерзлотных вод составляет от сотых до нескольких десятых долей метра водяного столба. Цикличность оползневого процесса тесно связана с изменениями климатических условий. Наблюдается прямая связь между этими условиями и "пиками" активизации процесса. Так, массовый сход оползней в 1989 г. на Ямале инициирован особенностями погоды летне-осеннего сезона: среднемесячная температура воздуха была в 1.2–1.3 раза (осадков – в 1.5–1.6 раз) больше средних летних значений [Инженерно-геологический мониторинг..., 1996].

5.4. СИСТЕМАТИКА КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Реализация криогенных процессов обусловлена совместным действием многих природных факторов. История развития территории, тектонический режим, климат, ландшафт и другие так или иначе отражены в их интенсивности, формах проявления, строении, распространенности. Следует отметить, что указанные факторы (за исключением климата), не яв-

лясь первопричиной развития или разрушения мерзлых пород, тем не менее во многом определяют протекание криогенных процессов и морфологию формирующихся криогенных образований. Например, заболачивание территории вследствие ухудшения поверхностного стока может вызвать промерзание. Промерзший грунтовый массив может стать препятствием для потока грунтовых вод. Вследствие этого может существенно измениться гидрогеологическая ситуация территории, что, в свою очередь, вызовет смену растительных сообществ. Взаимодействие многих природных факторов определяет значительное региональное разнообразие мерзлотных форм и явлений. В целом криолитогенез обусловливается совместным (синергетическим) взаимодействием многих природных процессов, причем интенсивность этого взаимодействия изменяется во времени. В настоящий момент назрела необходимость учитывать синергетические эффекты при анализе проблем формирования и разрушения криогенных геосистем. Данные эффекты могут резко усиливать или ослаблять ход общих тенденций развития отдельных территорий развития ММП. Это видно на примере реакции мерзлых пород на глобальные изменения климата. На фоне общего потепления во многих регионах происходит новообразование мерзлых пород, деградация и новообразование могут происходить на одной и той же территории.

Криогенные процессы, начавшись, образуют устойчивые системы со своими внутренними связями. Эти системы играют самостоятельную роль, и после возникновения начинают преобразовывать окружающую среду, сообразуясь с закономерностями своего развития.

Важно учитывать пространственно-временную разномасштабность криогенных процессов. Приведем для пояснения данного тезиса пример из монографии С.Е. Гречищева, Л.В. Чистотинова. Ю.Л. Шура "Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз". "Изучая сезонное пучение, следует рассматривать хорологические единицы одного ранга, а многолетнее пучение и образование мощных бугров или гряд пучения – другого ранга. Ранг таксономической единицы связан как с масштабом времени длительности процесса, так и с масштабом факторов, определяющих процесс. При разрушении берегов северных морей за голоценовый период в качестве ландшафтной единицы следует рассматривать округ, а при изучении сезонного пучения – микрофацию и фацию, так как на этих уровнях проявляются величина сезонного промерзания–оттаивания, свойства грунтов слоя сезонного оттаивания и их неоднородность" [Гречищев и др., 1980, с. 23–24]. Отмечая трудности пространственно–временного ранжирования криогенных процессов, авторы признают, что на вопрос, "каким набором признаков геокриологического содержания должна характеризоваться та или иная таксономическая единица и по какому признаку проводится выбор единиц, геокриологическому, геологическому, географическому, предстоит еще ответить" [Там же, с. 24]. Ответа на этот вопрос, как и на многие другие, связанные с изучением криогенных процессов, в настоящее время еще нет.

На одной и той же территории в грунтах одного генезиса и времени образования возраст мерзлых пород может быть различным. Более того,

формирование некоторых из них может быть напрямую связано с климатом (например, похолоданием), развитие других может быть связано с другими факторами (например, заболачиванием территории) [Хименков, Власов, 2007]. В качестве иллюстрации данного тезиса можно привести материалы Ю.К. Васильчука. Анализируя особенности криогенного строения едомной толщи в низовье Колымы, он пришел к выводу о гетерохронности и гетерогенности ее различных частей не только по вертикали, но и по простиранию. Мерзлые отложения, залегающие на одинаковом уровне единого едомного комплекса, различались по возрасту на 10–20 тыс. лет [Васильчук, 2005]. Результатом существования неоднородностей природной среды является формирования особого типа геосистем, которые мы определяем как криогенные геосистемы. Криогенную геосистему в качестве структурного элемента многолетнемерзлых пород можно представить в виде геологического тела определенного генезиса и строения, имеющего отрицательную температуру и характерное для него распределение ледяных включений, называемое криогенным строением. Каждая криогенная геосистема имеет свои границы и пограничные области, через которые осуществляется энергомассообмен с окружающим пространством. Криогенные геосистемы иерархически организованы в соответствии с принципами генетической классификации пород. Мерзлые породы на любой изучаемой территории представляют собой совокупность криогенных геосистем различного масштаба и возраста.

Рассмотрим имеющиеся в литературе данные об особенностях начала формирования мерзлых пород. Лучше всего это сделать на примере новообразования мерзлоты в южных районах криолитозоны. Прежде всего в зоне сплошного распространения талых пород с температурами от 0 до 4 °С возможно образование мерзлых перелетков в торфяных и торфяно-суглинистых отложениях и на участках, приуроченных к темнохвойным лесам. Появление первичных островов мерзлых пород (температурой –0.1...–0.3 °С), как правило, приурочено к торфяным отложениям болот, затененным и заболоченным днищам долин, поросших густым хвойным лесом. Для Западной Сибири отмечается формирование линз мерзлых пород мощностью до 5 м и температурой –0.1 °С, они приурочены к торфяным буграм диаметром 3–15 м, покрытым сфагновым мхом высотой 0.3–0.4 м. Такие маломощные линзы занимают площадь около 1 % территории [Геокриология СССР, 1989]. В предгорьях мерзлые участки появляются на затененных нижних частях склонов с чехлом суглинисто-щебнистых и крупнообломочных отложений или на участках распространения снежников. В таежных районах юга Средней Сибири мощность линз и островов ММП меняется от 5–7 до 50–60 м, их температура колеблется от –0.1 до –1 °С [Горшков и др., 2003]. При изменении поверхностных условий острова мерзлых пород легко исчезают или образуются в новых местах. Начало формирования участка многолетней мерзлоты (а также ее деформации и разрушения) в конкретном месте в пределах данного типа местности в значительной мере происходит случайно. Однако степень вероятности его зарождения и главные особенности развития (интенсивность, формы, час-

тота встречаемости) могут быть оценены однозначно на основе закономерного сочетания факторов и условий, его обусловливающих. Для каждого типа местности можно применить расчетные методы для определения условий возникновения и развития первичных криогенных геосистем [Гарагуля, 1989].

С момента образования первичные криогенные системы сразу начинают активно воздействовать на вмещающие породы. В песчаных породах наблюдается перераспределение грунтовых вод, возникновение криогенного напора (формируются водоупоры в водоносных горизонтах, происходит отжатие грунтовых вод из зоны промерзания). В супесчаных и суглинистых породах имеет место боковое промерзание с формированием соответствующего криогенного строения (субвертикальные ледяные шлиры). Многие криогенные процессы связаны в первую очередь с горизонтальным тепломассообменом, роль которого еще недооценена и недостаточно изучена.

При формировании криогенных геосистем понижение температур атмосферы является фоновым фактором, который обусловливает потенциальную возможность формирования и сохранения длительное время пород в мерзлом состоянии. Но реализация этой возможности, конкретное место образования мерзлого участка, его размеры, строение, сопровождающие процессы, характер воздействия на окружающую среду являются вероятностными событиями. Формирование первичных криогенных геосистем – один из самых ярких примеров синергетических процессов, когда на фоне общего отвода тепла и увеличения энтропии среды при охлаждении пород до температур ниже 0 °С в них происходит локальная самоорганизация, с формированием устойчивых структурных связей (кристаллизация воды, структурирование минеральной составляющей, формирование криотекстур). По мере нарастания основного фактора, определяющего понижение температуры (понижение температуры воздуха при похолодании климата, увеличение мохового слоя в процессе заболачивания, уменьшение глубины моря по мере промерзания субаквальных морских осадков и др.), локальные первичные криогенные геосистемы сливаются, образуя мерзлые массивы разной степени сплошности (криогенные геосистемы высших порядков).

Полное или частичное разрушение криогенной геосистемы наступает в случае, когда температура в ней (во всем объеме или части) достигнет значений интенсивных фазовых переходов. Таяние льда обусловливает разрушение связей, обеспечивающих строение и свойства системы. Причем литогенная основа криогенной геосистемы может сохраниться (если не происходит перемешивания или удаления минеральных и органических частиц). Причиной повышения температуры мерзлых пород является потепление климата либо изменение поверхностных условий. Первая причина реализуется за длительный период (минимум сотни, а то и тысячи лет). Изменение поверхностных условий (смена растительных сообществ, изменение мощности снежного покрова, режима поверхностных вод и др.) может происходить гораздо более быстрыми темпами и менять тенденции изменения температурного поля даже на соседних участках. Причиной из-

менения могут быть глобальные колебания уровня Мирового океана, локальные тектонические движения, эрозионная деятельность (морей, рек, озер), техногенные нарушения.

В оттаивающих грунтах влага получает большую подвижность, и снова происходит процесс ее перераспределения. При этом обусловленные льдом цементационные связи между частицами породы и их агрегатами ослабляются или разрушаются.

Разрушение мерзлых пород в реальных условиях сопровождается различными синергетическими эффектами, обусловливающими возможность изменение тренда развития природных процессов. Например, в понижениях рельефа, образующихся при протаивании грунта, могут развиваться процессы заболачивания и образования торфяников. Это, в свою очередь, приводит к понижению температур грунтов и даже вторичному промерзанию. То есть в грунтах развиваются своего рода "защитные реакции" в ответ на потепление климата [Конищев, 2004]. Перераспределение влаги в оттаивающих дисперсных породах имеет некоторые общие черты с процессом ее миграции при промерзании. В обоих случаях влага передвигается в направлении тепловых потоков – из более теплых участков в более холодные. Экспериментальными исследованиями установлено, что и при протаивании может идти процесс дополнительного льдовыделения и пучения в мерзлой зоне у фронта протаивания, когда влага из оттаивающего грунта подтягивается в мерзлую область в результате температурного градиента и вымерзает, увеличивая мощность ледяных шлиров [Ершов, 1986]. Отмеченные эффекты при составлении прогнозов динамики мерзлых пород и развития криогенных процессов при изменениях климата не учитываются, что, несомненно, сказывается на их точности.

В настоящее время полноценная систематика криогенных процессов еще не разработана. Это связано с тем обстоятельством, что практически при всех обобщениях и классификациях объединяются две группы природных процессов: собственно криогенных и парагенетически с ними связанных, но не обусловленных формированием и таянием грунтового льда. Собственно криогенными процессами можно назвать процессы, связанные с фазовыми переходами, как при промерзании, так и при таянии. Они определяются переходом породы в мерзлое или талое состояние. В первом случае это миграция связанной воды к фронту промерзания, отжатие воды из мерзлых грубозернистых пород, формирование кристаллов льда, промерзание свободных объемов воды, пучение мерзлых пород и др. При таянии это переход воды из твердой фазы в жидкую, усадка грунта вследствие уменьшения объема. Другие процессы, связанные с действием талых вод, склоновые процессы и т. п., не являются, строго говоря, криогенными и реализуются как совокупность экзогенных процессов, характерных и для теплых регионов. Но поскольку они широко развиты в криолитозоне, хотя и проявляются только в области положительных температур, их также относят к криогенным процессам. Однако следует особо подчеркнуть, что именно фазовые переходы часто являются основной предпосылкой для их развития, играют далеко не последнюю роль в динамике. Структурно-

текстурные особенности мерзлых пород оказывают на эти процессы значительное влияние и прямое, и косвенное через специфические свойства талых пород, формирование температурного режима водного потока и особенности поступления грунтовых вод в процессе таяния. Даже морозобойное растрескивание, по сути, температурные деформации, проявляющимися в южных широтах и без какого-либо мерзлотного фактора. При этом формирование повторно-жильных льдов, несомненно, криогенный процесс или, точнее, комплекс криогенных процессов. Любой выделяемый процесс при более глубоком рассмотрении оказывается парагенетическим комплексом, изменяющимся в пространстве и во времени. При этом выделить ведущий процесс для всех случаев весьма затруднительно. Но без классификации комплексных природных процессов и связанных с ними явлений обойтись невозможно, поскольку именно они определяют динамику криогенных толщ, их устойчивость к внешним воздействиям, позволяют оценить риски для инженерных сооружений, прогнозировать изменения природных и природно-технических систем криолитозоны во времени.

Рассмотрим имеющиеся к настоящему времени классификации и изложим свои представления. Сейчас разработано достаточно большое количество классификаций криогенных процессов. В общем виде их можно объединить в три группы: морфологические, генетические и синтезирующие.

В морфологических классификациях в качестве основного критерия используют внешний вид и признаки – морфологию природных явлений, представляющих собой результат тех или иных криогенных процессов, приуроченных к определенным условиям. Таковыми являются классификации: солифлюкционных [Втюрина, 1966; Жигарев, 1967; Савельев, 1967] и полигональных форм рельефа [Попов, 1967; Втюрин, 1975; Романовский, 1977; Розенбаум, 1967], наледей [Толстихин, 1974; Соколов, 1975], термокарстовых форм [Качурин, 1961; Попов, 1967], термоабразионных берегов [Арэ, 1980; Ермолаев, 1984], склоновых образований [Каплина, 1965; Тюрин др., 1982].



В генетических классификациях отражена связь криогенных процессов с условиями их протекания и физико-механическими свойствами пород. К ним можно отнести классификации криотекстур и подземных льдов [Втюрин, 1975; Гасанов, 1981], полигонально-жильных льдов, формирующихся при морозобойном растрескивании мерзлых пород [Попов, 1967; Романовский, 1977].

Эти классификаций имеют существенный общий недостаток, они рассматривают один вид процессов или явлений либо базируются на анализе небольшого набора природных факторов, генетически связанных с ними. Эти ограничения преодолеваются в синтезирующих классификациях, включающих гораздо больший круг показателей.

В основу разработки обобщенной классификации криогенных процессов и явлений Л.И. Вейсман [1978] положил три группы гидротермических процессов, связанные с многолетним промерзанием–протаиванием и с сезонным промерзанием–протаиванием соответственно. Каждой группе соотносятся криогенные процессы по механизму образования и оттаивания

подземных льдов. При этом учитываются литологические особенности пород, оценивается связь процессов с внутригрунтовыми образованиями и формы рельефа на поверхности.

В классификации Ю.Л. Шура [1988] криогенные процессы подразделяются на рельефообразующие и криолитогенетические, затем по участию механической компоненты, привносимой из вне, далее по изменению теплового состояния и температурного режима пород, на завершающем этапе – по виду среды (атмосфера или гидросфера), контактирующей с породой, в которой развивается процесс.

В классификации или скорее систематизации, разработанной на кафедре геокриологии МГУ (табл. 5.1) криогенные процессы объединены в четыре группы, связанные с определенными ведущими природными факторами. Первая группа собственно криогенных процессов обусловлена теплообменом на земной поверхности. Вторая группа связана с динамикой водных масс на поверхности земли и их взаимодействием с мерзлыми породами (сюда включаются и текучие, и стоячие воды, и воды в твердом состоянии). Третья группа связана с гравитационными процессами (проявляющимися как склоновые), усложненными поверхностным и внутригрунтовым стоком вод. Четвертая группа обусловлена эоловыми процессами. Эклектичность данной классификации затрудняет ее практическое использование. Например, и термоэрозия, и термоабразия не могут анализироваться без учета гравитационной составляющей. Все гравитационные процессы, формируя специфические формы рельефа, связаны с собственно криогенными процессами. Особенности развития термокарстовых озер невозможно понять без учета теплового и механического воздействия водных масс и т. д. Данная классификация нуждается в серьезной доработке с обязательным выделением парагенетических комплексов процессов, сопровождающих выделяемый ведущий процесс.

Весьма интересным и перспективным является подход, разрабатываемый В.И. Познаниным [Познанин, 1995; Познанин, Баранов 1999], при котором большинство процессов в рыхлых горных породах анализируется через степень их эрозионности, т. е. способности "разъедать" горные породы действием различных материальных сред. Все природные среды исследователь располагает в виде следующего ряда: воздух–вода (поверхностная и подземная)–снег и лед–грунт. По степени выраженности эрозионности процессы разделены на четыре группы: полное отсутствие, элементарные псевдоэрозионные эффекты, эрозионно подобные и чисто эрозионные процессы. В первую (не эрозионную) группу входят следующие процессы: криогенное растрескивание, термокарст, пучение; во вторую (псевдоэрозионную) – лавиноподобные явления, обрушения грунта; в третью (эрозионно подобную) – нивация, наледи, солифлюкция; в четвертую (эрозионную) – термоабразия, термоэрозия, суффозия, дефляция и перевевание. Свойство эрозионности в той или иной мере характерно для 75 % процессов, что указывает на ключевое значение эрозии и аналогичных эффектов в развитии криолитозоны. Используя данный подход, по мнению автора, с помощью системного анализа станет возможным создание общей класси-

Таблица 5.1

Систематизация экзогенных геологических процессов (ЭГП) в криолитозоне [Ершов, 2002]

Группы ЭПГ	Виды ЭПГ	Механизм процессов	Причины развития процессов	Сопутствующие процессы	Основные формы проявления процессов в рельефе
1	2	3	4	5	6
1. Собственно криогенные, обусловленные годовыми и многолетними колебаниями теплообмена на земной поверхности	1.1. Криогенное выветривание пород	Температурные деформации пород, расклинивающее действие тонких пленок воды в породах, диспергация и коагуляция минеральных частиц в дисперсных горных породах	Многократные циклы сезонного промерзания и оттаивания пород, изменение напряженного состояния пород под влиянием сезонных колебаний температуры	Изменение механического состава рыхлых отложений	Поверхности выравнивания нагорных террас
	1.2. Морозобойное растрескивание мерзлых массивов дисперсных пород	Температурная деформация мерзлого массива дисперсных пород	Изменение напряженного состояния пород в массиве под влиянием сезонных колебаний температуры	Образование повторно-жильных льдов и грунтовых жил	Полигональный рельеф
	1.3. Морозное пучение дисперсных пород	Увеличение объема пород при льдовыделении в них	Сезонное и многолетнее промерзание влажных и водонасыщенных дисперсных пород	Усадка пород, температурная деформация	Площади пучения, миграционные и инъекционные бугры пучения, каменные моря и многоугольники
	1.4. Наледеобразование	Сезонное замерзание поверхностных и грунтовых вод	Перемерзание водотоков, путей транзита и очагов разгрузки подземных вод	Инъекционное внедрение подземных вод в замерзающие отложения, деформация мерзлых пород	Наледи, наледные поляны

	1.5. Термокарст	Тепловая осадка земной поверхности	Сезонное и многолетнее оттаивание сильнольдистых пород и подземных залежей льда	Размокание, растекание оттаивающих пород	Термокарстовые просадки поверхности, бугристо-западинный рельеф, озера, котловины, байджарахи
2. Флювиальные абразионные и водно-балансовые, обусловленные тепловым и механическим воздействием водных масс на оттаивающие и мерзлые породы, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности, колебаниями водного баланса поверхности	2.1. Термоабразия	Размывание, обрушение, сползание, стекание пород на береговых склонах и уступах, вынос их с пляжей	Тепловое и механическое воздействие волнений и течений водных масс на мерзлые и оттаивающие породы в береговой зоне	Солифлюкция, обвалы, сплывы-оползни	Отступание бровки береговых склонов и уступов от акваторий, термоабразионные уступы, цирки, прибрежные отмели
	2.2. Термоэрозия	Разрушение и вынос оттаивающих и мерзлых дисперсных пород водными потоками	Тепловое и механическое воздействие водного потока на мерзлые породы в его ложе	Солифлюкция, термоабразия, оползни	Промоины, овраги, балки, конуса выноса
	2.3. Заболачивание	Зарастание озер, переувлажнение поверхности	Неотектоническое опускание поверхности, увлажнение климата, термокарстовые просадки, сезонное и многолетнее промерзание отложений, вертикальный и горизонтальный рост торфяных залежей	Морозное пучение, термокарст	Выпуклые торфяники, кочкарники, грядово-озерные и грядово-озерно-мочажинные образования
	2.4. Ледники снежники	Накопление, таяние, движение льда и снега, водно-ледяной сток	Преобладание снегонакопления над таянием	Разрушение коренных пород, выпахивание ледниковых долин, озер	Купола, долинные, вершинные, склоновые ледники, озы, камы, эрратические валуны

фикации рельефообразующих процессов криолитозоны. Несомненным достоинством рассмотренного подхода является то, что он позволяет все криогенные деструктивные процессы выстроить в один ряд, который можно анализировать по одному признаку – эрозионности, т. е. к "срезанию", денудации поверхности суши. Этот подход дает возможность оценивать с единых позиций результат действия многих разногенетических криогенных процессов. В то же время данный подход нуждается в дальнейшей доработке. Например, термокарст, несомненно, "разъедает" (по терминологии автора) поверхность мерзлых пород, но к эрозионным не относится, поскольку является результатом не действия среды, а энергетического (теплового) фактора. Любое термокарстовое образование с определенного этапа своего развития начинает развиваться под воздействием нескольких процессов. Например, практически сразу после оттаивания начинается инфильтрация грунтовых вод вверх, сопровождаемая суффозией. В четвертой (эрозионной) группе, если их соотносить с мерзлыми породами, обязательно надо учитывать и тепловые процессы (хотя и не связанные с солнечной радиацией). В этом случае надо различать и учитывать действие среды как механического и как теплового факторов. В разных ситуациях их соотношение будет различным. Этот момент надо четко выделить, поскольку именно в нем заключается отличие обычных процессов от криогенных. Следует отметить, что рассматривая проявления экзогенных процессов и криогенных, в частности, анализируются, как правило, не сами элементарные процессы, а явления и формы, связанные с ними. Между тем эти явления и формы всегда есть результат сложного сочетания комплексов процессов, и структура этих комплексов значительно меняется в пространстве и во времени. Например, если в начале термоэрозионного процесса основную роль играет прямое действие сконцентрированного потока поверхностных вод, то на зрелой стадии эрозионных форм водный поток, скорее, является транзитным фактором, удаляя материал, доставляемый с бортов оврага склоновыми процессами, где немаловажное значение имеют процессы оттаивания.

Анализ существующих в настоящее время классификаций показал, что они имеют один серьезный недостаток – отсутствие единого классификационного принципа, исходящего из самой основы рассматриваемого объекта. Основой криогенеза являются, как мы уже отмечали, фазовые переходы вода (водяной пар)–лед и обусловленные ими совокупность комплекса процессов. Все они в конечном счете сводятся к доставке воды в зону кристаллизации при формировании криогенных систем и отводу воды при их разрушении, а также объемным изменениям при фазовых переходах. Для грунтов это накопление и локализация грунтовой воды в виде льда, объемное расширение (пучение грунта) в зоне кристаллизации при промерзании и, соответственно, образование и отвод воды (частично грунта) и уменьшение объема (просадка грунта) в зоне плавления льда при таянии. При этом наиболее четко можно зафиксировать и измерить внешние проявления криогенного процесса (и в фазе промерзания, и в фазе тая-

ния) – пространственное перераспределение воды и грунта. Прежде всего это направление потоков воды и грунта, объемы перераспределяемого материала, интенсивность переноса, расстояние, на которое переносится материал. Данные параметры непосредственно связаны с криогенными процессами, с их помощью можно оценить перераспределения вещества при формировании, трансформации или разрушении криогенных геосистем.

Потоки вещества при формировании и разрушении криогенных геосистем

И формирование, и разрушение криогенных систем обусловливаются действием большого числа процессов. Учитывая их разнообразие, попытаемся найти нечто объединяющее и на этой основе построить общую систему. Характерной особенностью мерзлых пород является наличие воды в твердой фазе – льда. Лед может встречаться как в виде отдельных кристаллов, так и в виде огромных массивов длиной в сотни метров и мощностью в десятки метров. То есть в мерзлых породах вода в виде льда занимает значительные объемы. Между тем в талых породах объемы внутригрунтовых вод отсутствуют, при таянии фильтруясь, они отжимаются вверх и в стороны или стекают по грунтовой поверхности. Таким образом, при таянии (впрочем, как и промерзании) происходит перераспределение воды и минеральных частиц в пространстве.

По нашему мнению, в основу систематизации криогенных процессом можно положить пространственное перераспределение минеральных (и органогенных частиц) и воды (табл. 5.2). В конечном счете все пространственные направления можно свести к вертикальной и горизонтальной составляющим. Данный подход позволяет при рассмотрении многочисленных и сложных явлений, связанных с формированием, изменением и разрушением мерзлых пород, отвлечься от множества частных факторов и рассматривать поведение и взаимодействие в пространстве и во времени основных объектов – воды и органоминеральной составляющей, как в стадии формирования криогенной геосистемы, так и в стадии ее разрушения. Он позволяет оценивать геологический результат отдельных процессов и их совокупности на региональном и локальном уровнях. При дальнейшем развитии данного подхода появляется возможность выявить необходимые параметры отдельных процессов в парагенетических комплексах. В рассмотренном выше примере разрушении пластового тела важную роль играет один из процессов – оползень-поток, выносящий перекрывающий ледяное тело грунтовый чехол далеко в сторону. Если в силу каких-либо причин расстояние перемещения грунтового материала будет недостаточным, то процесс таяния пластового тела прекратится. И так в любом парагенетическом комплексе процессов, если один из них не обеспечивает оптимальную скорость перемещения материала (воды, минеральной составляющей) или необходимое расстояние его перемещения, то процесс затухает или резко ослабевает. Такой анализ комплексов парагенетических криогенных процессов – дело будущего.

Таблица 5.2

Систематизация криогенных процессов криолитозоны на основе пространственно-временного анализа вещественных потоков

Положение в цикле развития криогенной геосистемы	Наименование	Пространственная структура основного потока вещества	Вещественная структура основного потока	Параметры вещественных потоков	
				Направление перемещения вещества	Расстояние перемещения материала
1	2	3	4	5	6
Промерзание (формирование)	Пучение	Равномерно рассредоточенный	Миграция связанной воды в супесчано-суглинистых грунтах	В естественных условиях преимущественно в вертикальном направлении снизу вверх (по нормали к фронту промерзания)	От нескольких сантиметров до 1–2 м
	Криогенный напор	Равномерно рассредоточенный, локальный	Движение свободной воды в водоносных горизонтах	Преимущественно по горизонтали (вдоль водоносного горизонта)	Десятки и сотни метров
	Инъекционные процессы	Локальный	Локальные внедрения воды и водонасыщенных грунтов в мерзлую толщу	Без преимущественного направления (в сторону ослабленной зоны)	От нескольких метров до десятков метров
Мерзлое состояние (квазистабильное состояние)	Криогенное растрескивание	Неравномерно рассредоточенный	Перемещения грунта около морозобойной трещины под действием растягивающих напряжений	От центра разрыва в стороны в горизонтальном направлении	От нескольких сантиметров до десятков сантиметров
	Формирование ПЖЛ	Локальный	Затекание воды в морозобойную трещину	В вертикальном направлении (сверху вниз)	От десятков сантиметров до нескольких метров
	Наледеобразование	Локальный, плоский водный поток	Слой текучей воды толщиной от 3–5 до 10–15 мм на ледяную подложку	Горизонтальное	От нескольких метров до десятков и сотен метров

Окончание табл. 5.2

1	2	3	4	5	6
Протаивание (разрушение)	Термокарст	Равномерно рассредоточенный в локальных зонах	1. Оседание грунта 2. Отжатие воды	1. Грунт вертикально вниз 2. Вода вертикально вверх	От нескольких сантиметров до десятков метров (в случае вытаивания пластовых залежей)
			1. Оседание грунта 2. Отток воды	1. Грунт вертикально вниз 2. Вода в горизонтальном направлении	От нескольких метров до десятков метров
	Термосуффозия	Равномерно рассредоточенный	Перемещение мелких грунтовых частиц водным потоком	В горизонтальном направлении и в вертикальном направлении вниз (по водоносному горизонту)	От нескольких метров до десятков метров
	Термоэрозия	Локальный	1. Перемещение воды и оттаявшей водонасыщенной породы по склону 2. Перемещение оттаявшей разрушенной породы водным потоком	1. В горизонтальном и в вертикальном (вниз) нап-равлениях к центральной части вытаивающей зоны. 2. В горизонтальном и вертикальном (вниз)	От десятков сантиметров до сотен метров
	Солифлюкция	Равномерно рассредоточенный	Течение водонасыщенного грунта по склону в виде сплошного потока	В горизонтальном и вертикальном (вниз) направлениях	От нескольких метров до десятков метров
	Оползни	Локальный	Перемещение локальных блоков водонасыщенных грунтов	В горизонтальном и вертикальном (вниз) направлениях	От нескольких метров до десятков метров
	Движение курумов	Равномерно рассредоточенный	1. Перемещение каменного материала по склону 2. Перемещение распластанного водного грунтового потока по склону	В горизонтальном и вертикальном (вниз) направлениях	От десятков до сотен метров

Термоабразия	Локальный	1. Вынос льда, воды и разрушенной мерзлой породы из узкой зоны в основании мерзлого массива 2. Обрушение мерзлого массива	1. В горизонтальном направлении 2. В вертикальном направлении (вниз)	1. До нескольких метров 2. Десятки сантиметров–первые метры

Показатели, к которым можно свести все разнообразие криогенных процессов:

– направление перемещения грунта и воды;

– расстояние, на которое перемещаются грунтовые частицы и вода;

– особенности перемещения грунта и воды (совместно или раздельно, рассеянно или сконцентрированно);

– примерные объемы перемещаемого материала;

– последовательность событий.

Промерзание. Для промерзающих пород наиболее распространенными являются два вида перераспределения вещества.

1. В супесчано-суглинистых породах наблюдается миграция связанной воды в зону интенсивных фазовых переходов, при обычном промерзании поток связанной воды направлен преимущественно в вертикальном направлении вверх. При этом в основном осуществляется движение связанной воды по пленкам, окружающим минеральные частицы, в то время как сами минеральные частицы остаются на месте. Миграционные механизмы многократно описаны, и мы не будем на них останавливаться. Отметим лишь, что они не считаются чем-то специфичным для криогенеза, являются транзитными и широко распространены в области положительных температур. Расстояние, на которое перераспределяется вода, колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров и зависит от многих факторов (гранулометрического и минералогического состава, темпа промерзания, количество органики, наличия водоносных горизонтов и др.). Специфическими криогенными процессами, связанными с миграцией связанной воды, являются процессы льдообразования и формирования разнообразных криогенных текстур, сопровождающиеся увеличением объема породы. При переходе породы из талого состояния в мерзлое наблюдается пучение, т. е. поднятие ее дневной поверхности. В общем виде совокупность процессов, происходящих в промерзающих тонкозернистых грунтах, можно представить следующим образом. Сначала возникает температурный градиент, который приводит к формированию потока связанной воды. При понижении температуры в грунте формируется область фазовых переходов, в которую доставляется связанная вода. Здесь она перераспределяется в зависимости от вида формирующихся криогенных текстур (слоистые, сетчатые и др.). Затем грунт и замерзшая вода в виде льда совместно движутся силами пучения. Таким образом, происходит трансформация потока связанной воды в ледо-

грунтовой поток. Приведем материалы по оценке этих потоков. Плотность миграционного потока влаги для района Забайкалья колеблется в интервале $2.7 \cdot 10^{-7}$–$1.1 \cdot 10^{-6}$ г/(см^2·с) [Шестернев, 2005]. Скорости пучения глинистых грунтов изменяются от 0.31 до 1.38 мм/сут. Масштабы проявления результирующих потоков вещества при совместном действии миграции связанной воды и пучения следующие. Многолетние миграционные бугры пучения обычно имеют высоту 2–3 м (до 4–8 м) и размеры в основании от 3–5 м до нескольких десятков и сотен метров, иногда участки пучения достигают до нескольких квадратных километров, называемых площадями пучения.

2. В песчаных толщах наблюдается отжатие свободной воды из области промерзания. Вода может двигаться как вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Вещественный поток в этом случае представлен в основном перемещением воды, минеральные частицы остаются на месте. Перераспределение воды может происходить от десятков сантиметров до сотен метров. Если напор в водоносном горизонте достигнет значений, превышающих гидростатическое давление, может произойти гидроразрыв и в образовавшуюся полость внедряется вода или водонасыщенная грунтовая масса. В результате формируется ледяное или ледогрунтовое образование инъекционного генезиса. При инъекционных процессах вещественный поток может состоять как из свободной воды, так и водонасыщенного грунта, в движение могут вовлекаться и уже сформировавшиеся ледяные образования. Материал при инъекционных процессах может переноситься на десятки метров, но сосредоточен в локальных зонах.

Мерзлые породы. В мерзлых породах повсеместно распространено морозобойное растрескивание в результате температурных деформаций в зимний период.

Наблюдаются следующие явления. При температурных деформациях сжатия происходит горизонтальное перемещение мерзлого грунта и замерзшей воды в горизонтальном направлении в стороны от трещины. Расстояния от долей миллиметров до нескольких миллиметров. Весной талая вода затекает в трещину, т. е. отмечается вертикальный поток жидкой воды. После ее замерзания возникают напряжения и может происходить горизонтальное перемещение объема мерзлой породы на расстояние от долей миллиметров до нескольких миллиметров. Естественно, направление движения будет не строго горизонтальным, вследствие чего около жил наблюдаются изгибания грунтовых и ледяных слоев.

В осеннее-зимний период при промораживании водоносных горизонтов их воды выходят на земную поверхность и формируют наледи – распластанные слоистые ледяные тела площадью до нескольких тысяч квадратных метров и мощностью в несколько метров. Специфика образования наледей состоит в том, что в область отрицательных температур начинает поступать вода в виде распластанного потока, двигающегося вдоль грунтовой поверхности. Замерзающие слои перекрываются новыми слоями воды, которые, в свою очередь, также замерзают. Движение водного потока имеет преимущественно горизонтальную составляющую (при больших укло-

нах послойно стекающая вода может двигаться в направлении, близком к вертикальному). Наледеобразование, как и другие криогенные процессы, многостадийный процесс. 1. Формируется область отрицательной температуры. 2. В эту область транспортируется вода в виде тонких распластанных слоев. 3. Вода фиксируется в виде тонких, преимущественно горизонтальных слоев льда. К собственно криогенным можно отнести 1-ю и 3-ю стадии. Размеры наледей могут превышать 100 км^2, мощность до 6–8 м. В них может аккумулироваться более 100 км^3 воды. Такие наледи часто встречаются в Якутии.

При формировании снежного покрова вода в твердой фазе (в виде снежинок) перемещается в вертикальном направлении (вниз) и аккумулируется на земной поверхности. К криогенным процессам здесь можно отнести только образование самих снежинок. В остальном это типично аккумулятивный процесс. Стадии транспортировки и аккумуляции ничем не отличаются от других процессов, связанных с ветровым переносом и отложением твердых частиц. После отложения снежного покрова в нем происходит процесс метаморфизации, связанный с локальным перераспределением воды в виде пара и жидкой фазы.

Оттаивающие породы. С оттаиванием мерзлых пород связан комплекс термоденудационных процессов. К ним относятся: термокарст (две разновидности с возможностью оттока и без), термоэрозия, термоабразия, солифлюкция, оползни, курумы).

Термокарст. Термокарст представляет собой процесс образования отрицательной формы рельефа в результате уменьшения объема льдосодержащей горной породы при ее локальном многолетнем оттаивании. Данный процесс связан с уменьшением объема породы при переходе из твердой фазы в жидкую. Он лежит в основе всех криогенных процессов разрушения мерзлых пород. При этом выделяются следующие направления потоков вещества: грунтовая составляющая при оттаивании в результате уменьшения объема и уплотнения перемещается вниз; вода отжимается вверх. Расстояние, на которое перераспределяется грунт и вода, зависит от льдистости породы и составляет от десятков сантиметров до десятков метров (в случае вытаивания пластовых льдов), горизонтальные размеры локальных термокарстовых образований колеблются от нескольких метров до сотен метров. Отличительной чертой термокарста является перераспределение вещества только в вертикальном направлении без возможности горизонтальных перемещений (удаление грунтовых вод из зоны таяния отсутствует). Данное ограничение может выполняться лишь на первых стадиях развития процесса. При превышении определенной глубины впадины и горизонтальных размеров зеркала водной поверхности на собственно термокарстовый процесс накладываются другие экзогенные процессы. Среди них оплывание и блоковое скольжение оттаявших грунтов с бортов, ветровое воздействие и абразионные процессы, разрушающие берега, термоэрозионные и склоновые процессы на берегах, окружающих термокарстовую котловину. Все эти процессы значительно ускоряют формирование термокарстовых котловин и резко увеличивают их размеры. В то же время они способству-

ют более быстрому заполнению котловин. Термокарст активно развивается до тех пор, пока не вытает весь льдистый горизонт. Развитие термокарста может сопровождаться оттоком внутригрунтовых и поверхностных вод. В этом случае потоки вещества перераспределяются следующим образом. Грунтовая составляющая опускается вниз, а движение воды имеет две составляющих – горизонтальную и вертикальную, направленную вниз. Водный поток в зависимости от местных условий может быть сконцентрированным или рассеянным. Грунт перемещается, в зависимости от параметров льдистой толщи, на расстояние от нескольких десятков сантиметров до десятков метров, вода может перемещаться на десятки и сотни метров (до достижения местного базиса эрозии). На плоских поверхностях формируются сухие западины с неровной растрескавшейся поверхностью. На склонах и у краев береговых уступов образуются зоны иссушения с неровной поверхностью с системой трещин и уступов отседания, как правило, параллельных подошве склона.

Такое развитие термокарста также сопровождается серией парагенетических криогенных процессов (сплывы, ополни, термоэрозия) на поверхности и термосуффозией (вынос мелкозема внутригрунтовыми водами по поверхности мерзлого слоя).

Термоэрозия. Процесс термоэрозии можно представить как образование локальных отрицательных форм рельефа на склоне, развивающихся в результате совокупности процессов выноса грунтового материала и воды вдоль вытянутой в горизонтальном направлении зоны оттаивания ММП. Выделяются следующие направления потоков вещества: от краев зоны оттаивания к центральной оси, при этом формируются два потока, в горизонтальной плоскости они направлены друг к другу, в вертикальной оба направлены вниз, доставляя материал к тальвегу оврага. Вдоль центральной оси водно-грунтовый поток выносит разрушенный материал породы за пределы термоэрозионного образования. Горизонтальная составляющая определяет длину выводящего потока, вертикальная – разность между вершиной оврага и положением области аккумуляции вынесенного материала или уровня водоема, к которому приурочен овраг. Соотношение процессов для разных природных условий, разных зон оврага и разных стадий развития будет различным.

Приведем данные Д.М. Шестернева [2005] для оврага, расположенного на пологом склоне флювиогляциальной долины. В верховье оврага с небольшой площадью водосбора и незначительной крутизной поверхности склона преобладает донная эрозия, водный поток струйчатый с незначительными величинами расхода воды и энергией потока, не превышающий $5 \cdot 10^{-6}$ Дж/(м·с). По мере удаления от истока оврага происходит резкий рост кинетической энергии водного потока, он приобретает характер турбулентного, энергия которого превышает $300 \cdot 10^{-6}$ Дж/(м·с). Интенсивно протекает не только донная, но и боковая эрозия. На расстоянии 250–300 м от вершины оврага кинетическая энергия водного потока на порядок больше, чем в первом створе, и в два раза больше, чем во втором. Здесь преобладала уже боковая эрозия.

Разнообразие процессов, объединенных в понятие "термоэрозия", значительно усложняет понимание их взаимодействия. Главное здесь выяснить структуру формирующегося вещественного потока. Основные компоненты – вода и грунт. Вода поступает из трех источников: из оттаивающих грунтов, за счет таяния снега, дождевая; грунт – результат оттаивания ММП. Частные процессы, формирующие общий вещественный поток: оттаивание грунта, перемещение грунта в виде блоков (сплывы) и течение водонасыщенного грунта по бортам оврага, концентрированные водные потоки по бортам и днищу оврага, внутригрунтовый водный поток по нижней границе талого слоя. Основной процесс, объединяющий все промежуточные, это вынос разрушенного грунтового материала в горизонтальном направлении водным потоком по днищу оврага. Все остальные процессы лишь доставляют материал к главному транспортирующему потоку.

Проведенные В.Л. Познаниным [1991] исследования показали существенные различия источников воды в общем стоке. Исследуя термоэрозионный овраг в Чарской котловине (длина оврага 190 м, ширина около 3 м, глубина около 5 м, сложен мелкозернистыми песками), он установил, что расход воды весной (за счет таяния снега) составляет $10 \cdot 10^{-3}$ м^3/с, летом (за счет дождей) – $20 \cdot 10^{-3}$ м^3/с (достигая до $40 \cdot 10^{-3}$ м^3/с), осенью – $(0.02–0.13) \cdot 10^{-3}$ м^3/с. Объем стока за счет внутригрунтового фильтрационного потока с бортов оврага (и таяние, и фильтрация атмосферных вод) составляет $(0.033–0.043) \cdot 10^{-3}$ м^3/с. Добавка к стоку за счет таяния льда составляет $(0.01–0.03) \cdot 10^{-3}$ м^3/с, расчетные максимальные значения достигают $3.6 \cdot 10^{-3}$ м^3/с. Таким образом, собственно криогенная составляющая в доле общего стока незначительная. В то же время велико значение криогенного фактора в объемных изменениях грунтового массива, подвергающегося термоэрозионному воздействию. Например, по расчетам автора, при определенных условиях в течение часа вытаяло более 7 м^3. В случае полного смыва оттаивающего грунта разрушение днища оврага будет определяться не механической энергией потока, а температурой воды. В этом случае повышение температуры водного потока способствует увеличению размыва мерзлого основания независимо от его состава и строения. Скорости размыва составляют 3.4–7.6 см/сут [Шестернев, 2005]. Грунтовый материал при термоэрозии выносится в виде взвеси. Замеренное значение твердого стока составило (на 2 июля 1981 г.) более 60 т/ч [Там же]. Вся система перераспределения материала и его выноса взаимосвязана. Любое нарушение в каком-либо звене резко ослабляет процесс термоэрозии. Следует отметить, что для термоэрозии в большинстве случаев (за исключением вытаивания ПЖЛ, пластовых льдов и ледогрунтов) влияние собственно криогенного фактора несущественно. Ведущую роль в термоэрозионных процессах играют дождевые воды, без них этот процесс быстро бы остановился. Оплывающие с бортов оврага грунты заполняют эрозионную впадину и без мощного транспортирующего фактора, т. е. потока поверхностных вод, остаются на месте и промерзают по сингенетическому типу. При этом на выположенных бортах формируется растительность, восстанавливается прежний температурный режим. Криогенная составляющая играет роль вспомогатель-

ного фактора за счет объемных изменений, разрушающих сплошность породы при оттаивании, что облегчает перемещение ее водными потоками. Кроме того, вытаивание льда резко увеличивает объем эрозионной впадины, способствуя улучшению водосбора.

Термоабразия. Термоабразия – это процесс разрушения берегов водоемов за счет сочетания процесса теплового и механического воздействия водных масс на мерзлые породы и процесса обрушения мерзлой породы. На первой стадии тепловое и механическое воздействие водоема (волны, речной поток) вырабатывает нишу в основании крутого берега, сложенного мерзлыми и оттаявшими породами. На второй стадии подмытый массив, потеряв прочность, отрывается от коренного берега под действием гравитации и перемещается к подножию склона.

Выделяются следующие потоки вещества. На первой стадии перераспределяется грунтовый материал в виде взвеси в горизонтальном направлении на расстояние от первых метров (песчаный материал около подмываемого берега небольшого озера) до десятков километров (глинистый материал, уносимый быстрым течением реки). Талая вода из грунтовой толщи смешивается в водами водоема, поэтому перераспределяется и в горизонтальном направлении.

На второй стадии, после выработки полости определенного размера, подмытый массив мерзлого и оттаявшего грунта перемещается вниз, перекрывая образовавшуюся полость. Поток вещества можно представить как совместное вертикальное перемещение грунтовой влаги и минеральной составляющей в едином блоке на расстояние, соответствующее высоте полости. В последующем обрушившийся грунтовый блок перерабатывается совокупностью термоденудационных процессов (термокарстовых, эрозионных, склоновых, термоабразионных). Темп разрушения новообразованной береговой формы зависит от местных условий. Средняя скорость отступания термоабразионных берегов колеблется от 2–4 до 6–7 м/год, достигая 10–15 м/год, в отдельные годы скорость разрушения берегов достигает 50–100 м/год. Грунтовый материал и вода перераспределяются водными потоками в горизонтальном направлении, откладываясь в виде прибрежных аккумулятивных форм.

Солифлюкция. При сезонном оттаивании, мерзлые грунты, залегающие на склонах, как правило, водонасыщенны и имеют незначительную прочность. Кроме того, в их основании залегает льдистая мерзлая толща, являющаяся водоупором для внутригрунтового водного потока. Все это создает благоприятные условия для рассеянных потоков горизонтального перемещения воды и грунта для склонов, сложенных рыхлым субстратом. Выделяется серия термоденудационных склоновых процессов, отвечающих морфологии поверхности и составу отложений (солифлюкция, оползни, курумы). Солифлюкция представляет собой медленное течение водонасыщенных сезонноталых грунтов в виде рассредоточенного вдоль склона потока, без разрыва растительного покрова на поверхности. Практически все склоны области распространения ММП, сложенные супесчано-суглинистыми и глинистыми породами, подвержены процессу солифлюкции.

В данном процессе грунтовая составляющая и внутригрунтовые воды перемещаются вместе единым потоком. Способствуют этому большая влажность оттаивающих пород и их низкая механическая прочность, поскольку после оттаивания льда в грунте нарушаются связи, обеспечивающие структурную прочность. Между талой и мерзлой зонами формируется водонасыщенный слой, играющий роль смазки. Движение грунтов по склону не непрерывно, а имеет импульсный, дискретный характер. За "мгновенными" смещениями следует период восстановления коагуляционных контактов и структурной прочности грунтов. Время между двумя ступенями сдвига изменяется от 10–12 ч до несколько суток. При ускорении и неравномерном движении в едином потоке развиваются неоднородности, грунтовый поток приобретает ячеистое строение. В растительном покрове образуются разрывы до нескольких сантиметров. Но в целом поток сохраняет свою целостность. Сползающий грунтовый материал формирует натечные формы в виде террас, размеры которых могут иметь длину (по простиранию склона) до 1.0–1.5 км, ширину (по падению склона) до 150–200 м и высоту фронтального уступа 5–6 м. Горизонтальная составляющая перемещения материала соответствует проекции длины склона на горизонтальную плоскость (составляет от десятков до сотен метров). Вертикальное перемещение грунтового материала и воды вниз соответствует разности абсолютных высот верхнего и нижнего уступов склона (составляет от нескольких метров до десятков метров). Скорость перемещения грунтового материала по склону для района Центрального Забайкалья (при крутизне склонов от 9 до 14°), по данным Д.М. Шестернева, в 1983 г. составляла от 0.24 до 1.12 мм/сут, в 1984 г. – от 0.10 до 0.20 мм/сут. Годовая скорость смещения (за летний сезон) пылеватых суглинков при крутизне склонов до 15° равна 2–10 см/год [Шестернев, 2005].

Криогенные оползни. Оползни представляют собой локальные быстрые перемещения блоков, состоящих из оттаявшего грунта, вниз по склону. Грунтовая составляющая и грунтовые воды, образовавшиеся вследствие таяния, перемещаются в едином массиве, при этом сохраняется его первичное строение. В горизонтальном направлении грунтовые блоки могут перемещать на расстояние от нескольких метров до десятков и сотен метров. В вертикальном направлении они опускаются на высоту от нескольких метров до десятков метров. Горизонтальные размеры грунтовых блоков составляют от нескольких до сотен квадратных метров, мощность может изменяться от нескольких десятков сантиметров до 1.5 м. Суммарный результат блокового скольжения оттаявших пород может быть значительным. По данным Л.А. Жигарева [1975], на участке Яно-Омолойского междуречья за три года со склонов площадью 0.55 км^2 было снесено 2.25 млн м^3 оттаявших пород, содержащих 0,47 млн м^3 минеральной составляющей и 1.78 млн м^3 льда (в виде воды). Оползание оттаявших грунтов всегда сопровождается комплексом парагенетических процессов (плоскостной смыв, термоэрозия, термоабразия и др.).

Курумы. Курумами (каменными потоками, каменными реками) являются медленно перемещающиеся потоки грубообломочного каменного ма-

териала вниз по склонам. Эти потоки могут быть как локальными, так и площадными. Курумы распространены практически по всей планете в горных местностях, сложенных скальными породами. Нас интересуют курумы, приуроченные к зоне распространения ММП. Здесь их движение во многом обеспечивается наличием на определенной глубине слоя сезоннопромерзающего и сезоннопротаивающего тиксотропного мелкозема и гольцового льда. Движение каменного материала определяется двумя основными процессами – десерпцией и скольжением. Десерпция представляет собой медленное перемещение пород по склону в результате изменений объема подстилающих пород в цикле промерзание–протаивание. Зимой при замерзании водонасыщенного грунта и воды происходит выпучивание каменного материала, его движение происходит перпендикулярно склону. При летнем оттаивании материал опускается под действием гравитации и таким образом смещается на несколько миллиметров вниз по склону. Летом в результате таяния верхнего слоя мерзлого горизонта или гольцового льда формируется разжиженный обводненный слой, по которому происходит активизация движения каменного материала за счет скольжения. Суммарные скорости движения по склону за счет наложения двух процессов составляют 1–3 см/год, достигая 10 см/год [Жигарев, 1975]. Для курумов структура вещественных потоков выглядит следующим образом. При десерпции пространственное изменение каменного материала и воды составляет доли сантиметров и происходит синхронно. В цикле промерзания и пучения каменный материал движется в одном направлении, по нормали к поверхности. При таянии скальные обломки опускаются вниз по вертикали, а вода выносится из зоны таяния, т. е. ее движение приобретает горизонтальную составляющую. При процессе скольжения вода и каменный материал движутся в одном направлении (вниз по склону), но с разными скоростями. Расстояния перемещения материала определяются размерами склона, подверженного данному явлению, в вертикальном и горизонтальном направлениях до сотен метров (мы не рассматриваем движение воды за пределами склона). Тающая вода полностью удаляется со склона, а каменный материал накапливается у подножия. Таким образом, в курумах наблюдаются два процесса перемещения каменного материала, действующих попеременно. Перемещение за счет десерпции происходит в осенне-весенний период. Летом движение продолжается за счет скольжения. Движение курумов сопровождает парагенетический комплекс криогенных процессов, в который входят термокарст, термоэрозия и термосуффозия.

ВЫВОДЫ

Криогенные процессы, какова бы ни была стадия развития криогенной геосистемы (формирование, квазистационарное состояние или разрушение), сопровождается развитием непрерывного потока вещества, обеспечивающего возможность проявления данного процесса. Иногда этот поток складывается из многих отдельных потоков более низкого порядка, как в случае термоэрозии, иногда это элементарное механическое перемещение на несколько миллиметров, как в случае морозобойного растрескивания

мерзлого массива, но без этого потока вещества реализация процесса невозможна. Его прерывание приводит к затуханию криогенного процесса. Таким образом, можно управлять криогенными процессами путем локальных небольших воздействий на отдельные компоненты общего потока вещества. Например, при таянии пластовых льдов достаточно отвести образующиеся талые воды, как осыпавшийся сверху грунт не будет выноситься, и таяние льда останавливается.

Развитие криогенных процессов при разрушении мерзлых пород связано с разрывом и преобразованием связей, обеспечивающих устойчивое состояние криогенных геосистем, в результате чего происходит их деградация или частичное, а иногда и полное разрушение. Развитию процесса, разрушающего мерзлую породу, предшествует период накопления внешних воздействий, в который происходит накопление деформаций, достигающих некоторого значения, определяемого как пороговое. Для области распространения ММП основным отрицательным фактором, влияющим на устойчивость криогенных геосистем, является повышение температуры прод до значений интенсивных фазовых переходов (около 0 °С). Повышение температуры уводит криогенную систему все дальше от равновесия. При некотором критическом значении температуры система достигает порога устойчивости, который является точкой бифуркации, после этого система может развиваться в различных направлениях. Например, начавшееся протаивание может привести к увлажнению поверхности, развитию мохового покрова, что, в свою очередь, вызовет понижение температуры и повышение устойчивости системы. Продолжение протаивания в случае близкого залегания льдистого горизонта может при определенном сочетании факторов резко активизировать термокарстовые процессы.

Криогенные процессы являются сложными и многостадийными, образуя совокупность парагенетических субпроцессов.

В рамках рассматриваемого выше подхода, заключающегосяся в анализе особенностей пространственного перераспределения воды (в жидкой или твердой фазах) и грунта, всю совокупность термоденудационных процессов можно представить как ряд постепенно сменяющих друг друга состояний, определяемых условиями отвода воды из зоны таяния.

1. В условиях ровной горизонтальной поверхности при сочетании стечения благоприятных условий возникают условия для начала процесса локального протаивания на глубину больше, чем глубина сезонного промерзания, далее этот процесс, саморазвиваясь, реализуется в виде термокарста. При невозможности стока грунтовых и поверхностных вод образуются котловины, наполненные водой.

2. При возможности стока вод образуются сухие понижения с неровной поверхностью, разбитой трещинами иссушения. Участки таких поверхностей часто протягиваются вдоль бровок береговых уступов или оврагов.

3. При незначительных уклонах ровной поверхности или нижней поверхности слоя сезонного оттаивания начинается движение грунтовых вод и грунтовых масс по склону (склоновые процессы). По мере увеличении крутизны движение оттаявших грунтовых масс переходит от медленного

течения без разрыва дернины к чешуйчатому, затем к мелкоблоковому и к крупным оползням. Сюда же входит и движение крупнообломочного материала по склонам.

4. При формировании на склонах локальных неоднородностей рельефа в них перераспределяются и концентрируются поверхностные водные потоки, разрушающие грунтовый массив по узкими вытянутым зонам, именуемым термоэрозионными оврагами.

5. В случае наибольшей неоднородности природных условий, выражающейся в сочетании крутых склонов, и подмывающих их водотоков или водоемов, развивается термоабразия – конечный элемент в ряду термоденудационных процессов.

Вещественный состав и растительный покров будут во многом определять начало развития того или иного процесса. Например, при небольших уклонах на склонах, сложенных глинистыми породами, будет наблюдаться солифлюкция, а на склонах, сложенными песками, может развиваться термоэрозия.

ЛИТЕРАТУРА

Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. – М.: Наука, 1980. – 158 с.

Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. – М.: Наука. 1967. – 214 с.

Босиков Н.П. Развитие аласов Центральной Якутии. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1991. – 128 с.

Васильев А.А. Результаты многолетнего мониторинга разрушения морских берегов Западного сектора Российской Арктики // Материалы Междунар. конф. "Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, путем развития, решения". – Архангельск, 2002. – Т. 1. – С. 493–497.

Васильчук Ю.К. Гетерохронность и гетерогенность едомы Дуванного Яра // Докл. РАН. – 2005. – Т. 402, № 1. – С. 106–112.

Вейсман Л.И. Обобщенная классификация криогенных процессов и явлений // Криогенные процессы. – М.: Наука, 1978. – С. 3–9.

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. – М.: Наука, 1975. – 214 с.

Втюрина Е.А. Геокриологические явления и создаваемые ими формы рельефа в Юго-Восточном Забайкалье // Тр. АН СССР. – М., 1961. – Т. XVIII. Очерки региональной и исторической криологии.

Втюрина Е.А. Криогенные склоновые террасы. – М.: Наука, 1966. – 95 с.

Ганова С.Д. Сопротивление мерзлых грунтов термоэрозионному разрыву: На примере грунтов полуострова Ямал: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 1996. – 21 с.

Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. – М.: Наука, 1981. – 196 с.

Гарагуля Л.С. Исследование пространственно-временной изменчивости геокриологических условий на основе комбинации типологического районирования и математического моделирования // Геокриологические исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – С. 81–90.

Геокрилогия СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 454 с.

Гляциологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 526 с.

Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. – М.: Недра, 1980. – 383 с.

Тр. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР 1961 Т. 17. С. 6-16

Горшков С.П., Ванденберг Дж., Алексеев Б.А. и др. Климат, мерзлота и ландшафты Среднеенисейского региона. – М.: МГУ, 2003. – 96 с.

Данько В.К. Закономерности развзития термоэрозионных процессов в Западной Сибири: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 1982. – 249 с.

Ершов Э.Д. Физикохимия и механика мерзлых пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 336 с.

Ермолаев А.И. Классификация термоабразионных берегов водохранилищ и прогнозирование их переработки // Береговые процессы в криолитозоне. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – С. 85–92.

Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. – 682 с.

Ершов Э.Д., Кучуков Э.З., Малиновский Д.В. Размываемость мерзлых пород и принципы оценки термоэрозионной опасности территории // Вестн. МГУ. Сер. Геология. – 1978. – С. 67–76.

Жигарев Л.А. Причины и механизм развития солифлюкции. – М.: Наука, 1967. – 158 с.

Жигарев Л.А. Термоденудационные процессы и деформационное поведение протаивающих грунтов. – М.: Наука, 1975. – 110 с.

Иванов А.В. Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. – М.: ВИНИТИ, 1987. – 234 с.

Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала / Под ред. В.В. Баулина. – Тюмень: ИПОС СО РАН, 1996. – Т. 2. – 234 с.

Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. – М.: Наука, 1965. – 295 с.

Конищев В.Д. Современные тенденции развития криолитозоны // География, общество, окружающая среда. Т. 1: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. – М.: Изд. дом "Городец", 2004. – С. 367–376.

Коржуев С. О естественной эрозии в зоне вечной мерзлоты // Изв. АН СССР. Сер. 5. География. – 1964. – С. 23–27.

Лейбман М.О. криолитологические особенности сезонноталого слоя на склонах в связи с процессом криогенного оползания // Криосфера Земли. – 1997. – Т. I, № 2. – С. 50–55.

Лобастова А. Методы защиты от оврагообразования на севере Западной Сибири: Дис. ... канд. техн. наук. – Уфа, 1989. – 25 с.

Маслов Р.Н. Катастрофические проявления склоновых процессов на Ямале // Геоэкология: проблемы и решения: Тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. конф. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1991. – Ч. 3. – С. 14–20.

Невечеря В.Л., Горальчук М.И. Некоторые закономерности сезонного пучения грунтов в северо-таежной зоне Западной Сибири // Криогенные процессы. – М.: Наука, 1978. – С. 177–188.

Познанин В.Л. Водный баланс овражной термоэрозии // Мерзлые породы и криогенные процессы. – М.: Наука, 1991. – С. 84–102.

Познанин В.Л. Природа овражной термоэрозии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1995. – 33 с.

Познанин В.Л., Баранов А.В. Криогенные склоновые процессы // Эрозионные процессы Центрального Ямала. – СПб., 1999. – 350 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 304 с.

Розенбаум Э.Г. Механизм сингенетического роста полигонально-жильного льда в аллювии // Криогенные процессы. – М.: Изд-во моск. ун-та, 1987. – С. 4–28.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 215 с.

Савельев В.С. Элементы расчета криосолифлюкционных процессов // Рельеф Земли и математика. – М.: Мысль, 1967.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике // Природа. – 1991. – № 1. – С. 13–23.

Салагаев В.Б. Физико-математическая интерпретация закономерностей термоэрозии мерзлых грунтов: Дис. ... канд. техн. наук. – Тюмень, 1984. – 211 с.

Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 190 с.

Соловьев П.А. Термокарстовые явления и морфология поверхности при криогенных процессах в Центральной Якутии // Перигляц. Бюл. – 1973. – № 23. – С. 135–155.

Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. – М.: Наука, 1979. – 280 с.

Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. – 164 с.

Тюрин А.И., Романовский Н.Н., Полтев Н.Ф. Мерзлотно-фациальный анализ курумов. – М.: Наука, 1982. – 150 с.

Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С. Геокриологические условия Средней Сибири. – М.: Наука, 1974. – 147 с.

Хименков А.Н., Власов А.Н. Влияние неоднородностей природной среды на динамику криолитозоны // Криосфера Земли. – 2007. – Т. X1, № 1. – С. 21–28.

Шаманова И.И., Уваркин Ю.Т. Зональные особенности подозерных таликов на севере Западной Сибири // Тр. ПНИИИС. – 1974. – Т. 29. – С. 70–83.

Шестернев Д.М. Криогенные процессы Забайкалья. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 260 с.

Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 212 с.

Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. О влиянии влажности мерзлых грунтов на их прочность // Мерзлотные исслед. – 1969. – Вып. 9.

шушерина Е.П. Сопротивление мёрзлых дисперсных пород и льда разрыву в области низких температур (до −60°С) // Мерзлотные исследования. Вып. 14. С. 179–189.

Соловьёв П.А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение // Многолетнемёрзлые породы и сопутствующие явления на территории ЯАССР. – М. 1962. 38–53. Изд-во АНСССР. 1962. 38–53

Глава 6

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

6.1. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СТРУКТУРНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

В данной главе рассматриваются некоторые вопросы математического моделирования тепловых процессов в структурно-неоднородных средах (в мерзлых грунтах), которыми, в частности, являются криогенные геосистемы. Приводимые ниже примеры основаны на строгих математических методах и используют иерархическую структуру строения области.

Грунтовые массивы имеют особенности строения. В отличие от конструкционных материалов, приготавливаемых технологами в соответствии с определенными к ним требованиями, грунты формируются в природе при различных геолого-климатических условиях. Они, как правило, представляют многокомпонентные композитные тела природного образования. Грунтовые массивы характеризуются неоднородностью, часто анизотропией, обладают большой изменчивостью при воздействии природных и техногенных факторов. Все это должно учитываться при определении их теплофизических характеристик в расчетах и инженерных прогнозах.

В инженерной практике теплофизические свойства грунтов устанавливаются экспериментально на образцах грунтов. Реальный грунт как бы заменяется эквивалентным ему по поведению однородным телом, в котором особенности строения образца статистически усредняются ("размазываются") по всему объему. Определенные таким образом характеристики рассматриваются как эффективные, учитывающие в обобщенном виде все особенности состава, строения и состояния испытываемого образца (участка массива).

Распространение полученных характеристик на весь массив грунта (или на структурную часть массива, например на слой) производится с помощью статистической обработки результатов необходимого количества испытаний. При этом предполагается, что среднестатистический образец является представительным по отношению к объему изучаемого массива. Таким образом, массив грунтов рассматривается как периодическая среда, составленная из представительных образцов (выделенных объемов масси-

ва), а статистическая обработка данных нескольких испытаний усредняет получаемую в этих испытаниях неоднородность распределения в пределах изучаемого массива.

Хотя такой подход и является стандартным, в нем содержится фундаментальная неопределенность, связанная с понятием представительного объема образца и условиями усреднения температурных полей и тепловых потоков. Рассматривая грунтовые массивы как гетерогенную композитную среду, в них можно выделить, в соответствии с принципом эквивалентной гомогенности [Кристенсен, 1982], характерный размер неоднородности. Строго говоря, это уже само по себе является более или менее грубой идеализацией, требующей статистического описания реального грунта. Очевидно, должен быть определенный масштаб длины $\delta < \alpha$, в пределах которого свойства гетерогенной среды можно усреднить некоторым приемлемым образом. Тогда масштаб длины усреднения δ и может рассматриваться как характерный размер представительного образца (представительного объема грунта). В свою очередь, характерный размер тела L (расчетная область массива грунта) должен быть много больше масштаба длины усреднения ($L > \delta$). Условие применимости методов, основанных на континуальных представлениях среды к описанию температурных полей массива грунта, можно записать в виде $\alpha < \delta < L$.

Несмотря на кажущуюся простоту приведенных рассуждений, строгое определение этих величин для реальных грунтов вряд ли возможно. Считается, что для песчаных и особенно для мелкодисперсных пылевато-глинистых грунтов с характерными размерами частиц 0.5–0.005 мм стандартные образцы размерами 5–10 см, используемые в лабораторных опытах, являются представительными, а для решения инженерных задач с расчетной областью грунта, измеряемой десятками сантиметров и метрами, использование механики сплошной среды является справедливым. Однако имеется большое количество видов масштабно-неоднородных грунтов (крупнообломочные, валунно-глыбовые отложения, каменная наброска, слоистые и трещиноватые скальные породы, армированные грунты и т. п.), для которых размеры представительного объема образца, будучи неопределенными, наверняка превышают десятки и даже сотни сантиметров. Определение теплофизических свойств таких грунтов сопряжено с трудностями.

Указанные методы применимы только тогда, когда объем, занимаемый типовой структурой, превышает объем представительного элемента. Трудность применения этих методов связана также с тем, что они основываются на "принципе образца" [Вакуленко, 1991], или "принципе макроопределимости" [Ильюшин, 1978]. Этот принцип, который предположительно всегда выполняется, состоит в том, что свойства связи между основными переменными, обнаруживаемые в опытах (математических экспериментах) на образцах (типовых структурах), трактуются затем как локальные свойства сплошной модели тела при произвольном нагружении. Это условие позволяет в качестве свойств в точках сглаженной модели рассматривать свойства образца. Однако уже для композитов с периодической структурой оно не выполняется, и возникает сильное несоответствие эффективных свойств, определенных с учетом и без учета локальных

возмущений. Это принципиальный недостаток "принципа макроопределимости", так как даже при прецизионных измерениях, полученные на образцах характеристики, используемые затем как локальные, обеспечивают только близость основных функций (температуры) у образца и натуры, но не обеспечивают близость их производных (тепловых потоков). Отметим также, что ни один из указанных подходов не дает ответа на вопрос о точности получаемых результатов.

Многих из этих недостатков лишен подход, основанный на методе асимптотического усреднения дифференциальных уравнений с быстро осциллирующими коэффициентами. Данный метод позволяет определить эффективные характеристики теплофизических свойств неоднородного материала по значениям теплофизических характеристик его составляющих.

В этом случае, как и при распространении результатов испытаний образцов на массив, считается, что массив "составлен" из типовых структур, характеризующих строение массива в среднем. Свойства отдельных элементов композиции типовых структур изучаются в непосредственных экспериментах.

Таким образом, исследуемая область грунта идеализируется в виде периодической системы с известными характеристиками свойств отдельных компонентов. Фундаментальным достоинством асимптотического метода усреднения является то, что усреднение не основывается на гипотезе эквивалентной гомогенности и может проводиться для объемов, не отвечающих условию представительности объема грунта.

Заметим, что эффективные характеристики теплофизических свойств полностью определяются методом асимптотического усреднения на типовой структуре и автоматически учитывают анизотропию ее теплофизических свойств.

Исследуются массивы мерзлых грунтов, криогенная структура которых имеет стохастически однородное распределение, т. е. можно определить типовой элемент структуры (объем породы, в среднем характеризующий строение массива мерзлой породы). Рассмотрим модели мерзлых грунтов, типовые элементы структуры которых в среднем могут быть представлены либо как образцы слоистого строения, либо как образцы со сферическими или цилиндрическими включениями (рис. 6.1).

При аппроксимации процесса теплопередачи в структурно-неоднородных средах (к которым, в частности, относятся массивы мерзлых грунтов) необходимо иметь в виду, что влияние неоднородностей носит локальный характер и определяется их геометрией, что характеризует особенности поведения криогенных геосистем.

Общее решение уравнения теплопроводности в ограниченной области представляется в виде суммы [Тихонов, Самарский, 1977] равновесной и неравновесной составляющих решения:

$$T(P, t) = \Phi_0(P, t) + \sum_{p=1}^{\infty} \Phi_p(P, t), \qquad (6.1)$$

причем равновесная составляющая $\Phi_0(P, t)$ удовлетворяет уравнению без начальных условий, а неравновесная составляющая представляет собой

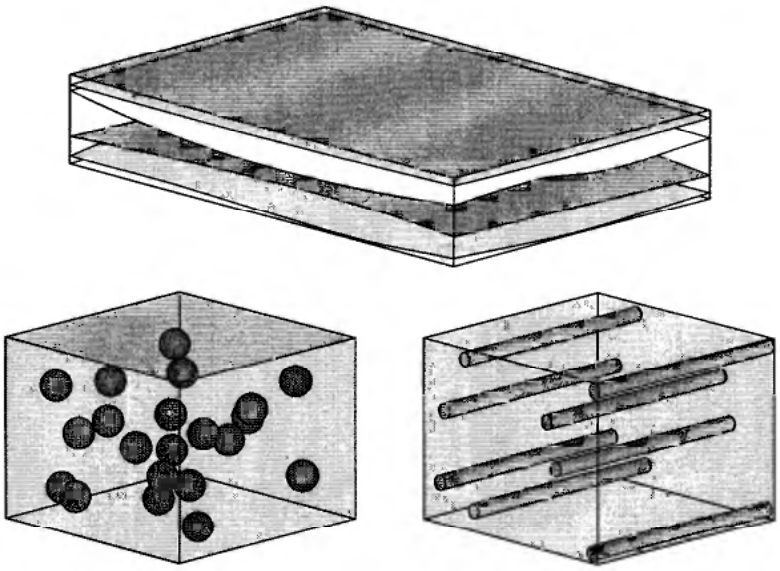


Рис. 6.1. Различные элементы структуры неоднородных сред.

сумму отдельных гармоник $\Phi_p(P,t) = \Phi_p(P)\exp\left(-\kappa_p^2\ \hat{t}\right)$, каждая из которых убывает экспоненциальным образом со своей скоростью $\kappa_p^2\hat{t}$, где $\hat{t} = \dfrac{\lambda}{\rho c}\ t$ – безразмерное время Фурье. Функции $\Phi_p(P)$ являются собственными функциями уравнения Гельмгольца с однородными краевыми условиями на границе области.

Равновесная составляющая решения определяется единственным образом как решение задачи без начальных условий и является функцией, обратимой по времени, характеризующей устойчивую реакцию системы на внешние краевые условия. Неравновесная составляющая задается начальными условиями и определяет инерционность системы по отношению к изменению внешних условий. Характерной особенностью является необратимость по времени: решение экспоненциально возрастает при обращении времени. Пренебрежение вторым инерционным членом в (6.1) приводит к существенным погрешностям и искажению общей картины процесса теплопередачи в структурно-неоднородных средах.

Влияние неоднородностей, носящих локальный характер в структурно-неоднородных средах, описывается дополнительным полем, определяемым геометрией включения и убывающим при удалении от неоднородности, которое может быть представлено в виде

$$T(P,t) = T_0(P,t) + T_I(P,t),\ \ T_I(P,t) \to 0,\ \ P \to \infty, \qquad (6.2)$$

где $T_0(P,t)$ – температурное поле в однородной среде, из которой мысленно убраны все неоднородности.

Этот принцип представления решения аналогичен принципу Эшелби, широко применяемому в механике композитных материалов [Эшелби, 1963; Кристенсен, 1982].

Несмотря на локальный характер поля $T_l(P, t)$, определяемый влиянием одной неоднородности, их суперпозиция в общей структуре среды, состоящей из большого множества отдельных включений, радикальным образом меняет усредненную картину температурного поля в целом и приводит к эффектам усиления или ослабления теплопередачи.

Исходя из указанных особенностей структуры решения, развивается аналитико-численный подход (метод блоков) для моделирования тепловых процессов в структурно-неоднородных средах. Для описания теплового поля вблизи неоднородностей определенной геометрической формы (например, сферической, цилиндрической или в виде слоя) в рамках аналитико-численного подхода можно получить аналитические зависимости. При этом отдельные неоднородности с примыкающей областью рассматриваются как отдельные блоки, сшиваемые на основе энергетического принципа в единое глобальное решение уравнения теплопроводности в общей структурно-неоднородной среде.

Наиболее ярким примером, демонстрирующим метод блоков, являются регулярные среды с периодической структурой (рис. 6.2), в которых в качестве одного блока рассматривается ячейка периодичности в виде параллелепипеда с включением сферической, цилиндрической или слоистой формы.

Блочный метод [Волков-Богородский, 2006] заключается в аппроксимации решения в каждом из блоков по системе функций, точно удовлетворяющей необходимым условиям сопряжения на поверхности включений, причем эти системы определяются на основе фундаментальных решений уравнения Гельмгольца, которые строятся при помощи метода квазиразделения переменных [Волков-Богородский, 2008]. Сшивка отдельных решений в блоках в единое глобальное решение осуществляется при помощи функционала, реализующего одновременно энергетический принцип и принцип наименьших квадратов для невязки решения на границе блоков.

Заметим, что при сделанных предположениях общее решение исходного дифференциального уравнения теплопроводности может быть представлено в каждой из фаз материала в виде суперпозиции частных решений следующего вида:

$$T(P, t) = \Phi(P) \exp\left(-\kappa^2 \hat{t}\right), \quad \nabla^2 \Phi(P) + \kappa^2 \Phi(P) = 0, \tag{6.3}$$

где $\hat{t}$ – безразмерное время Фурье; постоянная κ задает скорость установления температуры в представлении (6.3).

В частности, при $\kappa = 0$ представление (6.3) определяет равновесное решение $\Phi_0(P, t)$ в (6.1).

На поверхности включения для частного решения выполняются условия сопряжения – это непрерывность температуры и нормальной составляющей теплового потока $\chi(P, t) = -\lambda \nabla T(P, t)$. Для функции Φ из (6.3) эти условия записываются как

$$\left[\frac{\lambda \kappa^2}{\rho c}\right] = 0, \quad [\Phi] = 0, \quad \left[\lambda \frac{\partial \Phi}{\partial n}\right] = 0. \tag{6.4}$$

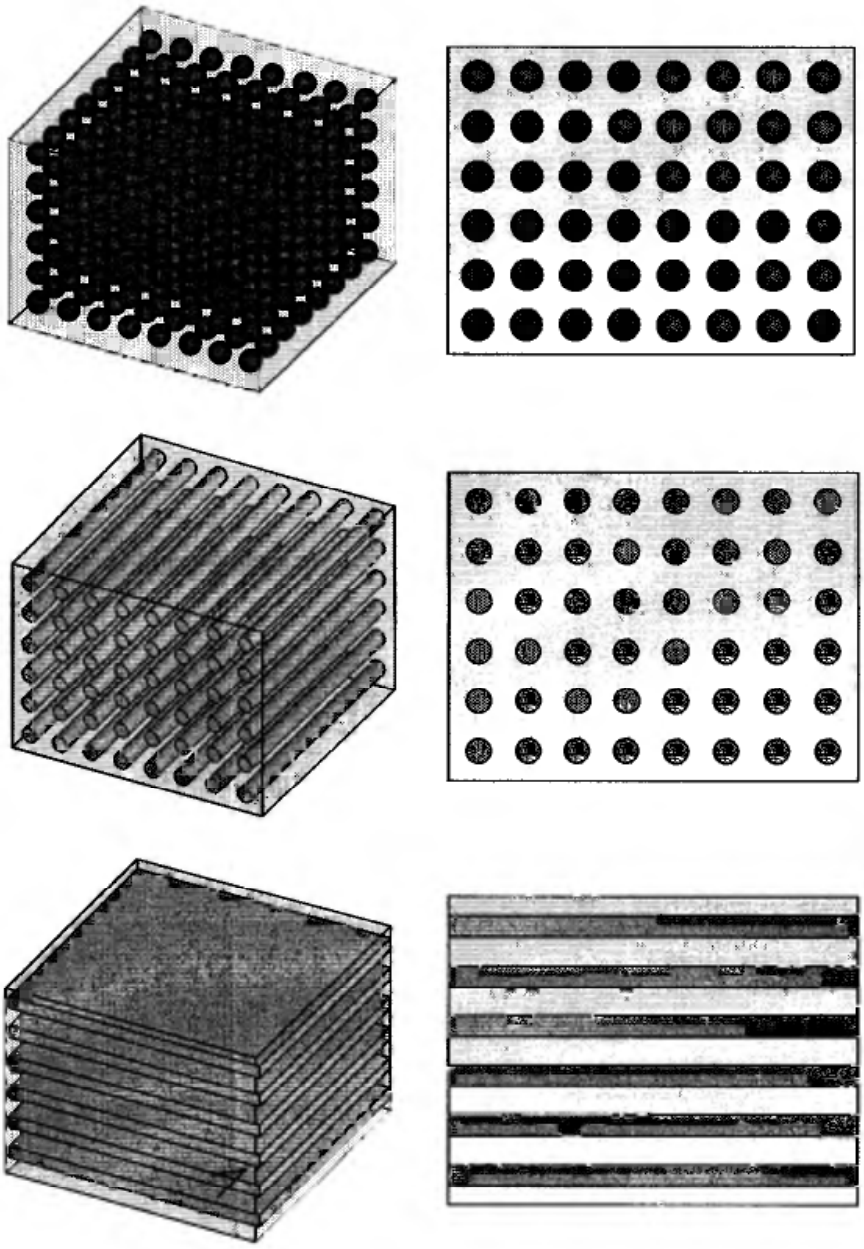


Рис. 6.2. Примеры регулярной структуры.
Включения: *а* – шары; *б* – цилиндры; *в* – слои.

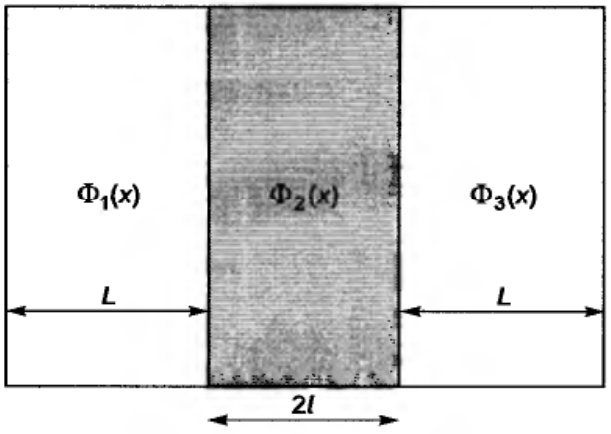


Рис. 6.3. Модель слоистой среды.

Ниже в краткой форме приводится вывод аналитических зависимостей для блоков с включениями слоистой, цилиндрической и сферической формы.

Для слоистых сред необходимую для аппроксимации систему функций можно построить при условии, что слои стоят поперек оси x и система координат расположена в центре включений. Полагаем, что геометрия слоев задана параметрами L и l, как показано на рис. 6.3.

Для этого случая (слои поперек потока тепла) функции (6.3) имеют следующий вид:

$$\Phi^{(+)} = \begin{cases} A^{(+)} \cos(\kappa_I x), & 0 \le x < l, \\ \cos(\kappa_M x) + B^{(+)} \sin(\kappa_M x), & x > l, \end{cases} \tag{6.5}$$

$$A^{(+)} = \cos(\kappa_I l)\cos(\kappa_M l) + \eta \sin(\kappa_I l)\sin(\kappa_M l),$$

$$B^{(+)} = \frac{\cos(\kappa_I l)\sin(\kappa_M l) - \eta \sin(\kappa_I l)\cos(\kappa_M l)}{\cos(\kappa_I l)\cos(\kappa_M l) + \eta \sin(\kappa_I l)\sin(\kappa_M l)};$$

$$\Phi^{(-)} = \begin{cases} A^{(-)} \sin(\kappa_I x), & 0 \le x < l, \\ \sin(\kappa_M x) + B^{(-)} \cos(\kappa_M x), & x > l, \end{cases} \tag{6.6}$$

$$A^{(-)} = \sin(\kappa_I l)\sin(\kappa_M l) + \eta \cos(\kappa_I l)\cos(\kappa_M l),$$

$$B^{(-)} = \frac{\sin(\kappa_I l)\cos(\kappa_M l) - \eta \cos(\kappa_I l)\sin(\kappa_M l)}{\sin(\kappa_I l)\sin(\kappa_M l) + \eta \cos(\kappa_I l)\cos(\kappa_M l)},$$

где κ_I, κ_M – значения параметра к (скорость установления температуры) в фазе включения и фазе основного материала;

$$\eta = \sqrt{\frac{\rho_I c_I \lambda_I}{\rho_M c_M \lambda_M}}, \tag{6.7}$$

где λ_I, λ_M – значение коэффициента теплопроводности; ρ_I, ρ_M и c_I, c_M – плотность и удельная теплоемкость в фазе включения и фазе основного материала соответственно. На отрицательную ось $x < 0$ функции $\Phi^{(+)}$ и $\Phi^{(-)}$ продолжаются четным и нечетным образом.

Рассмотрим плоскую область с включением круглой формы радиуса r_0 (соответствует включениям цилиндрической формы, расположенным поперек оси z, плоская задача). Необходимую для аппроксимации систему функций $\{\Phi_n\}$, $n = 1, 2, \ldots$, из общего решения (6.3) с условиями (6.4), можно представить в каждой из фаз материала: во включении $r < r_0$ и в прямоугольной матрице $r > r_0$ через функции Бесселя [Бейтмен, Эрдейи, 1973, 1974] первого J_n и второго Y_n рода:

$$\Phi_n = \left\{ \begin{matrix} A_n J_n(\kappa_I r), & r < r_0 \\ J_n(\kappa_M r) + B_n Y_n(\kappa_M r), & r > r_0 \end{matrix} \right\} \exp(in\varphi). \tag{6.8}$$

Второе и третье условия (6.4) разрешаются в виде системы линейных уравнений относительно коэффициентов A_n и B_n с невырожденной матрицей:

$$\frac{1}{A_n} J_n(\kappa_M r_0) + \frac{B_n}{A_n} Y_n(\kappa_M r_0) = J_n(\kappa_I r_0),$$

$$\frac{1}{A_n} J_n'(\kappa_M r_0) + \frac{B_n}{A_n} Y_n'(\kappa_M r_0) = \eta J_n'(\kappa_I r_0), \quad \eta = \sqrt{\frac{\rho_I c_I \lambda_I}{\rho_M c_M \lambda_M}}.$$

Здесь мы явно учли первое условие (6.4), определяющее квадратичную зависимость между параметрами κ_M и κ_I. Отсюда получаем явное выражение для коэффициентов A_n и B_n:

$$A_n = \frac{J_n(\kappa_M r_0)\, Y_n'(\kappa_M r_0) - J_n'(\kappa_M r_0)\, Y_n(\kappa_M r_0)}{J_n(\kappa_I r_0)\, Y_n'(\kappa_M r_0) - \eta J_n'(\kappa_I r_0)\, Y_n(\kappa_M r_0)}; \tag{6.9}$$

$$B_n = -\frac{J_n(\kappa_I r_0)\, J_n'(\kappa_M r_0) - \eta J_n'(\kappa_I r_0)\, J_n(\kappa_M r_0)}{J_n(\kappa_I r_0)\, Y_n'(\kappa_M r_0) - \eta J_n'(\kappa_I r_0)\, Y_n(\kappa_M r_0)}. \tag{6.10}$$

И наконец, в пространственной области с включением сферической формы радиуса R_0 необходимую для аппроксимации систему функций Φ_n^m из общего решения (6.3) с условиями (6.4) находим в виде следующего представления через гармонические шаровые функции $\Psi_n^m(P)$ [Тихонов, Самарский, 1977] и функции Бесселя полуцелого индекса [Бейтмен, Эрдейи, 1973, 1974], зависящие от радиальной координаты R:

$$\Phi_n^m = \begin{cases} A_n \dfrac{J_{n+1/2}(\kappa_I R)}{R^{n+1/2}} \Psi_n^m(P), & R < R_0, \\ \left(\dfrac{J_{n+1/2}(\kappa_M R)}{R^{n+1/2}} + B_n \dfrac{J_{-n-1/2}(\kappa_M R)}{R^{n+1/2}} \right) \Psi_n^m(P), & R > R_0. \end{cases} \tag{6.11}$$

Решение системы уравнений сшивки для коэффициентов A_n и B_n на основе соотношения (6.4) в этом случае имеет тот же вид (6.9), (6.10) с постановкой вместо функций J_n и Y_n соответственно функций $J_{n+1/2}/R^{n+1/2}$ и $J_{-n-1/2}/R^{n+1/2}$.

Параметр $\kappa = \kappa_M$ в представлениях (6.5)–(6.11) определяет скорость установления температуры в фазе основного материала и фазе включения; параметр κ_I является вспомогательным и связан с параметром κ_M квадратичным соотношением, следующим из первого уравнения (6.4); для установившегося процесса $\kappa_M = \kappa_I = 0$.

В структуре функций (6.5)–(6.11) в аналитической форме реализован принцип (6.2) для включений в виде прямолинейного слоя, цилиндра или сферы. Поле $T_I(P,t)$ определяется вторым слагаемым с коэффициентом B_n. В частном случае, когда включение отсутствует ($l = 0$, $r_0 = 0$, $R_0 = 0$) или параметры λ, c, ρ совпадают в фазе основного материала и включения, коэффициент $B_n = 0$, и остается только одно слагаемое, соответствующее полю $T_0(P,t)$. В целом система функций (6.5)–(6.11) предназначена

для аппроксимации равновесной ($\kappa = 0$) и неравновесной ($\kappa \neq 0$) составляющих решения в представлении (6.1).

6.2. МЕТОД АСИМПТОТИЧЕСКОГО УСРЕДНЕНИЯ ДЛЯ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ЗАДАЧИ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Приведем описание метода асимптотического усреднения применительно к задачам теплопроводности для неоднородных сред с периодической структурой [Бахвалов, Панасенко, 1984].

Пусть $\lambda_{ij}(\xi)$ – периодические коэффициенты, бесконечно дифференцируемые всюду, кроме поверхностей Σ_l, на которых они терпят разрывы первого рода, эти коэффициенты определяют тензор теплопроводности неоднородной среды ($i, j = 1, 2, 3$). Тогда уравнение теплопроводности запишется в виде

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(\lambda_{ij}(\xi)\frac{\partial T}{\partial x_j}\right) = \rho(\xi)c(\xi)\frac{\partial T}{\partial t}, \tag{6.12}$$

где $\xi = x/\tilde{\varepsilon}$ – вектор так называемых "быстрых" переменных.

Отметим, что тензор теплопроводности удовлетворяет условиям симметрии $\lambda_{ij} = \lambda_{ji}$ и "положительной" определенности: $\lambda_{ij}\eta_i\eta_j \geq \kappa\eta_i\eta_i$, где (η_1, η_2, η_3) – произвольный вектор из $\mathbf{R}^3$, $\kappa > 0$ и не зависит от ε ($i, j = 1, 2, 3$).

Задачу теплопроводности будем рассматривать с граничными условиями смешанного типа

$$T(x,t)\big|_{\partial G_1} = T^0, \quad \left(\lambda_{ij}\frac{\partial T(x,t)}{\partial x_j}n_i\right)\Bigg|_{\partial G_2} = Q_i \tag{6.13}$$

и начальными условиями

$$T(x,0) = \varphi(x), \tag{6.14}$$

где $\partial G = \partial G_1 \cup \partial G_2$ – кусочно-гладкая граница рассматриваемой области пространства, занимаемая средой; $\partial G = \partial G_1 \cap \partial G_2 = \varnothing$; T^0 – заданная на поверхности тела температура; $\mathbf{Q}$ – заданный на поверхности тепловой поток; $\mathbf{n} = (n_1, n_2, n_3)$ – вектор нормали к границе тела.

Решение задачи (6.12)–(6.14) будем понимать в обобщенном смысле [Колмогоров, Фомин, 1972; Ладыженская, 1973]; на поверхностях Σ_l, где терпят разрыв коэффициенты теплопроводности λ_{ij}, предполагаем выполнение условий идеального контакта вида

$$[T(x,t)]\big|_{\Sigma_l} = 0, \quad \left[\lambda_{ij}\frac{\partial T(x,t)}{\partial x_j}n_i\right]\Bigg|_{\Sigma_l} = 0. \tag{6.15}$$

Асимптотика решения задачи (6.12)–(6.14) с контактными условиями (6.15) в соответствии с методом асимптотического усреднения [Бахвалов, Панасенко, 1984] отыскивается в виде

$$T^{(2)}(x, t) = T_0(x, \xi, t) + \varepsilon T_1(x, \xi, t) + \varepsilon^2 T_2(x, \xi, t) + \ldots, \tag{6.16}$$

где $T_i(x, \xi, t)$ – периодические по ξ функции; $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$; $\boldsymbol{\xi} = (\xi_1, \xi_2, \xi_3)$.

Подставим сумму (6.16), ограничиваясь членами ряда не выше второй степени ε, в уравнение (6.12) и воспользуемся правилом дифференцирования сложной функции. В результате получим

$$\varepsilon^{-2}L_{\xi\xi}T_0+\varepsilon^{-1}\left(L_{\xi\xi}T_1+L_{\xi x}T_0+L_{x\xi}T_0\right)+\varepsilon^{0}\left(L_{\xi\xi}T_2+L_{\xi x}T_1+L_{x\xi}T_1+L_{xx}T_0\right)+$$

$$+\varepsilon^{1}\left(L_{\xi x}T_2+L_{x\xi}T_2++L_{xx}T_1\right)+\varepsilon^{2}L_{xx}T_2=\rho(\xi)c(\xi)\left(\varepsilon^{0}\frac{\partial T_0}{\partial t}+\varepsilon^{1}\frac{\partial T_1}{\partial t}+\varepsilon^{2}\frac{\partial T_2}{\partial t}\right). \quad (6.17)$$

Здесь введено обозначение $L_{\alpha\beta}T=\dfrac{\partial}{\partial\alpha_i}\left(\lambda_{ij}\dfrac{\partial T}{\partial\beta_j}\right)$.

Приводя подобные члены при степенях ε, приравняем слагаемые порядков ε^2, ε^1, ε^0 к нулю, чтобы был возможен предельный переход при $\varepsilon\to 0$, и отбросим слагаемые порядков ε^1 и ε^2, которые составят невязку уравнения (6.12). Тогда, асимптотика решения задачи (6.12), (6.13), (6.14) $T^{(2)}(x,t)$ будет удовлетворять уравнению (6.12) с точностью до членов порядка ε. При этом функции $T_0(x,\xi,t)$, $T_1(x,\xi,t)$, $T_2(x,\xi,t)$ определяются из следующих условий:

$$L_{\xi\xi}T_0=0; \quad (6.18)$$

$$L_{\xi\xi}T_1=-L_{\xi x}T_0-L_{x\xi}T_0; \quad (6.19)$$

$$L_{\xi\xi}T_2=-L_{\xi x}T_1-L_{x\xi}T_1-L_{xx}T_0+\rho(\xi)c(\xi)\frac{\partial T_0}{\partial t}, \quad (6.20)$$

где x и ξ считаются независимыми переменными.

Подставив (6.16) в соотношения (6.13), также ограничиваясь членами ряда не выше второй степени ε, контактные условия запишутся в виде

$$\left[T^{(2)}\right]_{\Sigma_t}=\left[T_0\right]_{\Sigma_t}+\varepsilon\left[T_1\right]_{\Sigma_t}+\varepsilon^2\left[T_2\right]_{\Sigma_t},$$

$$\left[\lambda_{ij}\frac{\partial T^{(2)}}{\partial x_j}n_i\right]_{\Sigma_t}=\varepsilon^{-1}\left[\lambda_{ij}\frac{\partial T_0}{\partial\xi_j}n_i\right]_{\Sigma_t}+\varepsilon^{0}\left[\lambda_{ij}\frac{\partial T_0}{\partial x_j}n_i+\lambda_{ij}\frac{\partial T_1}{\partial\xi_j}n_i\right]_{\Sigma_t}+ \quad (6.21)$$

$$+\varepsilon\left[\lambda_{ij}\frac{\partial T_1}{\partial x_j}n_i+\lambda_{ij}\frac{\partial T_2}{\partial\xi_j}n_i\right]_{\Sigma_t}+\varepsilon^2\left[\lambda_{ij}\frac{\partial T_2}{\partial x_j}n_i\right]_{\Sigma_t}.$$

Потребуем, чтобы в выражениях (6.21) по три старших слагаемых обратились в нуль. Тогда получим

$$\left[T_0\right]_{\Sigma_t}=0,\quad\left[\lambda_{ij}\frac{\partial T_0}{\partial\xi_j}n_i\right]_{\Sigma_t}=0; \quad (6.22)$$

$$\left[T_1\right]_{\Sigma_t}=0,\quad\left[\left(\lambda_{ij}\frac{\partial T_0}{\partial x_j}+\lambda_{ij}\frac{\partial T_1}{\partial\xi_j}\right)n_i\right]_{\Sigma_t}=0; \quad (6.23)$$

$$\left[T_2\right]_{\Sigma_t}=0,\quad\left[\left(\lambda_{ij}\frac{\partial T_1}{\partial x_j}+\lambda_{ij}\frac{\partial T_2}{\partial\xi_j}\right)n_i\right]_{\Sigma_t}=0. \quad (6.24)$$

Нетрудно видеть, что решениями уравнения (6.18) при $\xi \notin \Sigma_l$ и при контактных условиях (6.22) будут лишь функции, не зависящие от ξ, т. е. $T_0(x,\xi,t) = T_0(x,t)$.

Тогда уравнение (6.19) может быть записано в виде

$$L_{\xi\xi} T_1 = -\frac{\partial}{\partial \xi_i}\left(\lambda_{ij}\frac{\partial T_0}{\partial x_j}\right), \tag{6.25}$$

а условия (6.23) – в виде

$$[T_1]_{\Sigma_l} = 0, \quad \left[\left(\lambda_{ij}\frac{\partial T_0}{\partial x_j} + \lambda_{ij}\frac{\partial T_1}{\partial \xi_j}\right)n_i\right]_{\Sigma_l} = 0. \tag{6.26}$$

Уравнение (6.25) с контактными условиями (6.26) имеет периодическое решение $T_1(x,\xi,t)$, причем $T_1(x,\xi,t)$ представимо как

$$T_1(x,\xi,t) = N_{i_1}(\xi)\frac{\partial T_0}{\partial x_{i_1}}, \tag{6.27}$$

где $N_{i_1}(\xi)$ – периодические обобщенные решения уравнений ($i_1 = 1, 2, 3$)

$$L_{\xi\xi}\left(N_{i_1} + \xi_{i_1}\right) = 0, \quad \xi \notin \Sigma_l \tag{6.28}$$

с контактными условиями

$$\left[N_{i_1}\right]_{\xi\in\Sigma_l} = 0, \quad \left[\lambda_{ij}\frac{\partial\left(N_{i_1} + \xi_{i_1}\right)}{\partial \xi_j}n_i\right]_{\xi\in\Sigma_l} = 0. \tag{6.29}$$

Задача (6.28), (6.29) для нахождения функций $N_{i_1}(\xi)$ непосредственно следует из подстановки (6.27) в (6.25), (6.26). Решение записывается в виде $N_{i_1}(\xi) = N^0_{i_1}(\xi) + C$, где $N^0_{i_1}(\xi)$ – решение с нулевым средним по периоду: $\left\langle N^0_{i_1}(\xi)\right\rangle = 0$; C – произвольная постоянная.

Уравнение (6.28) называется уравнением на периодической ячейке [Бахвалов, Панасенко, 1984]. Его решение необходимо для определения коэффициентов усредненного уравнения, т. е. эффективных коэффициентов (эффективных теплофизических характеристик). Решение уравнения (6.28) с условиями (6.29) определяется с точностью до произвольной постоянной, выбор которой фиксируется условием $\left\langle N_{i_1}\right\rangle = 0$.

Далее, учитывая, что $T_0 = T_0(x,t)$ и $T_1 = N_{i_1}(\xi)\frac{\partial T_0}{\partial x_{i_1}}$, уравнение (6.20) запишется в виде

$$L_{\xi\xi} T_2 = -\left\{\lambda_{i_1 i_2} + \lambda_{i_1 j}\frac{\partial N_{i_2}}{\partial \xi_j} + \frac{\partial}{\partial \xi_i}\left(\lambda_{i i_1} N_{i_2}\right)\right\}\frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1}\partial x_{i_2}} + \rho(\xi)c(\xi)\frac{\partial T_0}{\partial t}, \tag{6.30}$$

а условия (6.24) – в виде

$$[T_2]_{\xi\in\Sigma_l} = 0, \quad \left[\left(\lambda_{ij}\frac{\partial T_2}{\partial \xi_j} + \lambda_{i i_1} N_{i_2}\frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1}\partial x_{i_2}}\right)n_i\right]_{\xi\in\Sigma_l} = 0. \tag{6.31}$$

Необходимое и достаточное условие разрешимости уравнения (6.30) с контактными условиями (6.31) в классе периодических функций задает усредненное уравнение

$$\left\langle \lambda_{i_1 i_2} + \lambda_{i_1 j} \frac{\partial N_{i_2}}{\partial \xi_j} + \frac{\partial}{\partial \xi_i}\left(\lambda_{i i_1} N_{i_2}\right)\right\rangle \frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1} \partial x_{i_2}} =$$

$$= \left\langle \lambda_{i_1 i_2} + \lambda_{i_1 j} \frac{\partial N_{i_2}}{\partial \xi_j} \right\rangle \frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1} \partial x_{i_2}} = \left\langle \rho(\xi) c(\xi) \right\rangle \frac{\partial T_0}{\partial t} \qquad (6.32)$$

Полученное уравнение (6.32) запишем следующим образом:

$$\hat{\lambda}_{i_1 i_2} \frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1} \partial x_{i_2}} = \left\langle \rho(\xi) c(\xi) \right\rangle \frac{\partial T_0}{\partial t}, \qquad (6.33)$$

где $\hat{\lambda}_{i_1 i_2} = \left\langle \lambda_{i_1 i_2} + \lambda_{i_1 j} \dfrac{\partial N_{i_2}}{\partial \xi_j} \right\rangle$ – матрицы, элементы которых не зависят от координат.

Пусть $T_0(x, t)$ – решение усредненного уравнения (6.33), тогда уравнение (6.30) разрешимо. Выражая из (6.33) $\dfrac{\partial T_0}{\partial t}$, получим, что $T_2(x, \xi, t)$ является решением уравнения

$$L_{\xi\xi} T_2 = \left(\frac{\rho(\xi) c(\xi) \hat{\lambda}_{i_1 i_2}}{\left\langle \rho(\xi) c(\xi) \right\rangle} - \lambda_{i_1 i_2} - \lambda_{i_1 j} \frac{\partial N_{i_2}}{\partial \xi_j} - \frac{\partial}{\partial \xi_i}\left(\lambda_{i i_1} N_{i_2}\right) \right) \frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1} \partial x_{i_2}}. \qquad (6.34)$$

Рассуждая, как и в случае построения $T_1(x,\xi)$, получим

$$T_2(x, \xi, t) = N_{i_1 i_2}(\xi) \frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1} \partial x_{i_2}}, \qquad (6.35)$$

где $N_{i_1 i_2}(\xi)$ – периодические матрицы-функции решения уравнений

$$L_{\xi\xi} N_{i_1 i_2} + \frac{\partial}{\partial \xi_i}\left(\lambda_{i i_1} N_{i_2}\right) + \lambda_{i_1 j} \frac{\partial N_{i_2}}{\partial \xi_j} + \lambda_{i_1 i_2} = \frac{\rho(\xi) c(\xi) \hat{\lambda}_{i_1 i_2}}{\left\langle \rho(\xi) c(\xi) \right\rangle} \qquad (6.36)$$

с контактными условиями

$$\left[N_{i_1 i_2} \right]\Big|_{\xi \in \Sigma_1} = 0, \qquad \left[\left(\lambda_{ij} \frac{\partial N_{i_1 i_2}}{\partial \xi_j} + \lambda_{i i_1} N_{i_2} \right) n_i \right]\Big|_{\xi \in \Sigma_1} = 0. \qquad (6.37)$$

Отсюда получаем

$$T^{(2)} = T_0 + \varepsilon N_{i_1} \frac{\partial T_0}{\partial x_{i_1}} + \varepsilon^2 N_{i_1 i_2} \frac{\partial^2 T_0}{\partial x_{i_1} \partial x_{i_2}}. \qquad (6.38)$$

Подставляя $T^{(2)}$ в граничные (6.13) и начальные (6.14) условия, определим граничные и начальные условия, которым удовлетворяет нулевое приближение $T_0(x, t)$. Эти условия, в рамках теории эффективного модуля [Победря, 1984], будут иметь следующий вид:

$$T_0(x,t)\Big|_{\partial G_1} = T^0, \qquad \left(\hat{\lambda}_{ij} \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial x_j} n_i \right)\Big|_{\partial G_2} = Q_i; \qquad (6.39)$$

$$T_0(x,0) = \varphi(x)\,. \tag{6.40}$$

Итак, для определения эффективных характеристик теплофизических свойств и построения асимптотики решения задачи (6.12), (6.13), (6.14) с контактными условиями (6.15) требуется:

– в классе периодических функций решить три задачи на ячейке ($i_1 = 1, 2, 3$):

$$L_{\xi\xi}\left(N_{i_1} + \xi_{i_1}\right) = 0, \quad \xi \notin \Sigma_l \tag{6.41}$$

с контактными условиями

$$\left[N_{i_1}\right]\Big|_{\xi\in\Sigma_l}, \quad \left[\lambda_{ij}\frac{\partial\left(N_{i_1} + \xi_{i_1}\right)}{\partial\xi_j}n_i\right]\Bigg|_{\xi\in\Sigma_l} = 0; \tag{6.42}$$

– вычислить эффективный тензор теплопроводности по формуле

$$\hat{\lambda}_{i_1 i_2} = \left\langle \lambda_{i_1 i_2} + \lambda_{i_1 j}\frac{\partial N_{i_2}}{\partial\xi_j}\right\rangle; \tag{6.43}$$

– вычислить эффективную теплоемкость по формуле

$$\langle \rho c\rangle; \tag{6.44}$$

– решить усредненную систему уравнений теории теплопроводности с эффективными теплофизическими характеристиками (тензором теплопроводности и теплоемкостью), не зависящими от координат:

$$\hat{\lambda}_{i_1 i_2}\frac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x_{i_1}\partial x_{i_2}} = \langle \rho c\rangle\frac{\partial T_0(x,t)}{\partial t}, \quad x \in G\,. \tag{6.45}$$

Функция $T_0(x, t)$ с точностью порядка ε приближает поле температур $T(x,t)$ и описывает макроскопические эффекты (поведение среды в среднем). Приближение

$$T^{(1)} = T_0 + \varepsilon N_{i_1}\frac{\partial T_0}{\partial x_{i_1}} \tag{6.46}$$

характеризует локальные изменения поля температур. Тепловые потоки

$$Q_i = \lambda_{ij}\frac{\partial T(x,t)}{\partial x_j}, \tag{6.47}$$

где Q_i – компоненты вектора теплового потока, можно вычислить по приближенным формулам

$$Q_i(x,t) \approx \lambda_{ij}\frac{\partial T^{(1)}}{\partial x_j} = \lambda_{ij}\frac{\partial\left(N_{i_1} + \xi_{i_1}\right)}{\partial\xi_j}\frac{\partial T_0}{\partial x_{i_1}} + \varepsilon\lambda_{ij}N_{i_1}\frac{\partial^2 T_0}{\partial x_j\partial x_{i_1}}, \tag{6.48}$$

т. е.

$$Q_i(x,t) \approx \tilde{\lambda}_{ii_1}\frac{\partial T_0}{\partial x_{i_1}}, \tag{6.49}$$

где $\tilde{\lambda}_{ii_1} = \lambda_{ij}\dfrac{\partial\left(N_{i_1} + \xi_{i_1}\right)}{\partial\xi_j}$.

Если тепловые потоки определять по формуле

$$\hat{Q}_i(x,t) = \hat{\lambda}_{ij} \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial x_j}, \qquad (6.50)$$

то они совпадают с тепловыми потоками, определенными по теории "эффективного" модуля.

Методику построения полного асимптотического разложения задачи теплопроводности можно найти в монографиях [Бахвалов, Панасенко, 1984; Победря, 1984].

Для решения краевой задачи (6.41), (6.42) может быть применен блочный метод (см. разд. 6.1). Построенные системы функций (6.5)–(6.11) в частном случае к = 0 (аппроксимация стационарного процесса) удовлетворяют необходимым условиям сшивки (6.42) на границе включений для слоя, цилиндра и сферы и образуют полную систему для аппроксимации функций N_{i_1}, необходимых для вычисления эффективных теплофизических свойств криогенных сред с периодической структурой. На рис. 6.4 приведены результаты расчета этих характеристик блочным методом. Даны графики эффективного модуля теплопроводности $\hat{\lambda}$ для включений слоистой, цилиндрической и сферической формы в сопоставлении с усреднением объемных долей $\hat{\lambda} = \lambda_I f + \lambda_M (1-f)$ (правило смеси), где f – коэффициент объемного наполнения примесями. На рис. 6.4, *а* приведены графики для нормированного модуля $\hat{\lambda}/\lambda_M$ в зависимости от отношения λ_I/λ_M при фиксированном коэффициенте объемного наполнения $f = 0.15$; на рис. 6.4, *б* – графики для $\hat{\lambda}/\lambda_M$ в зависимости от f при фиксированном отношении $\lambda_I/\lambda_M = 7$.

Как видим, простое правило смеси дает верхнюю границу и является грубым приближением для эффективного модуля теплопроводности. Слоистые структуры дают нижнюю границу для оценки эффективного модуля, которая при небольших объемных долях примеси является близкой оценкой, а при больших объемных долях – грубой оценкой для эффективного модуля теплопроводности. Эти результаты обосновывают необходимость

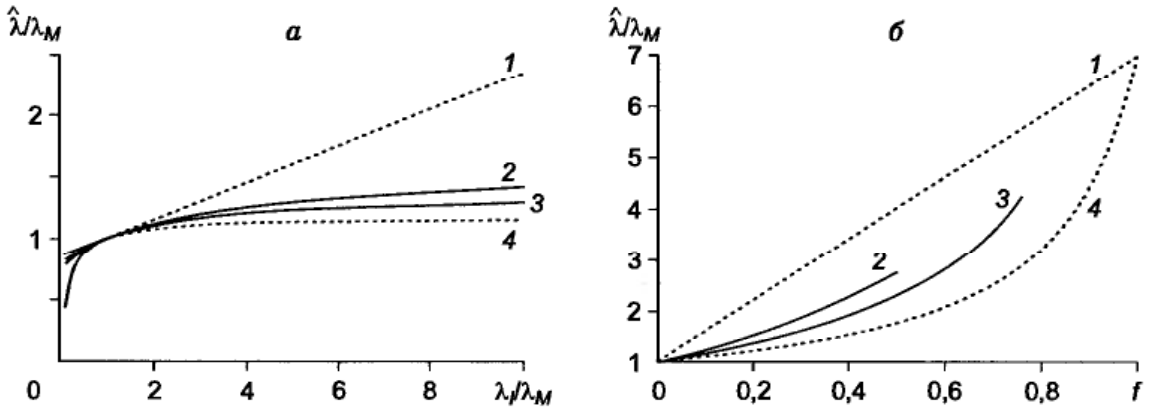


Рис. 6.4. Эффективные характеристики периодических структур:
а – $f = 0.15$; *б* – $\lambda_I/\lambda_M = 7$; *1* – правило смеси, *2* – сфера, *3* – цилиндр, *4* – слой.

применения для оценки теплофизических свойств криогенных структур специальных математических методов (асимптотического усреднения), учитывающих структуру криогенных сред и геометрию включений.

6.3. ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ СТРУКТУРНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД С УЧЕТОМ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ

Описание процессов локального фазового перехода в периодических слоистых средах

В разд. 6.2 был проиллюстрирован метод асимптотического усреднения на примере задачи теплопроводности для периодической среды, при этом считалось, что граничные условия удовлетворяют условию сохранения структуры среды, т. е. предполагалось отсутствие процессов плавления в периодической среде.

Рассмотрим задачу о распространении тепла в полупространстве, представляющем собой слоистую среду, слои которой параллельны плоскости свободной поверхности. При этом будем предполагать, что заданная на свободной поверхности температура T_1 превышает температуру плавления какого-либо из слоев, например, первого ($T_1 > T_1^*$), и в среде становятся возможными фазовые переходы. Важной чертой таких задач является наличие движущейся поверхности раздела (фронта) между различными фазами. Первой опубликованной работой, в которой рассматривались подобные задачи, является работа Стефана, посвященная изучению толщины полярных льдов. Более общий подход к решению задачи о движении поверхности раздела между фазами был сформулирован в работах [Соболев, 1966; Тихонов, Самарский, 1977; Мейрманов, 1986; Карслоу, Егер, 1964; Villa, 1990]. Описание продвижения фронта плавления довольно сложная нелинейная задача, точные решения которой имеются только для нескольких частных случаев распространения фронта плавления (затвердевания) в однородных телах. Наличие же в среде неоднородностей существенно усложняет задачу.

Далее будем предполагать, что температура среды в начальный момент времени не зависит от координат, т. е. $\varphi(x) = \varphi_0 = \text{const}$, и будем рассматривать плавление как мгновенный процесс. В рамках такого подхода граница раздела фаз представляет собой движущуюся поверхность. В этом случае исходная задача (6.12) помимо условий (6.13)–(6.15) будет иметь дополнительные граничные условия, заданные на фронте плавления. Первое из этих условий следует из неизменности температуры на границе фазового перехода

$$T(x, t)\Big|_{x=x_f(t)} = T^*, \tag{6.51}$$

а второе является уравнением теплового баланса

$$\left[\lambda(x)\frac{\partial T(x,t)}{\partial x}\right]\Bigg|_{x=x_f(t)} = \rho(x_f)\, q(x_f)\frac{dx_f}{dt}, \tag{6.52}$$

где q – удельная теплота плавления; $x_f(t)$ – координата фронта плавления, закон изменения которой определяется в ходе решения задачи.

Из уравнения (6.51) формально следует, что "фронт плавления" может распространяться в средах, где не происходит фазового перехода. В этом случае в уравнении (6.52) для таких сред нужно считать $q = 0$, и данное уравнение переходит в соответствующее условие (6.15). Следуя методу асимптотического усреднения, решение поставленной задачи снова будем искать в виде ряда (6.16), ограничиваясь, как и в разд. 6.2, членами ряда не выше второй степени ε. Подстановка этого разложения в (6.12) дает для определения $T_m(x, \xi, t)$, $m = 0, 1, 2$ уже известную систему уравнений (6.18)–(6.20). Начальные и граничные условия для главного члена разложения имеют вид

$$\begin{aligned} &T_0(x, \xi, 0) = \varphi_0, \quad x > 0, \\ &T_0(x, \xi, t) = T^0, \quad t \geq 0, \\ &T_0(x, \xi, t)\Big|_{\substack{x=x_f(t) \\ \xi=\xi_f(t)}} = T^*, \\ &\left[\lambda(\xi)\frac{\partial T_0}{\partial \xi}\right]\Bigg|_{\substack{x=x_f(t) \\ \xi=\xi_f(t)}} = 0, \end{aligned} \tag{6.53}$$

а для первой поправки – вид

$$\begin{aligned} &T_1(x, \xi, 0) = 0, \quad x > 0, \\ &T_1(x, \xi, t) = 0, \quad t \geq 0, \\ &T_1(x, \xi, t)\Big|_{\substack{x=x_f(t) \\ \xi=\xi_f(t)}} = 0; \\ &\left[\lambda(x)\frac{\partial T_1}{\partial x}\right]\Bigg|_G = 0, \end{aligned} \tag{6.54}$$

$$\left[\lambda(\xi)\left(\frac{\partial T_0}{\partial x} + \frac{\partial T_1}{\partial \xi}\right)\right]\Bigg|_{\substack{x=x_f(t) \\ \xi=\xi_f(t)}} = \rho(\xi_f) q(\xi_f) \frac{dx_f}{dt}. \tag{6.55}$$

Следует отметить, что переход к координатам x и ξ приводит к необходимости формального введения закона изменения во времени положения фронта плавления в ячейке $\xi_f(t)$.

Для удобства введем обозначения: характеристики среды за фронтом плавления $\rho_-(\xi)$, $c_-(\xi)$, $\lambda_-(\xi)$ и перед фронтом плавления $\rho_+(\xi)$, $c_+(\xi)$, $\lambda_+(\xi)$.

Покажем, что главный член T_0 ряда (6.16) не зависит от "быстрой" переменной. Для этого дважды проинтегрируем по ξ уравнение (6.18) и из $\lambda(\xi) \neq 0$ получим выражение главного члена в виде

$$T_0(x, \xi, t) = \begin{cases} A(x, t)\int d\xi/\lambda_-(\xi) + F_0(x, t), & 0 \leq x \leq x_f(t), \\ A(x, t)\int d\xi/\lambda_+(\xi) + F_0(x, t), & x \geq x_f(t). \end{cases} \tag{6.56}$$

Из соотношения (6.53) вытекает, что функция $T_0(x, \xi, t)$ не имеет скачка на фронте, и

$$A(x_f - 0, t)\int d\xi/\lambda_-(\xi) + F_0(x_f - 0, t) = A(x_f + 0, t)\int d\xi/\lambda_+(\xi) + F_0(x_f + 0, t).$$

Поскольку из соотношения (6.54) следует, что

$$\left[\lambda(\xi)\frac{\partial T_0}{\partial \xi}\right]\Bigg|_{\substack{x=x_f(t)\\ \xi=\xi_f(t)}} = \left[A(x,t)\right]\Big|_{x=x_f(t)} = 0,$$

то $A(x_f - 0,t) = A(x_f + 0,t) = A(x_f,t)$ и

$$F_0(x_f + 0, t) - F_0(x_f - 0, t) = A(x_f, t)\int\left(\frac{1}{\lambda_-(\xi)} - \frac{1}{\lambda_+(\xi)}\right)d\xi.$$

Отсюда возможны две ситуации:

1) $A(x_f, t) = 0$ и, значит, $A(x, t) \equiv 0$ (поскольку фронт может пробегать все значения x). В этом случае $F_0(x_f + 0, t) = F_0(x_f - 0, t)$, и функция $F_0(x, t)$ не терпит разрыва в точке $x = x_f$.

2) $A(x, t) \neq 0$. Тогда с учетом (6.53) получим

$$\int_0^{\xi}\frac{d\xi}{\lambda_-(\xi)} = \frac{1}{c(x_f,t)}\left(T^* - F_0(x_f - 0, t)\right),$$

$$-\int_0^{\xi}\frac{d\xi}{\lambda_+(\xi)} = \frac{1}{c(x_f,t)}\left(T^* - F_0(x_f + 0, t)\right).$$

Легко видеть, что левые части этих двух равенств зависят от ξ, поскольку ξ_f может пробегать все возможные для ξ значения. Правые же части зависят только от x и t (x_f пробегает все возможные значения x). Таким образом, мы пришли к противоречию, и утверждение о том, что $A(x, t) \neq 0$ неверно. Итак, $A(x, t) \equiv 0$ и, согласно (6.56), нулевая поправка имеет вид

$$T_0(x,\xi,t) = T_0(x,t) = F_0(x,t), \tag{6.57}$$

т. е. в нулевом приближении решение не зависит от "быстрой" переменной.

Для того чтобы найти первую поправку к решению $T^{(1)}(x,\xi,t)$, подставим (6.57) в (6.19) и получим уравнение

$$\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\lambda(\xi)\left(\frac{\partial T_1}{\partial \xi} + \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial x}\right)\right) = 0,$$

решение которого ищется в виде

$$T_1(x,\xi,t) = \begin{cases} N_1^-(\xi)\dfrac{\partial T_0}{\partial x} + C_1(x,t), & 0 \le x \le x_f(t), \\ N_1^+(\xi)\dfrac{\partial T_0}{\partial x} + C_2(x,t), & x > x_f(t), \end{cases} \tag{6.58}$$

где $N_1^-(\xi) = \int_0^{\xi}\left(\langle 1/\lambda_-\rangle^{-1}/\lambda_-(\eta) - 1\right)d\eta$, $N_1^+(\xi) = \int_{\xi}^{l}\left(\langle 1/\lambda_+\rangle^{-1}/\lambda_+(\eta) - 1\right)d\eta$.

При определении функций $N_1^-(\xi)$ и $N_1^+(\xi)$ было использовано условие, что среда перед фронтом плавления сохраняет периодичность, а в процессе фазового перехода за фронтом также формируется периодическая среда, хотя уже с другими свойствами.

Подстановка соотношения (6.58) в граничное условие (6.25) дает для определения закона движения фронта плавления уравнение

$$\langle 1/\lambda_+ \rangle^{-1} \frac{\partial T_0}{\partial x}\bigg|_{x=x_f+0} - \langle 1/\lambda_- \rangle^{-1} \frac{\partial T_0}{\partial x}\bigg|_{x=x_f-0} = \langle \rho q \rangle \frac{dx_f}{dt}. \qquad (6.59)$$

Поскольку функция $T_0(x, t)$, являясь нулевой поправкой к решению, описывает усредненную среду, в данном уравнении плавление рассматривается как непрерывный процесс, происходящий в среде с усредненными свойствами.

Подстановка (6.57) и (6.58) в уравнение (6.20) после интегрирования по ξ дает

$$\begin{cases} \lambda_-(\xi)\dfrac{\partial T_2}{\partial \xi} = \int\left(\rho_- c_- \dfrac{\partial T_0(x,t)}{\partial t} - \langle 1/\lambda_- \rangle^{-1} \dfrac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2}\right) d\xi - \\ \qquad -\lambda_- \dfrac{\partial C_1(x,t)}{\partial x} - \lambda_- N_1^-(\xi) \dfrac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2} + D(x,t), \quad 0 \le x \le x_f(t), \\ \lambda_+(\xi)\dfrac{\partial T_2}{\partial \xi} = \int\left(\rho_+ c_+ \dfrac{\partial T_0(x,t)}{\partial t} - \langle 1/\lambda_+ \rangle^{-1} \dfrac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2}\right) d\xi - \\ \qquad -\lambda_+ \dfrac{\partial C_1(x,t)}{\partial x} - \lambda_+ N_1^+(\xi) \dfrac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2} + D(x,t), \quad x > x_f(t). \end{cases} \qquad (6.60)$$

В ячейках перед фронтом плавления среду можно считать периодической и, значит, можно пользоваться процедурой усреднения, подобно тому, как это делалось нами при выводе уравнения (6.33). За фронтом плавления также формируется периодическая среда. Для того чтобы в пределе при переходе к периодической среде без фронта мы снова получали соотношение (6.33), необходимо выполнение равенства

$$\left\langle \lambda_{+,-}\left(\frac{\partial T_2}{\partial \xi} + N_1^{+,-}(\xi)\frac{\partial^2 T_0}{\partial x^2} + \frac{\partial C_{1,2}}{\partial x}\right) - D(x,t)\right\rangle = 0. \qquad (6.61)$$

Тогда после усреднения выражений (6.60) имеем

$$\langle \rho_- c_- \rangle \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial t} - \langle 1/\lambda_- \rangle^{-1} \frac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2} = 0, \quad 0 \le x \le x_f(t),$$

$$\langle \rho_+ c_+ \rangle \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial t} - \langle 1/\lambda_+ \rangle^{-1} \frac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2} = 0, \quad x > x_f(t).$$

Равенство (6.61) служит дополнительным условием для определения второй поправки T_2 до и после фронта плавления.

Обозначая

$$\chi_1 = \frac{\langle 1/\lambda_- \rangle^{-1}}{\langle \rho_-\, c_- \rangle}, \qquad \chi_2 = \frac{\langle 1/\lambda_+ \rangle^{-1}}{\langle \rho_+\, c_+ \rangle},$$

получим для определения $T_0(x, t)$ задачу вида

$$\begin{aligned} \chi_1 \frac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2} &= \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial t}, \quad 0 \le x \le x_f(t), \\ \chi_2 \frac{\partial^2 T_0(x,t)}{\partial x^2} &= \frac{\partial T_0(x,t)}{\partial t}, \quad x > x_f(t) \end{aligned} \tag{6.62}$$

с условием на фронте (6.59) и условиями

$$\begin{aligned} &T_0(x, 0) = \varphi_0, \quad x > 0, \quad T_0(0, t) = T^0, \quad t \ge 0, \\ &T_0(x, t)\big|_{x=x_f(t)} = T^*, \end{aligned} \tag{6.63}$$

полученными в результате подстановки (6.57) в первые три выражения из (6.53).

Задача (6.62) с условиями (6.59) и (6.63) является аналогом задачи Стефана [Тихонов, Самарский, 1977], ее решение имеет вид

$$T_0(x, t) = \begin{cases} A_1 + B_1 \operatorname{erf}\left(x_f \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1 t}\right)\right), & 0 \le x \le x_f(t), \\ A_2 + B_2 \operatorname{erf}\left(x_f \Big/ \left(2\sqrt{\chi_2 t}\right)\right), & x > x_f(t). \end{cases}$$

Удовлетворяя условиям (6.63), получим

$$A_1 = T^0, \quad A_2 + B_2 = \varphi_0,$$

$$A_1 + B_1 \operatorname{erf}\left(x_f \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1 t}\right)\right) = T^*, \quad A_2 + B_2 \operatorname{erf}\left(x_f \Big/ \left(2\sqrt{\chi_2 t}\right)\right) = T^*.$$

Последние два равенства должны быть справедливыми при любых значениях t. Это возможно только при выполнении соотношения

$$x_f = \alpha\sqrt{t}, \quad \alpha = \text{const}. \tag{6.64}$$

Тогда

$$B_1 = \frac{T^* - T^0}{\operatorname{erf}\left(\alpha \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)}, \quad A_2 = T_0 - \frac{T^* - \varphi_0}{\operatorname{erf}\left(\alpha \Big/ \left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right) - 1}, \quad B_2 = \frac{T^* - \varphi_0}{\operatorname{erf}\left(\alpha \Big/ \left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right) - 1},$$

и для $T_0(x, t)$ окончательно получим выражение

$$T_0(x,t) = \begin{cases} T^0 + (T^* - T^0)\dfrac{\operatorname{erf}\left(x \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1 t}\right)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)}, & 0 \le x \le x_f(t), \\ \varphi_0 + (T^* - \varphi_0)\dfrac{\operatorname{erf}\left(x \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1 t}\right)\right) - 1}{\operatorname{erf}\left(\alpha \Big/ \left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right) - 1}, & x > x_f(t). \end{cases} \tag{6.65}$$

Из граничного условия (6.59) с учетом (6.65) для определения постоянной ξ следует уравнение

$$\sqrt{\chi_2}\,\langle \rho_+ c_+\rangle (T^* - \varphi_0)\,\frac{\exp\left(-\alpha^2/(4\chi_2)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right)-1} -$$

$$-\sqrt{\chi_1}\,\langle \rho_- c_-\rangle (T^* - T^0)\,\frac{\exp\left(-\alpha^2/(4\chi_1)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)-1} = \frac{\sqrt{\pi}}{2}\alpha\langle \rho q\rangle, \tag{6.66}$$

которое может быть решено численно.

Для того чтобы найти первую поправку $T_1(x, \xi, t)$, подставим (6.65) в выражения (6.58) и с учетом условия (6.54) получим при переходе к фронту слева

$$T_1\Big|_{\substack{x=x_f-0\\ \xi=\xi_f-0}} = \frac{T^* - T^0}{\sqrt{\pi\chi_1 t}}\,\frac{\exp\left(-x_f^2/(4\chi_1 t)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)}\int_0^{\xi_f}\left(\frac{\langle 1/\lambda_-\rangle^{-1}}{\lambda_-(\eta)}-1\right)d\eta + C_1(x_f - 0, t) = 0$$

и аналогично справа

$$T_1\Big|_{\substack{x=x_f+0\\ \xi=\xi_f+0}} = \frac{T^* - \varphi_0}{\sqrt{\pi\chi_2 t}}\,\frac{\exp\left(-x_f^2/(4\chi_2 t)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right)}\int_{\xi_f}^{l}\left(\frac{\langle 1/\lambda_+\rangle^{-1}}{\lambda_+(\eta)}-1\right)d\eta + C_2(x_f + 0, t) = 0\,.$$

Из двух последних уравнений легко можно выразить C_1 и C_2 в той точке, где находится фронт. Но, поскольку $x_f(t)$ может пробегать все возможные значения x, полученные таким образом выражения для $C_1(x_f, t)$ и $C_2(x_f, t)$ должны быть справедливыми и для любых x. Поэтому имеем

$$C_1(x,t) = \frac{T^* - T^0}{\sqrt{\pi\chi_1 t}}\,\frac{\exp\left(-x_f^2/(4\chi_1 t)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)}\int_0^{\xi_f}\left(1-\frac{\langle 1/\lambda_-\rangle^{-1}}{\lambda_-(\eta)}\right)d\eta,$$

$$C_2(x,t) = \frac{T^* - \varphi_0}{\sqrt{\pi\chi_2 t}}\,\frac{\exp\left(-x_f^2/(4\chi_2 t)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right)}\int_{\xi_f}^{l}\left(1-\frac{\langle 1/\lambda_+\rangle^{-1}}{\lambda_+(\eta)}\right)d\eta.$$

Таким образом, первая поправка $T_1(x, \xi, t)$ определена полностью:

$$T_1(x,\xi,t) = \begin{cases} \dfrac{T^* - T^0}{\sqrt{\pi\chi_1 t}}\,\dfrac{\exp\left(-x^2/(4\chi_1 t)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)}\displaystyle\int_{\xi}^{\xi_f}\left(1-\frac{\langle 1/\lambda_-\rangle^{-1}}{\lambda_-(\eta)}\right)d\eta, & \begin{array}{l}0\le x\le x_f,\\ 0\le\xi\le\xi_f,\end{array}\\ \dfrac{T^* - \varphi_0}{\sqrt{\pi\chi_2 t}}\,\dfrac{\exp\left(-x^2/(4\chi_2 t)\right)}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right)}\displaystyle\int_{\xi_f}^{\xi}\left(1-\frac{\langle 1/\lambda_+\rangle^{-1}}{\lambda_+(\eta)}\right)d\eta, & \begin{array}{l}x>x_f,\\ \xi>\xi_f.\end{array}\end{cases}$$

Теперь можно выписать решение задачи (6.12) с условиями (6.13)–(6.15) и (6.51), (6.52), которое будет иметь вид

$$T(x,t)=\begin{cases} T^0+\dfrac{T^*-T^0}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_1}\right)\right)}\left\{\dfrac{\exp\left(-x^2/(4\chi_1 t)\right)}{\sqrt{\pi\chi_1 t}}\displaystyle\int_x^{x_f}\left(1-\frac{\langle 1/\lambda_-\rangle^{-1}}{\lambda_-(\eta)}\right)d\eta+\right. \\ \left.+\operatorname{erf}\left(x/\left(2\sqrt{\chi_1 t}\right)\right)\right\}, \qquad 0\le x\le x_f, \\ \varphi_0+\dfrac{T^*-\varphi_0}{\operatorname{erf}\left(\alpha/\left(2\sqrt{\chi_2}\right)\right)-1}\left\{\dfrac{\exp\left(-x^2/(4\chi_2 t)\right)}{\sqrt{\pi\chi_2 t}}\displaystyle\int_{x_f}^{x}\left(1-\frac{\langle 1/\lambda_+\rangle^{-1}}{\lambda_+(\eta)}\right)d\eta-\right. \\ \left.-1+\operatorname{erf}\left(x/\left(2\sqrt{\chi_2 t}\right)\right)\right\}, \quad x>x_f. \end{cases} \tag{6.67}$$

Выражение (6.67) в первом приближении описывает распределение температуры в слоистой среде с учетом процессов фазового перехода.

Приведем результаты расчетов процесса распространения тепла по зависимостям (6.65)–(6.67) в средах двух типов, одна из которых состоит из плоских переслаивающихся слоев льда и геоматериалов, а другая – из чередующихся слоев геоматериалов. Подобная структура может рассматриваться как упрощенная модель мерзлого грунта слоистой структуры, представляющего собой переслаивание линз льда и грунта, коэффициент фильтрации которого пренебрежимо мал. Характеристики материалов представлены в табл. 6.1.

В расчетах ячейка периодичности принималась равной $l = 4$ см, толщина льда h составляла 25 % от размера ячейки l ($h/l = 0.25$) (рис. 6.5). Начальная температура среды принималась равной $\varphi_0 = 268$ К $= -5$ °С.

Рассмотрим случай, когда температура на свободной поверхности равна $T^0 = 271$ К $= -2$ °С.

На рис. 6.6 для среды, состоящей из чередующихся слоев льда и глины толщиной 1 и 3 см соответственно, приведены результаты расчетов распределения температуры на момент времени $t = 24$ ч, выполненных по первой зависимости в формуле (6.67) при $\alpha = \infty$ и $T^* = \varphi_0$, которая для

Таблица 6.1

Характеристики материалов

Вещество	ρ, кг/м³	*c*, Дж/(кг·К)	λ, Вт/(м·К)
Глина	2000	751.8	1.113
Суглинок	1660	774.558	0.5815
Супесь	1640	732.69	1.168
Песчаник	1930	690.822	2.954
Лед	900	2100	2.226
Вода	1000	4200	0.567

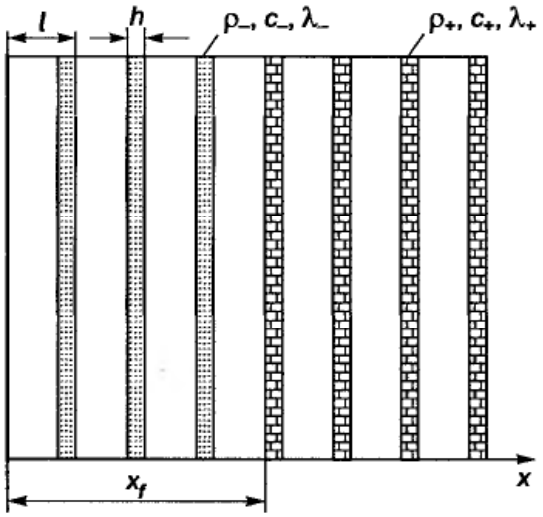


Рис. 6.5. Модель среды с периодической структурой и фазовыми переходами.

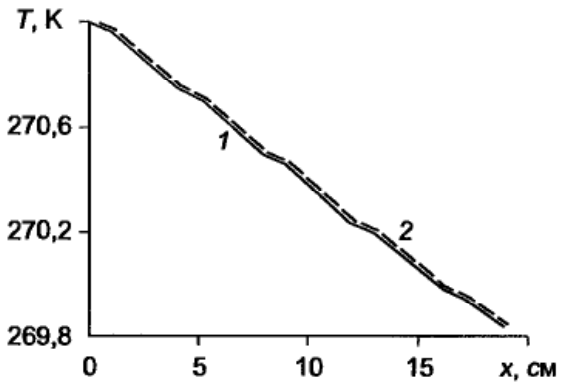


Рис. 6.6. Зависимости температуры $T \approx T_0 + \varepsilon T_1$ от координаты x:

1 – расчет методом асимптотического усреднения; *2* – расчет численным методом интегрирования.

этого случая представляет собой решение задачи без фазовых переходов. На рис. 6.6 также представлены результаты расчетов, выполненных с использованием численных методов (метода прогонки). Полученные графики имеют изломы в точках, соответствующих границам раздела слоев, которые объясняются различием характеристик соседствующих слоев и прежде всего различием коэффициентов теплопроводности λ. На рис. 6.6 видно, что результаты расчетов с помощью метода асимптотического усреднения (линия *1*) и с использованием численных методов интегрирования (линия *2*) исходной задачи (6.12)–(6.15) практически совпали.

При условии $T^0 = T^* = 0$ °C в среде начинаются процессы плавления. Движение фронта плавления определяется параметром α. На рис. 6.7 приведена зависимость этого параметра от температуры T^0 на свободной поверхности, полученная в ходе решения уравнения (6.66).

На рис. 6.8, 6.9 представлены результаты расчетов распределения температуры по формулам (6.65), (6.67) при условии, что $T^0 = 278$ K = 5 °C, $\varphi_0 = 268$ K = –5 °C, с учетом фазовых переходов лед–вода. В расчетах удельная теплота плавления льда принималась равной $q = 330$ кДж/кг. На рис. 6.8 приведено главное значение T_0 на момент времени $t = 24$ ч, когда фронт плавления находится на расстоянии $x_f = 8.54$ см от свободной поверхности. Зависимость T_0 от x гладкая, и даже положение фронта фазового перехода не является точкой излома. Однако учет первой поправки (см. рис. 6.9, кривая *1*) приводит к появле-

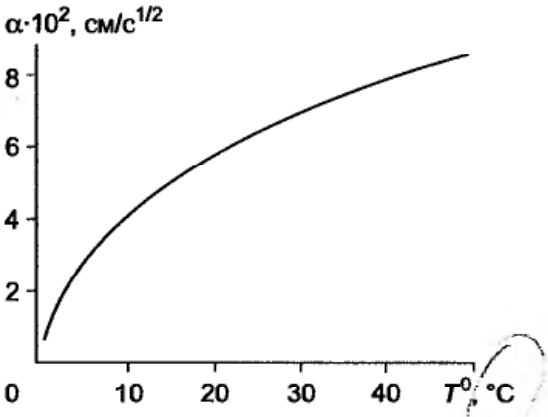


Рис. 6.7. Коэффициент α как функция температуры.

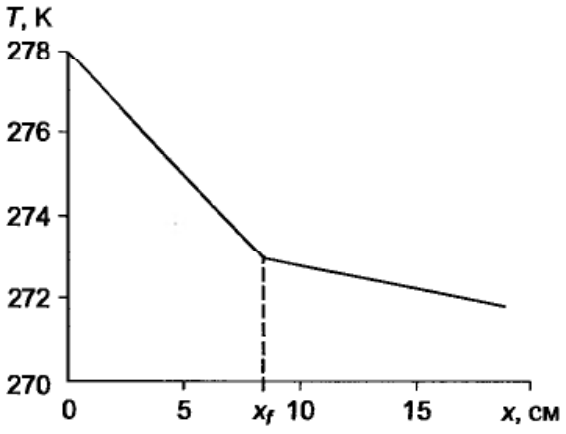


Рис. 6.8. Нулевая поправка к температуре T_0 при $t = 24$ ч, $x_f = 8.54$ см.

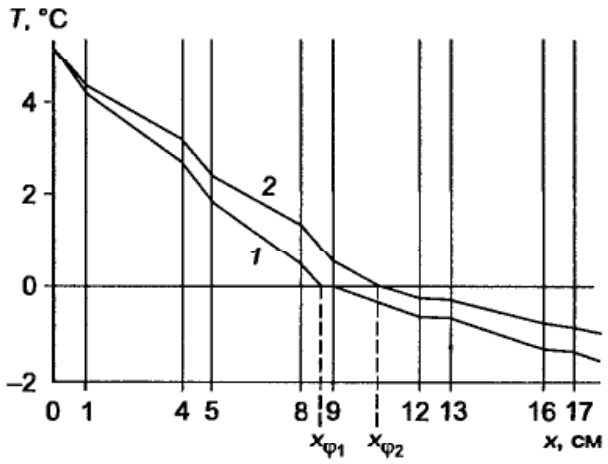


Рис. 6.9. Зависимости температуры $T \approx T_0 + \varepsilon T_1$ от координаты x:

1 – $t = 24$ ч; *2* – момент времени $t = 30$ ч.

нию точек излома на границах слоев и в точке положения фронта. На (см. рис. 6.9, кривая *2*) приведены результаты расчета на момент времени $t = 30$ ч, когда фронт плавления, интерпретируемый в рассматриваемом подходе как поверхность с температурой $T^* = 0$ °C, находится в глине. На рис. 6.10 дано сравнение результатов расчета распределения температуры, выполненных с помощью метода асимптотического усреднения и методом прогонки, которое показывает их практическое совпадение.

Рассмотрим среды, состоящие из переслаивающихся слоев песчаника толщиной 1 см и суглинка (супеси) толщиной 3 см. Температура $\varphi_0 = 268$ K $= -5$ °C. Пористость песчаника в расчетах принималась равной $m_1 = 0.3$, а суглинка (супеси) $m_2 = 0.4$. Предполагалось также, что поры полностью забиты льдом или водой в зависимости от значения T^0 в сравнении с 0 °C. Необходимые коэффициенты, характеризующие свойства слоев с вкраплениями льда или воды, определяются по пористости этих слоев.

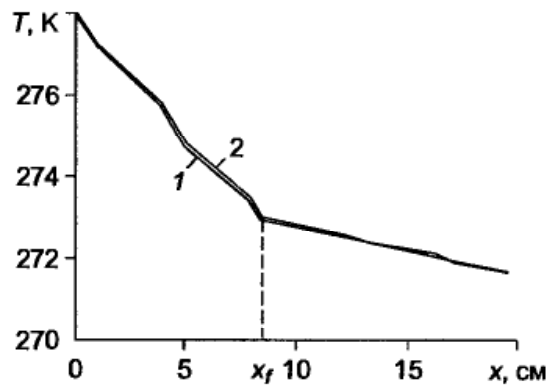


Рис. 6.10. Сравнение методов расчета динамики температуры:

1 – метод асимптотического усреднения; *2* – численный метод.

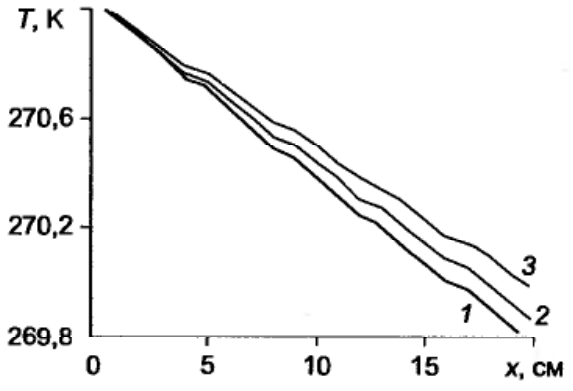


Рис. 6.11. Распределение температуры на момент времени $t = 24$ ч:

1 – лед–глина; *2* – песчаник–суглинок; *3* – песчаник–супесь.

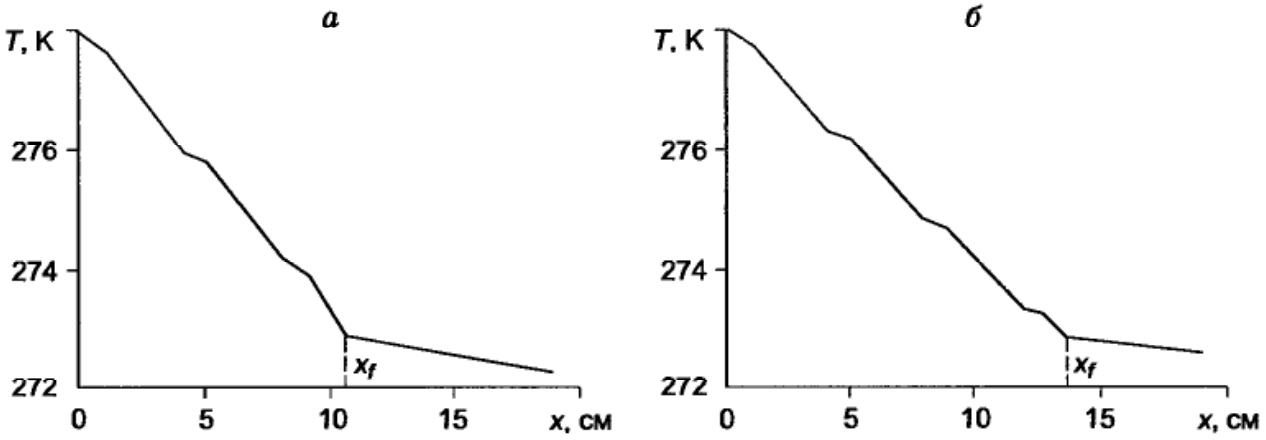


Рис. 6.12. Зависимость температуры $T \approx T_0 + \varepsilon T_1$ для слоистой среды на момент времени $t = 3$ сут.

а – песчаник–суглинок; *б* – песчаник–супесь.

Так, для слоя пористостью m_i плотность и коэффициент теплопроводности будут определяться выражениями

$$\begin{aligned} \rho_i &= \rho_D m_i + \rho_M (1 - m_i), \\ \lambda_i &= \lambda_D m_i + \lambda_M (1 - m_i), \end{aligned} \tag{6.38}$$

где $i = 1, 2$; индекс M – означает вещество матрицы, D – вещество, заполняющее поры (лед или вода).

На рис. 6.11 представлены распределения температуры в слоистой среде для трех вариантов слоистых сред с одинаковой геометрией включений на один и тот же момент времени и при одинаковых температурах $T^0 = 271$ K и $\varphi_0 = 268$ K.

Графики распределения температуры, построенные для вариантов песчаник–суглинок и песчаник–супесь с учетом плавления льда, заполняющего поры, приведены на рис. 6.12. При их расчете температура на границе области была принята равной $T^0 = 278$ K.

Следует отметить, что асимптотический метод усреднения является эффективным методом решения задач теплопроводности в структурно-неоднородных средах, в том числе и с фазовыми переходами, позволяющим получать эффективные теплофизические характеристики среды и при этом не только определять сглаженное (усредненное) температурное поле, но и учитывать структуру среды.

ВЫВОДЫ

В расчетах температурных полей горных пород, структура которых имеет стохастически однородное распределение, используется условие периодичности. При этом предполагается, что сам массив составлен из представительных объемов. Для расчетов сред с более сложной иерархически организованной структурой, в том числе случайной, также можно применять представленные в данной главе методы, а именно метод блоков и метод асимптотического усреднения. Необходимость привлечения вероятностных методов определяется случайным набором параметров граничных

условий и вероятностным характером распределения свойств массива горных пород. Учет случайных структур следует проводить с использованием метода Монте-Карло, основой которого при определении температурных полей будут метод асимптотического усреднения и метод блоков. Трудности заключаются в отсутствии достаточных вычислительных ресурсов для непосредственного моделирования каждого включения или для проведения расчетов на большом числе вариантов.

ЛИТЕРАТУРА

Бахвалов Н.С., Панасенко Г.П. Осреднение процессов в периодических средах. – М.: Наука, 1984. – 352 с.

Бейтмен Г., Эрдейи А. Высшие трансцендентные функции. – Т. 1. М.: Наука, 1973. – 296 с.; Т. 2. М.: Наука, 1974. – 296 с.

Вакуленко А.А. Связь микро- и макросвойств в упругопластических средах // Итоги науки и техники. Сер. Механика деформируемого твердого тела. – М.: ВИНИТИ, 1991. – Т. 22. – С. 3–54.

Власов А.Н., Соваторова В.Л., Талонов А.В. Использование метода асимптотического усреднения для решения задач теплопроводности с фазовыми переходами // Журн. прикл. механики и техн. физики. – 1995. – Т. 36, № 5. – С. 154–163.

Волков-Богородский Д.Б. О вычислении эффективных характеристик композиционных материалов с помощью блочного аналитико-численного метода // Динамические и технологические проблемы механики конструкций и сплошных сред: Материалы XII Междунар. симп. – М.: МАИ, 2006. – С. 41–47.

Волков-Богородский Д.Б. Применение аналитических расчетов на основе метода блоков в связных задачах механики сплошных сред // Прикладные исследования в механике: Тр. Всерос. науч.-практ. конф. (Москва, 7–11 апр. 2008 г.). – М.: Рос. ун-т дружбы народов, 2008. – С. 123–138.

Ильюшин А.А. Механика сплошной среды. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 287 с.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. – М.: Наука, 1964. – 488 с.

Колмогоров А.Н., Фомин С.В. Элементы теории функций и функционального анализа. – М.: Наука, 1972. – 496 с.

Кристенсен Р. Введение в механику композитов. – М.: Мир, 1982. – 334 с.

Ладыженская О.А. Краевые задачи математической физики. – М.: Наука, 1973. – 408 с.

Мейрманов А.М. Задача Стефана. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. – 239 с.

Победря Б.Е. Механика композиционных материалов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 336 с.

Соболев С.Л. Уравнения математической физики. – М.: Наука, 1966. – 444 с.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. – М.: Наука, 1977. – 745 с.

Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. – М.: Изд-во иност. лит., 1963. – 248 с.

Villa L.T. Some Remarks on a Heat Conduction Process with Change of Phase (Stefan Problem) // J. Math. Anal. and Appl. – 1990. – Vol. 152. – P. 455–460.

Глава 7

ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ И ИСКУССТВЕННЫЕ КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ

7.1. ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Хозяйственная деятельность оказывает прямое или опосредованное воздействие на природную среду, приводя к изменению поверхностных условий, температуры и свойств горных пород, а также вызывая развитие целого комплекса экзогенных процессов. В результате взаимодействия хозяйственного объекта с литосферой, гидросферой, атмосферой, биосферой возникают структуры, состоящие из сочетания природных и привнесенных человеком (техногенных) компонентов. Они получили название природно-технических систем (ПТС). В свою очередь, ПТС является разновидностью более широкого понятия – интегральная геосистема (ИГ), которая определяется как сложное пространственно-временное образование, состоящее из таких элементов или подсистем, как природа, население, хозяйство [Геоэкологические основы..., 1989]. В географии концепцию ПТС начали разрабатывать А.Ю. Ретеюм, К.И. Дьяконов, Л.Ф. Куницин, В.С. Преображенский. По одному из определений, "ПТС – любая комбинация из технического ~~устройства~~ объекта (или даже части его, выполняющей некоторую функцию) и природного ~~тела~~ образования любой размерности, технические и природные элементы которых обладают связью и объединяются единством выполняемой социально-экономической функции [Природа..., 1978].

Спецификой ПТС криосферы является их существенная зависимость от температурного фактора, поскольку их литогенной основой являются мерзлые породы или льды. Возникающие в процессе хозяйственной деятельности нарушения поверхности отражаются на параметрах деятельного слоя, температурном режиме многолетнемерзлых грунтов, интенсивности денудационных или аккумулятивных процессов. Однако вслед за этим могут изменяться и другие элементы мерзлотной геосистемы: происходит смена фитоценозов, режимов поверхностного и подземного стока, активизация мерзлотных рельефообразующих процессов и т. д. Возникает цепь взаимосвязанных процессов изменения параметров геосистемы. Причем в зависимости от интенсивности внешнего импульса и внутренних особенностей геосистемы изменения могут постепенно затухать или приобретать резонансное развитие, вплоть до полного разрушения геосистемы [Дроздов, 2004].

Как всякая система, ПТС характеризуется определенными пространственными и временными границами; структурой; свойствами; состоянием.

Характеристика структуры всякой системы сводится к выделению подсистем, элементарных систем, элементов систем, а также выявлению их взаимоотношений. Традиционно в ПТС обособляются две подсистемы – техническая и природная, иногда добавляется подсистема управления. Г.К. Бондарик природную подсистему определяет как сферу взаимодействия, другие авторы, о чем говорилось выше, рассматривают ее как зону влияния, третьи – как часть среды, совпадающую с границами технических сооружений.

По вопросу выделения пространственных границ ПТС существует две принципиально различных точки зрения. Согласно первой, границы ПТС совпадают с той частью территории, где располагаются технические сооружения или осуществляется какая-либо хозяйственная деятельность [Геоэкологические основы..., 1989]. Согласно второй, контур ПТС должен проводиться по границе зоны влияния техники (хозяйственной деятельности) на природную компоненту. При этом, как отмечает В.К. Епишин, речь может идти о границе зоны актуального (на некоторый фиксированный момент) влияния либо о границе зоны потенциального влияния [Епишин, 1985; Котлов, Юдина, 1991]. По-видимому, можно говорить и о третьем подходе к выделению границ ПТС – по границе сферы взаимодействия. Г.К. Бондарик сферу взаимодействия определяет как область геологической среды, внутри которой в результате взаимодействия с подсистемой "сооружение" изменяется течение природных процессов и развиваются инженерно-геологические процессы [Бондарик, 1981]. Стратегия управления и прогнозирование изменений ПТС различного масштаба должны базироваться на знании динамики естественной и техногенной составляющих и обеспечивать их оптимальное соотношение в конкретных природных условиях.

О временных границах ПТС

Началом формирования ПТС обычно считают начало строительства или какой-либо иной хозяйственной деятельности. Иногда за точку отсчета принимают момент разбивки сети натурных режимных наблюдений до начала освоения территории. В развитии ПТС в криолитозоне можно выделять две стадии: стадию неустановившегося режима и стадию установившегося режима.

На первой стадии (с момента возведения первых инженерных сооружений) происходит резкое расширение пространственных границ ПТС на поверхности ландшафтов и внутри толщ пород. Этот временной интервал характеризуется существенно нестационарными термовлажностными полями в грунтах. Ранняя стадия развития ПТС продолжается в среднем 60 лет. В этот период формируются параметры распределения температур в грунтах, соответствующие технологии производства (вплоть до оттаивания под тепловыделяющими сооружениями), заканчивается активное проявление инженерно-геологических процессов, деформации существующих объектов обустройства [Попков, 1996].

Завершение первой стадии Г.К. Бондарик предлагает фиксировать по времени относительной стабилизации инженерно-геологических процессов. Например, для ПТС "наземное сооружение–геологическая среда" – это момент завершения консолидации среды в основании сооружения, затухание осадки и т. д. В более сложных системах определить время смены режимов, конечно, намного труднее. Возникает проблема критериев оценки состояния ПТС. В общем виде неустановившийся режим характеризуется большими скоростями изменения среды под действием технических сооружений и средств, в то время как на стадии установившегося режима определяющее влияние на взаимодействие техники и среды оказывают природные процессы. Управляющие взаимодействия становятся стационарными или периодическими [Бондарик, 1981].

Зрелая стадия ПТС соответствует установившемуся состоянию или трендовому (однонаправленному с постоянной скоростью) изменению физических полей в грунтах, когда природная среда в целом и массивы горных пород находятся в устойчивом динамическом равновесии со сложившейся инфраструктурой инженерных сооружений. Одновременно стабилизируются или даже сужаются пространственные границы ПТС (по простиранию), но продолжается их продвижение в глубь грунтовых массивов с постоянной скоростью. Изменения геокриологических условий могут быть слабыми, сильными или коренными в зависимости от их влияния на инженерно-геокриологическое состояние территории.

Слабые изменения мерзлотных условий связаны с такими вариациями различных (одной или нескольких) характеристик многолетнемерзлых толщ (ММТ), величина которых не приводит к качественному изменению инженерно-геологических свойств пород и не вызывает активизации мерзлотных процессов или развитие новых.

Сильные изменения геокриологических условий определяются вариациями одной или нескольких характеристик ММТ, приводящими к ухудшению инженерно-геологических свойств пород (например, повышение среднегодовой температуры, увеличение амплитуды и глубины сезонного оттаивания пород), активизации существующих и развитию новых мерзлотно-геологических процессов (пучение и осадка грунтов, термокарст, термоэрозия и др.). При этом сохраняется многолетнемерзлое состояние пород, хотя в отдельных случаях может происходить либо разобщение ММТ с промерзающим зимой слоем пород, либо частичное оттаивание ММТ снизу.

Коренные изменения геокриологических условий определяются сменой знака среднегодовой температуры ММТ и ее многолетним оттаиванием, что приводит не только к существенному изменению всех инженерно-геологических свойств пород в связи с их оттаиванием, интенсивному развитию мерзлотных процессов (прогрессивному и необратимому развитию некоторых из них), но и к изменению гидрогеологических условий и рельефа.

В.К. Епишин природную и техническую подсистемы называет подсистемами 1-го порядка. Они, в свою очередь, разбиваются на подсистемы

2-го, 3-го порядков и т. д. Например, природная подсистема подразделяется на вещественную подсистему и подсистему энергетических полей. Далее в вещественной подсистеме выделяются подсистемы 3-го порядка: горных пород, подземных вод, рельефа и др. Подсистемы самого низкого уровня выступают в качестве элементов системы. А.Л. Ревзон выделение подсистем проводит по взаимоотношению технических элементов с конкретными компонентами природной среды: тропотехническая, акватехническая, геотехническая и т. п. Вероятно, правильнее считать их в данном случае не подсистемами, а элементарными системами.

Свойства ПТС, как всякой системы, подразделяются на совокупные и эмерджентные. Совокупные складываются из свойств отдельных подсистем, элементов, элементарных систем. К разряду эмерджентных свойств ПТС относятся открытость–замкнутость, управляемость, устойчивость, способность к адаптации, всякого рода балансовые параметры и т. д. Определение и оценка эмерджентных свойств ПТС, выбор критериев, интегральных показателей – отдельная проблема, активно прорабатываемая в современной науке. Под состоянием ПТС чаще всего понимают ее способность к функционированию. Традиционно выделяются два вида состояний – равновесное и неравновесное. Равновесие системы определяется динамичностью природной и надежностью технической составляющей.

Очевидно, что равновесие между природной и техногенной составляющими ПТС сохраняется лишь в случаях, когда степень техногенного воздействия не превышает пределов устойчивости первой из них. Разрушение ПТС связано с разрывом и преобразованием связей, структуры и функций природной, природно-антропогенной или антропогенной системы, в результате чего происходит потеря устойчивости, деградация и полное или частичное ее разрушение. Разрушению предшествует период накопления внешних воздействий. В это время происходит накопление деформаций, которые постепенно достигают пороговых значений. Для области распространения ММП основным отрицательным фактором устойчивости ПТС является повышение температуры пород до значений интенсивных фазовых переходов (около 0 °С). Ключевым моментом в решении проблемы выявления критических тепловых нагрузок на многолетнемерзлые породы является количественное определение пороговых и критических уровней воздействия. Под пороговым мы понимаем уровень воздействия, вызывающий значительные изменения основных параметров ММП (температура, механические свойства), которые все же остаются в пределах устойчивости [Грива, 2006]. Под критическими понимаются воздействия, выводящие параметры ММП за границу устойчивости. Критические нагрузки приводят к локальному или полному разрушению мерзлых пород, что соответствует состоянию экологического бедствия и проявляется в развитии или активизации комплекса опасных геокриологических процессов. Для установления критерия допустимого воздействия Ю.А. Израэль [1984] использует понятие обобщенной функции состояния экосистемы. Различие между предельно допустимым и фактическим состояниями характеризует экологический резерв системы. Для криогенных геосистем в качестве по-

казателя экологического резерва можно выбрать температуру мерзлых пород на подошве слоя годовых колебаний (за критическое значение принимается 0 °С) или глубину сезонного оттаивания.

Общей классификации криогенных ПТС в настоящее время еще не создано, но интенсивность проводимых в этом направлении работ показывает, что данная проблема будет решена в ближайшее время.

Нарушение поверхностных условий

Каждая техническая система характеризуется своим набором и масштабом нарушений в окружающей природной среде, которые в разных природных зонах приводят к различным последствиям. Специфика криолитозоны отражается в последствиях воздействий на геологическую среду, отличающихся специфической реакцией теплового поля горных пород (это имеет значение для механических свойств грунтов оснований сооружений) и реакцией интенсивности и экстенсивности проявлений экзогенных геологических процессов, определяемых многолетнемерзлым состоянием горных пород.

Наиболее сильные нарушения естественных геокриологических условий обусловливаются снятием растительного покрова, изменением условий снегонакопления, созданием площадных подсыпок в основаниях сооружений, изменением условий поверхностного и грунтового стока при строительстве линейных сооружений, а также комплексом воздействий в результате строительства и эксплуатации нефтегазодобывающих скважин.

Растительные, особенно мощные моховые, покровы оказывают, как правило, охлаждающее влияние на подстилающие грунты. Поэтому нарушение их сплошности приводит к увеличению глубин сезонного оттаивания грунтов, повышению среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород. В южной геокриологической зоне, где среднегодовые температуры ММП близки к 0 °С, удаление моховых покровов может привести к переходу среднегодовой температуры пород через 0 °С и многолетнему оттаиванию отложений. Севернее широты 68° удаление растительного покрова обычно не сопровождается многолетним протаиванием ММП, даже на участках с избыточным снегонакоплением. Однако на участках, где после удаления растительности формируется зеркало свободной воды, возможна резкая активизация термокарста. Южнее, вплоть до широты 65° на западе Севера Западной Сибири и примерно 63° с.ш. на ее восточной оконечности, удаление растительного покрова может привести к многолетнему оттаиванию грунтов на участках с избыточным снегонакоплением (небольшие залесенные участки, опушки лесов, ложбины стока, межбугровые понижения и др.). Еще южнее, вплоть до южных границ распространения ММП многолетнее оттаивание грунтов возможно на участках с нормальным снегонакоплением (возвышенные залесенные поверхности). Здесь удаление растительного покрова приведет к многолетнему оттаиванию на всех участках, где распространены многолетнемерзлые грунты (торфяники, бугры пучения и др.).

Термические свойства снежного покрова являются одним из самых значимых факторов геокриологических условий. Изменение снегонакопления при освоении территории в условиях метелевого снегопереноса, характерного для северных районов Западной Сибири, происходит в основном за счет создания ветровых преград – насыпей железных и автомобильных дорог, прокладке трубопроводов наземным способом в насыпи и т. д. При мощности снежного покрова больше критической (при которой среднегодовая температура грунтов на глубине сезонного оттаивания равна 0 °С) среднегодовая температура грунта принимает положительные значения и начинается многолетнее оттаивание мерзлых грунтов. В связи этим определение критической мощности снежного покрова является важной задачей геокриологического прогноза. Критическая мощность снежного покрова зависит от температурного режима воздуха, состава и свойств грунтов слоя сезонного оттаивания, теплофизических свойств снежного и напочвенного растительного покрова.

Изменения рельефа земной поверхности и нарушения температурного режима пород связаны как с планировочными работами под наземные сооружения, так и с добычей полезных ископаемых. При этом создаются искусственные формы микро- и мезорельефа (карьеры, отвалы, выемки, насыпи, терриконы), а также происходит новообразование и/или активизация природных экзогенных геологических процессов. В результате наблюдается существенная перестройка рельефа: увеличиваются протяженность и глубина вреза оврагов, неустойчивыми становятся склоны (происходят оплывы грунтовых масс, обрушение блоков породы и др.), формируются бугры пучения пород, термокарстовые просадки поверхности и т. д. В процессе освоения территории (строительстве дорог, шлейфовых трубопроводов и трубопроводов коллекторов, сооружений на подсыпках и др.) за счет изменения поверхностного стока формируются мелководные водоемы. В зависимости от глубины таких поверхностных водоемов либо донные отложения могут находиться в многолетнемерзлом состоянии, либо породы могут оттаивать и этот процесс приведет к развитию термокарста. Критическая глубина водоемов зависит от условий формирования ледяного покрова, мощность которого зависит от зимних температур воздуха и характера снегонакопления на поверхности льда, состава и свойств донных отложений. Неблагоприятные ситуации, связанные с развитием термокарста под мелководными водоемами, отмечаются на многих месторождениях Западной Сибири – Юбилейном, Заполярном, Бованенковском и др.

Создание площадных насыпей (обычно песчаного состава) на застраиваемых территориях в криолитозоне является одним из наиболее распространенных методов планировки местности и способов стабилизации или уменьшения глубин сезонного оттаивания льдистых пород в естественном залегании. Результаты натурных наблюдений показали, что тепловое влияние насыпей на подстилающие грунты неоднозначно и зависит не только от изменения верхних граничных условий, но и от режима увлажнения песчаной насыпи в течение года. В период снеготаяния происходит быстрое насыщение морозных песков насыпи за счет фильтрации практически

всей массы талых снеговых вод через поверхность площадки. При этом часть воды в объеме породы переходит в лед, который, однако, не заполняет поровое пространство полностью. Зеркало фильтрационного потока поднимается очень быстро (за несколько дней) и часто практически достигает поверхности площадки. Летние дожди поддерживают высокий уровень. С началом заморозков начинается понижение уровня потока, интенсивность которого зависит от фильтрационных свойств песков, размеров насыпи в плане, проницаемости подстилающих отложений и пр. Характерной является ситуация, когда темп снижения уровня в осенне-зимний период преввышает темп сезонного промерзания. Насыпные пески успевают дренироваться и промерзают при очень низкой весовой влажности. Поскольку летнее оттаивание и нагревание пород происходят при наличии в пределах тела насыпи слоя водонасыщенных песков, обладающих существенно более высокой теплопроводностью, чем слабовлажные пески в зимний период, возникает известный эффект положительной "температурной сдвижки", приводящий к возрастанию среднегодовой температуры пород относительно таковой на их поверхности. Формирование техногенных насыпей приводит к образованию более однородного температурного поля в подстилающих грунтах, особенно это относится к случаю высоких насыпей (более 2 м). С увеличением мощности насыпи влияние подстилающих пород на среднегодовые температуры уменьшается. Влияние теплофизических свойств подстилающих грунтов на их температурный режим сказывается в том случае, когда высота насыпи не превышает 1.0–1.5 м. Это действительно для всех режимов увлажнения насыпи. Выявленные закономерности позволяют также говорить, что создание насыпи может привести к развитию как аггрaдационных (на участках распространения ММП несливающегося типа), так и деградационных процессов. Например, новообразование мерзлоты на участке Заполярного ГКМ может начаться при высоте снега на насыпи менее 0.3 м для постоянно и периодически обводненной насыпи; для постоянно сухой насыпи – менее 0.9 м. Деградационные процессы могут происходить в случае, когда мощность снега более 0.3 м (для постоянно и периодически обводненной насыпи) и более 0.9 м для постоянно сухой насыпи. На основе полученных закономерностей можно прогнозировать локальное развитие неблагоприятных геокриологических процессов (например, пучения грунтов при аггрaдации мерзлоты или тепловых осадок при ее деградации).

Подрезка природных склонов, устройство дорожных насыпей и выемок полностью изменяют естественные ландшафты в полосе отвода дорог и вдоль трасс трубопроводов. Изменение мерзлотного режима вызывает пучение на дорогах, активизацию других мерзлотных процессов, требует постоянного ремонта дорожного полотна. Нарушение условий поверхностного стока сопровождается подтоплением и заболачиванием территорий вдоль дорог, а также развитием неблагоприятных криогенных процессов.

Степень инерционности мерзлотных геосистем и отдельных их параметров неодинаковая. Необходимо понять, какое изменение состояния следует считать выходом геосистемы из равновесия. Очевидно, что устой-

чивость криогенных систем может обеспечить только способность при данных воздействиях сохранять отрицательную температуру и мерзлый субстрат (содержать лед). Если именно так понимать предел устойчивости криогенной геосистемы, то он должен определяться количеством энергии, необходимой для повышения температуры систем до уровня фазовых переходов лед–вода. Такое количество энергии можно считать мерой кратковременной предельно допустимой нагрузки на систему. Обычно в реальных условиях длительная деградация криогеосистемы требует значительно меньшей энергии. Это связано с физикой прямых и обратных связей в геосистеме, когда одни процессы способны инициировать другие.

В зависимости от целей исследований и масштабов рассмотрения можно выделить несколько иерархических уровней ПТС криолитозоны.

1 – элементарная ПТС, связанная с взаимодействием отдельного сооружения с мерзлыми породами. В качестве пространственного объекта данные ПТС можно выделить как точечные (до нескольких квадратных километров). Здесь следует установить конкретные источники техногенеза в пределах крупных хозяйственных объектов, выявить параметры мерзлых толщ (температура пород, мощность СТС и др.) и особенности взаимодействия сооружений и мерзлых пород.

2 – хозяйственный комплекс, включающий совокупность сооружений, объединенных для выполнения определенных хозяйственных задач (предприятие в целом, населенный пункт и др.). ПТС данного уровня соответствует локальным пространственным образованиям (до нескольких десятков квадратных километров). Каждый из них характеризуется специфическими видами воздействия на геокриологические условия.

3 – отраслевой. На данном уровне рассматриваются крупные отраслевые технические системы (они реализуются на региональном масштабе и могут занимать площади в сотни квадратных километров). Данные ПТС включают разнообразные источники техногенеза, характеризующиеся специфическим для данной отрасли набором воздействий на криолитозону.

Типизация техногенных объектов как источников воздействия на криолитозону

Особенности, характер, интенсивность и направленность изменений природной среды и, как следствие этого, формирование геокриологических условий в том или ином районе, определяются, с одной стороны, естественными факторами (состоянием и строением окружающей природной среды), с другой – теми видами хозяйственной деятельности и техническими сооружениями, которые воздействуют на нее.

В зависимости от целей исследований технические системы изучаются на разных уровнях: региональном, локальном и детальном. На региональном уровне рассматриваются крупные технические системы, имеющие сложную внутреннюю инфраструктуру. Они включают разнообразные источники техногенеза, характеризующиеся различными воздействиями на окружающую среду – от точечных и линейных до площадных, от приповерхностных до глубинных. На этом уровне в технических системах долж-

ны быть выявлены главные виды воздействия на природную среду, возможные масштабы ее изменений, общие закономерности и тенденции экологических последствий. Локальный уровень исследования требует выделения в пределах региональных технических систем отдельных крупных источников техногенеза. Каждый из них характеризуется специфическими видами воздействия на геокриологические условия. На детальном уровне исследований следует установить конкретные источники техногенеза (отстойники, пруды-накопители и другие объекты в пределах промышленных предприятий, породные отвалы, обогатительные фабрики, хвостохранилища и т. п.) с количественной характеристикой экологически важных параметров.

Техногенные системы в каждом районе существуют в определенном диапазоне параметров, обусловливающих устойчивое состояние их и окружающей среды. Глобальное потеплении климата изменяет устойчивость природно-технических систем (потеря устойчивости грунтов, изменение воздействия техногенной составляющей на природную среду, усиление воздействия криогенных процессов на техногенную и природную компоненты). Следовательно, для каждой территории отраслевые особенности оценки геокриологических опасностей для устойчивого состояния ПТС будут несколько различаться.

Каждая отрасль хозяйства имеет свои особенности взаимодействия техногенной и природной составляющих, поэтому следует выделять отраслевую специфику природно-технических систем. Существующие источники техногенеза по особенностям, масштабам, интенсивности воздействия на природную среду, нарушению экологического равновесия можно объединить в семь крупных технических систем: градопромышленные, горнодобывающие, военно-промышленные, сельскохозяйственные, лесозаготовительные, гидротехнические, линейных сооружений. Каждая техническая система характеризуется своим набором и масштабом нарушений в окружающей природной среде, которые в разных природных зонах приводят к различным последствиям. Специфика геосистем криолитозоны проявляется в реакции теплового поля горных пород (сопровождающейся изменением механических характеристик грунтов в основании сооружений) и динамикой экзогенных геологических процессов, обусловленных многолетнемерзлым состоянием горных пород. Для каждой технической системы характерен свой набор негативных воздействий на окружающую природную среду и приводящих к созданию неблагоприятных ситуаций. Рассмотрим некоторые из них.

В градопромышленных системах основными видами воздействия являются: газопылевые выбросы промышленных предприятий, ТЭЦ, транспорта и др.; складирование разнофазных промышленных и бытовых отходов; утечки из водных коммуникаций, хранилищ и резервуаров; отбор воды для питьевого, промышленного и хозяйственного потребления; практически площадные статические и динамические нагрузки; техногенные тепловые потоки от сооружений; строительство многочисленных линейных сооружений, нарушающих естественный поверхностный и грунтовый

сток; практически площадное нарушение растительного и снежного покровов; значительные перемещения грунтовых масс и формирование техногенных грунтов и покровов со специфическими теплофизическими характеристиками (например, асфальта); тепловое загрязнение атмосферы, проявляющееся в формировании специфического микроклимата.

Загрязнение окружающей среды во многих городах ярко проявляется в зачернении поверхности снежного покрова, повышении уровня грунтовых вод и формировании техногенных водоносных горизонтов, подтоплении и заболачивании территорий, общем ухудшении инженерно-геологических свойств грунтов. Причинами этих процессов являются утечки из коммуникаций, изменение баланса подземных вод в результате асфальтирования, уничтожение естественных дрен и т. п.

Техногенные тепловые потоки приводят к повышению температуры грунтов, поверхностных и подземных вод. Тепловое загрязнение грунтов и подземных вод обусловлено инфильтрацией нагретых сточных вод, закачкой в глубокие водоносные горизонты промышленных стоков, тепловыделением промышленных и гражданских сооружений. Как известно, под влиянием градопромышленных систем формируются значительные по площади положительные температурные аномалии. Создание техногенного рельефа, в том числе засыпка естественных дрен, вызывает нарушение условий поверхностного стока и часто является причиной подтопления и заболачивания городских земель, возникновения или активизации термоэрозии, термокарста, оползней и других экзогенных процессов.

Экологические проблемы в городах связаны с захоронением твердых бытовых и промышленных отходов. Биохимический разогрев толщи бытовых отходов обусловливает развитие тепловых аномалий радиусом до 30 м с температурой до 50 °С.

По особенностям воздействия горнодобывающих систем на окружающую среду различают две крупные подсистемы, связанные с добычей твердых полезных ископаемых (угольных, рудных и нерудных) и с добычей нефти, газа и газоконденсата. Вентиляция подземных горных выработок нарушает тепловое поле горных пород. Изменение температурного режима пород и подземных вод, оттаивание грунтов осложняют горно-геологические условия добычи, условия труда шахтеров.

Экологические нарушения при разработке нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений, несмотря на линейно-очаговый характер самого источника техногенеза, проявляются на больших площадях и распространяются на глубину до 5–10 км. В криолитозоне вдоль стволов скважин происходит значительное изменение температуры горных пород, формирование ореола оттаивания. В околоскважинном пространстве развиваются суффозионные процессы, сопровождаемые образованием воронок, диаметр которых может достигать 40 м. При этом нарушается устойчивость скважин, и на промыслах возникают аварийные ситуации. На севере Западной Сибири отмечается усиление воздействий на окружающую среду в “очагах”, примыкающих к зонам освоения городских агломераций.

В лесозаготовительных технических системах вырубка леса сопровождается уничтожением естественных ландшафтов в полосе лесосек и по трелевочным трассам, деградацией биогеоценозов. В районе вырубок активизируется ветровая эрозия, формируются овраги, сели. Рубки представляют собой мощный площадной вид антропогенного воздействия, значительно изменяющий температурный режим мерзлых пород.

Существенное воздействие на окружающую среду в криолитозоне оказывают гидротехнические сооружения. Создание водохранилищ отражается на климатических условиях местности, изменяя ход суточных и сезонных температур, удлиняя безморозный период, повышая влажность воздуха, увеличивая скорости ветра. Радиус влияния водохранилища на климат зависит от прилегающего ландшафта. В равнинных условиях он наибольший и достигает 10–20 км. Под водохранилищами и их берегами формируются чаши протаивания, нередко активизируются мерзлотные процессы. В связи с увеличением безморозного периода меняется ледовая обстановка и весь характер водных экосистем. Подъем уровня воды вызывает подпор подземных вод, подтопление и заболачивание прилегающих территорий. При переработке берегов активизируются старые и возникают новые оползни. На равнинных водохранилищах берега отступают на сотни метров. Для крупных гидротехнических сооружений, как в равнинных, так и в горных областях, зона изменения свойств горных пород распространяется в среднем на глубины 50–100 м, а в плане на расстояние до 1 км от сооружения.

Наиболее сильные нарушения естественных геокриологических условий обусловливаются снятием растительного покрова, изменением условий снегонакопления, созданием площадных подсыпок в основаниях сооружений, изменением условий поверхностного и грунтового стока при строительстве линейных сооружений, а также комплексом воздействий в результате строительства и эксплуатации нефтегазодобывающих скважин.

По трассам линейных сооружений и в зоне их влияния факторами отрицательного воздействия на окружающую среду являются:

– подрезка природных склонов, устройство дорожных насыпей и выемок, которые полностью изменяют естественные ландшафты в полосе отвода дорог и вдоль трасс трубопроводов;

– активизация криогенного пучения грунтов и других мерзлотных процессов, требующая постоянного ремонта дорожного полотна;

– нарушение условий поверхностного стока, ведущее к подтоплению территорий вдоль дорог, развитию термокарста и заболачиванию местности;

– возникновение наледей в местах выходов подземных вод в основании искусственно подрезанных склонов, сброса дренажных вод из тоннелей и подземных дренажных систем.

На основе полученных закономерностей можно прогнозировать локальное развитие неблагоприятных геокриологических процессов (например, пучения грунтов при аградации мерзлоты или тепловых осадок при ее деградации).

Взаимовлияние нефтегазового техногенеза и геокриологических условий

Нефтегазовый техногенез на севере Западной Сибири отличается линейно-очаговым территориальным развитием. С точки зрения влияния техногенеза на геокриологические условия наиболее сильные их нарушения обусловливаются снятием растительного покрова при строительстве, изменением условий снегонакопления, созданием площадных подсыпок в качестве основания сооружений на газовых и газоконденсатных месторождениях; изменением условий поверхностного и грунтового стока при строительстве линейных сооружений (магистральных трубопроводов, трубопроводов коллекторов и шлейфовых трубопроводов в пределах месторождений, железных и автомобильных дорог), а также комплексом воздействий в результате строительства и эксплуатации нефтегазодобывающих скважин.

Бурение разведочных и эксплуатационных газодобывающих скважин приводит к растеплению окружающего скважину грунта и его оттаиванию. Экологические нарушения при разработке нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений проявляются на больших площадях и распространяются на глубину 5–10 км. В криолитозоне вдоль стволов скважин происходит значительное изменение температуры горных пород, в околоскважинном пространстве развиваются суффозионные процессы. Температура газа в залежах изменяется от 15 до 40 °С и более, а дебит скважин составляет сотни тысяч кубометров в сутки. Если не принять необходимых мер при сооружении скважин, то вокруг них формируются ореолы оттаивания грунта. На участках распространения льдистых и сильнольдистых грунтов образуются просадочные приустьевые воронки, повышаются нагрузки на обсадные колонны. На месте первичных приустьевых воронок активизируется процесс термокарста. Интенсивность этого процесса определяется двумя основными факторами: во-первых, криогенным строением верхней части ММП и, во-вторых, мощностью тепловых потоков от ствола скважины в толщу мерзлых пород. В качестве примера можно привести опыт эксплуатации месторождения Медвежье. По данным НТЦ "Надымгазпром" [Чугунов и др., 1997], в 1997 г. из 72 обследованных эксплуатационных скважин только в 15 не наблюдались термокарстовые образования (за исключением 11 скважин, находящихся в консервации). Объем воронок достигал 100 м^3, диаметр 6–8 м, глубина 8–10 м. После засыпки воронок песком их формирование продолжалось и далее.

Тепловой режим транспортируемого газа определяет влияние трубопроводов на вмещающие грунты, формирование сезонных и многолетних ореолов их оттаивания и промерзания и развитие криогенных процессов. В настоящее время транспортировка газа на магистральных трубопроводах Западной Сибири осуществляется со среднегодовыми температурами, изменяющимися в широких пределах – от достаточно высоких положительных до отрицательных. Все многообразие возможных режимов транспортировки газа требует типизации теплового состояния газопроводов. При этом следует учесть, что в любых мерзлотных условиях, даже в области сплошного распространения ММП, такое линейно-протяженное со-

оружение, как трубопровод, будет неизбежно пересекать талые участки (например, при подземной прокладке на участке подрусловых и подозерных таликов).

В основу типизации, используемой на кафедре геокриологии МГУ, положено соотношение среднегодовой (T_a), минимальной (T_{min}) и максимальной (T_{max}) температур газа, которое и определяет специфику этого взаимодействия. Выделены четыре типа тепловых режимов.

1. При $T_a < 0$ °С, $T_{max} < 0$ °С ("отрицательный" режим) на многолетнемерзлых грунтах происходит сокращение мощности СТС над трубопроводом вплоть до его полного исчезновения, оттаивания ММП вокруг трубы не наблюдается. На талых грунтах будут формироваться многолетние ореолы промерзания.

2. При $T_a < 0$ °С, $T_{max} > 0$ °С ("холодный" режим) на ММП многолетнее оттаивание исключается, однако в теплое время года вокруг трубы будут формироваться сезонные ореолы оттаивания, а на талых грунтах – ореолы многолетнего промерзания, частично оттаивающие в теплый период года.

3. При $T_a > 0$ °С, $T_{min} < 0$ °С ("теплый" режим) на ММП на фоне многолетних ореолов оттаивания будет происходить их частичное сезонное промерзание. Сезонные ореолы промерзания будут формироваться и на талых грунтах.

4. При $T_a > 0$ °С, $T_{min} > 0$ °С ("положительный" режим) на ММП образуются многолетние ореолы оттаивания. На талых грунтах происходит сокращение мощности СМС над трубой и возможно его полное исчезновение.

Результаты моделирования, проведенного на кафедре геокриологии МГУ Л.Н. Хрусталевым, показали, что газопроводы с разными тепловыми режимами формируют в окружающем грунте существенно различные ореолы оттаивания и промерзания. Ореолы оттаивания ММП при "теплом" режиме достигают 1.0–1.5 м, считая от нижней образующей трубы, и не промерзают полностью в холодный период года, т. е. под трубопроводом формируются ММП несливающегося типа. При "холодном" режиме сезонные ореолы оттаивания достигают 1.1 м под нижней образующей трубы, но в зимний период они полностью промерзают. При "отрицательном" режиме сезонные ореолы оттаивания, как правило, не достигают верхней образующей трубы [Хрусталев и др., 2004]. При "теплом" режиме транспортируемого газа на участках с полигонально-жильными льдами интенсивно развивается термокарст. На склонах, сложенных легко размываемыми породами, активизируется термоэрозия, приводящая к формированию оврагов, скорость роста которых достигает 20 м/год и более. На ровных поверхностях происходит заболачивание территории; многолетние ореолы оттаивания провоцируют всплытие газопроводов. В зимние месяцы формируются замкнутые зоны промерзающих сверху, сбоку и снизу талых грунтов. Если грунты водонасыщены и пучиноопасны, происходит их интенсивное морозное пучение и, как следствие, выпучивание газопроводов.

При "холодном" режиме также происходит выпучивание газопроводов за счет промерзания сезонных ореолов оттаивания. На склонах, сложенных легко размываемыми грунтами, формируются суффозионные во-

ронки, диаметр которых может достигать 10 м, а глубина – 4 м. Все эти негативные криогенные процессы вызывают неравномерные деформации газопроводов. Менее динамичная картина теплового взаимодействия газопроводов с ММП наблюдается при "отрицательном" режиме. Здесь отмечается только сезонное оттаивание грунта с дневной поверхности и не происходит оттаивания под нижней и около боковой поверхности газопровода. В отдельные годы над газопроводом к концу лета остается слой мерзлого грунта около 0.2 м.

Активное освоение углеводородного сырья на севере Западной Сибири связано с значительным техногенным воздействием на различные компоненты природной среды и изменением геокриологических условий. Так, на большей части одного из участков месторождения Медвежье в процессе обустройства был практически полностью уничтожен почвенно-растительный слой, произведена планировка поверхности и подсыпка грунта под здания, вертолетные площадки и дороги [Гарагуля, Гордеева, 1997]. При этом существенно изменились микрорельеф, высота и плотность снега, влажность грунтов, режим стока поверхностных и надмерзлотных вод. Резко возросла неравномерность снегонакопления: его высота увеличивается более чем в 2 раза в карьерах и на площадках снегоотвалов, на дорогах уменьшается до 5–10 см (при плотности более 0.3 г/см^3), на застроенной площадке высота снега варьирует от 0.1–0.2 до 1.5–2.0 м, местами снег постоянно счищается.

Отсыпка дорожных насыпей обычно сопровождается либо заболачиванием прилегающих ландшафтов с образованием мелких озер, либо формированием сосредоточенного стока. Если на склонах террас насыпь отсыпана даже под небольшим углом к общему уклону поверхности, то вдоль нее формируется сосредоточенный сток поверхностных вод и образуются эрозионные промоины. На плоских, ранее заболоченных участках вдоль насыпи появились мелкие блюдца воды. Отсыпка насыпей в полосах стока и в верховьях пологих логов всегда приводит к образованию мелких озер.

На дорогах и вертолетных площадках среднегодовая температура грунта у подошвы СТС понижается на 1–2 °С. Отмечен некоторый подъем кровли многолетнемерзлой толщи, особенно на участках с насыпным грунтом высотой более 0.8–1.0 м. При этом глубина сезонного оттаивания увеличилась в 1.2–1.5 раза (по сравнению с существовавшей ранее в естественных условиях). Именно повышение кровли ММП способствует заболачиванию участка, прилегающего к дороге. Стабилизация нового температурного режима происходит за 3–4 года.

На заболачиваемых участках наблюдалось погружение кровли ММП и образование несливающейся мерзлоты через 2–5 лет после начала эксплуатации производственного комплекса. В теплые годы глубина сезонного оттаивания значительно возросла по сравнению с наблюдаемой до строительства. Для положения кровли ММП характерны межгодовые колебания, обусловленные погодными условиями. За 5 лет наблюдений температурный режим пород не стабилизировался. Расчеты показали, что при сохранении тенденции к заболачиванию (с образованием блюдец воды глубиной 0.2–0.4 м) может начаться многолетнее оттаивание пород.

В отработанном карьере, заполненном водой, началось многолетнее оттаивание пород. Глубина залегания многолетнемерзлых пород, по данным геофизических работ, составила 5–7 м. В действующем карьере наблюдалось значительное (в 1.5–2.0 раза) увеличение глубины сезонного оттаивания с локальными пятнами несливающейся мерзлоты.

На участках, где при подготовке территории был удален мохово-торфяной слой, среднегодовая температура пород повысились на 1.0–1.7 °С, а глубина сезонного оттаивания увеличилась в 1.2–1.5 раза. Стабилизация нового температурного режима произошла за 5–7 лет.

Наименьшими изменениями геокриологической обстановки характеризуются участки с частичным удалением растительного покрова и достаточно хорошим дренажем поверхности. Здесь через 2–3 года началось восстановление растительности. Температурный режим пород соответствовал режиму на аналогичных ландшафтах с ненарушенными условиями. На выпуклых дренированных поверхностях, сложенных песчано-супесчаными породами, при глубине сезонного оттаивания более 1.0 м восстановление растительности идет хорошо по линии возобновления коренных сообществ через разнотравно-злаковые. В местах распространения с поверхности тонкодисперсных грунтов (глинистых, суглинистых), где глубина сезонного оттаивания невелика и почвы сильно увлажнены, восстановление идет медленнее, через стадию влажнотравно-злаковых ассоциаций. В понижениях рельефа восстановление растительности тормозится большой влажностью почвы. На склонах, сложенных песчаными грунтами, которые наиболее подвержены действию ветровой и водной эрозии, самостоятельное (естественное) восстановление растительного покрова идет очень медленно. На торфяниках с наиболее суровыми мерзлотными условиями восстановление растительности затруднено из-за низких температур почвы. Здесь формирование растительных сообществ происходит только при полном прекращении использования участка и только в тех случаях, когда слой торфа не разрушен и формируются болотные сообщества (осоково-пушицевые).

Многолетние геокриологические наблюдения, проведенные ВСЕГИНГЕО на трассах магистральных трубопроводов и на участках месторождений на севере Западной Сибири показали изменения температурного режима грунтов, увеличение глубины сезонного оттаивания, активизацию мерзлотно-геологических процессов [Геокриологический прогноз...., 1983; Ландшафты криолитозоны..., 1983]. Например, на участках с песчаными подсыпками изменение теплового состояния грунтов часто происходит неоднозначно. В одних случаях идет многолетнее оттаивание изначально мерзлых грунтов, в других промерзают изначально талые отложения. Режимные наблюдения на месторождениях Ямсовейское и Юбилейное дали следующие результаты.

На этапе создания песчаной насыпи на Ямсовейском месторождении, по данным геотермических наблюдений в скважинах, стало заметно холоднее, чем в предпостроечный период: среднегодовая температура грунтов понизилась на 1 °С, существенно больше стала глубина сезонного про-

мерзания (до 3–5 м). Это произошло главным образом благодаря снижению мощности и увеличению плотности снежного покрова и созданию насыпи с малой влажностью песчаного грунта. На этом же этапе при очень сходной технологии освоения месторождения Юбилейное изменения геокриологической обстановки оказались иными. На большей части промплощадки среднегодовая температура пород повысилась на 1.0–1.5 °С и составила –0.3...–0.5 °С. При этом глубина оттаивания грунтов достигла 2 м. Насыпь здесь оказала отепляющее влияние вследствие того, что при незначительных изменениях свойств снежного покрова увеличение глубины деятельного слоя привело к оттаиванию льдистых верхних горизонтов многолетнемерзлой толщи. Произошла просадка насыпи на глубину более 1 м, а также ее подтопление практически на всю мощность. Это, в свою очередь, привело к увеличению отепляющего влияния снежного покрова.

Наибольшее развитие на осваиваемой площади получила дефляция. Большинство современных песчаных раздувов приурочено к карьерам, дорогам и кустам скважин. Их размеры 0.1–6.0 км. Второе место по интенсивности занимают техногенное заболачивание и затопление. Дорожные насыпи и обваловки трубопроводов перехватывают поверхностный и грунтовый сток даже в незначительных понижениях, приводя к образованию болот и узких вытянутых озер. Нарушение теплообмена при снятии почвенно-растительного покрова активизирует термокарст. Широко развиты две его формы: термокарстовые западины, озерки; "четкообразный дренаж" (термокарст но руслу ручьев). Очагами активизации являются вездеходные колеи, зимники, опоры ЛЭП, траншеи и т. д. Резкая активизация эрозии связана с прокладкой дорог, зимников, трубопроводов, а также с эксплуатацией карьеров. Это приводит к повышению температуры ММП на 1–2 °С за 20 лет, которое вызвано в основном отепляющим влиянием снегонакопления вблизи разного рода отсыпок и связью с разрушением почвенно-растительного и торфяного покрова при строительных и других работах. Местами отмечается понижение температур ММП, вызванное увеличением суровости условий при уничтожении растительного (лесного) покрова.

Рассмотрим несколько конкретных примеров оценки параметров криолитогеной составляющей ПТС, приведенных в работе Д.С. Дроздова [2004].

Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение

Обустройство газовых промыслов создает колоссальную нагрузку на окружающую среду, ведущую в северных районах к активным изменениям. По всей протяженности Уренгойского НГКМ произошли трансформация природных ландшафтов и формирование различных комплексов техногенных отложений: техногенно-измененных, техногенно-переотложенных, техногенно-образованных и техногенно-обусловленных грунтов. Последние возникают под воздействием инициированных человеком природных процессов.

Под влиянием техногенеза сформировались следующие основные комплексы техногенных отложений района.

1. Комплекс техногенно-переотложенных (насыпных) пород транспортных сооружений – автодорог, железных дорог, мостов, магистральных трубопроводов, а также техногенно-измененных пород зон влияния этих сооружений. Состав насыпных грунтов: в северной части территории мелкие и пылеватые пески с линзами супесей и суглинков; в южной – мелкие пески, реже пылеватые пески и супеси. Мощность 1–3 м, местами до 5 м.

Техногенные породы комплекса распространены на всей исследуемой территории узкими полосами от нескольких сотен метров до 2 км. К техногенно-переотложенным в составе этого комплекса относятся группы насыпей, обваловок, обратных засыпок, складированный грунт на транспорных сооружениях (автодорогах, железных дорогах, в примыкании мостов, вдоль магистральных трубопроводов). В пределах исследуемой территории их состав существенно меняется с севера на юг и определяется составом грунтов в месторождениях стройматериалов. Меняется также мощность насыпных пород. Техногенные изменения горных пород вдоль транспортных сооружений вызываются рядом нарушающих поверхность процессов и имеют комплексный характер. В северной части территории это в основном подтопление за счет перехвата поверхностного стока, нарушение покровов (растительного и торфяного), избыточное снегонакопление и, как следствие, увеличение мощности, дополнительное увлажнение СТС и повышение температуры ММП. Масштабы процесса подтопления из-за отсутствия водопропусков столь значительны, что специально отслеживаются системой аэрокосмического мониторинга для предотвращения возможных аварий.

2. Комплекс техногенно-переотложенных (насыпных) пород газопромысловых и транспортных сооружений, а также техногенно-измененных пород зон влияния этих сооружений и технологических карьеров. Состав насыпных грунтов: в северной части территории пылеватые пески с линзами супесей и суглинков мощностью 1–3 м, местами до 5 м; в южной – мелкие пески мощностью 0.3–1.5 м, местами до 3 м. Комплекс распространен преимущественно в северной части территории, где строительство на льдистых суглинистых и торфяных грунтах требует мощных предварительных отсыпок. В южной части территории площадь таких отсыпок в районе газопромыслов существенно меньше, основу составляют техногенно-измененные породы. Это отсыпки мощностью до нескольких метров под объекты газопромыслов. Площадь их может значительно различаться. Для установок комплексной подготовки газа, компрессорных станций и других предприятий делаются отсыпки площадью до 1 км^2, иногда больше; для отдельно стоящих сооружений и объектов – до десятков гектаров; для кустов эксплуатационных скважин – несколько гектаров. На участках вблизи газопромысловых объектов многие техногенные изменения геологической среды связаны с площадными нарушениями поверхности: разовыми или многократными проходами техники, пожарами, созданием мелких карьеров, складированием грунта, стройматериалов, оборудования и т. д.

Техногенно-измененные породы комплекса тянутся полосой шириной 8–15 км вдоль осевой части месторождения от УКПГ-10 до УКПГ-1. Изме-

нениям подвержены преимущественно озерно-аллювиальные отложения ялбыньинской и зырянской свит (пески, пески перекрытые и с прослоями связных пород, реже пески, супеси, суглинки). Практически не затронуты изменениями глинистые отложения салехардской свиты. Основной вид техногенного изменения – это увеличение мощности СТС в местах нарушения поверхностных покровов, разгрузка грунтов и оттаивание ММП в пределах многочисленных песчаных карьеров.

3. Комплекс техногенно-измененных пород зон влияния сельскохозяйственных угодий. Комплекс имеет весьма ограниченное распространение и территориально совпадает с площадью пахотных земель на южной окраине г. Новый Уренгой (~1.5 км^2). Песчаные немерзлые породы ялбыньинской свиты подвержены здесь инфильтрации осадков, содержащих растворенные удобрения.

4. Комплекс техногенно-измененных пород зон влияния водозаборов и гидротехнических сооружений. Комплекс имеет ограниченное распространение. На рассматриваемой территории имеется два участка с таким характером изменений. Первый из них соответствует площади городского водозабора г. Новый Уренгой на правом берегу р. Седяха (~ 3.5 км^2), второй – площади технологического водозабора на левом берегу р. Табяха (~1 км^2). На площади городского водозабора изменения в немерзлых песчаных грунтах связаны в основном с дополнительным увлажнением и разрыхлением грунта при прокладке многочисленных водоводов, кабелей и пр. В пределах водозабора на р. Табяха происходит увеличение мощности СТС как за счет нарушения покровов, так и за счет тепловыделения водоводов (в том числе обогреваемых водоводов).

5. Комплекс техногенных образований свалок промышленных и бытовых отходов, а также техногенно-измененных пород зон их влияния. Специфические породы данного комплекса мелкими фрагментами разбросаны по всей исследуемой территории: вдоль дорог, у мест бурения разведочных скважин, возле УКПГ и других предприятий, нередко в карьерах. Накопления свалок представляют собой в разной степени уплотненную смесь разрушенных стройматериалов (бетонных, деревянных, полимерных) металлолома, резинотехнических изделий, бумаги, пластмассы, бытового мусора, стекла и пр. Техногенные изменения в подстилающих породах связаны в основном с загрязнением различными химическими и органическими веществами (окислами железа в наибольшей степени).

6. Комплекс техногенно-измененных пород зон селитебных, складских и производственных территорий. Комплекс сформировался на территории г. Новый Уренгой. На процесс его формирования оказывали влияние различные факторы, в том числе полное нарушение покровов и поверхности, планировка местности, дренирование грунтов, замачивание и подтопление грунтов, загрязнение всевозможными стоками и горючесмазочными материалами, прогревание за счет отепляющего воздействия сооружений и коммуникаций или выхолаживание за счет зимнего удаления снега. Грунты находятся в немерзлом состоянии, ранее существовавшие острова ММП протаяли, что вызвало аварийные деформации сооружений.

Динамика температуры грунтов

Техногенные объекты оказывают свое влияние на фоне природного повышения температуры ММП. В некоторых случаях оно весьма существенно. В непосредственной близости от сооружений температура пород повышается на 1–2 °С и более относительно фона, достигая +0.2...+0.5 °С на лесных и –0.3...–0.8 °С на тундровых участках.

Заметное повышение температуры пород отмечается в карьерах, у обваловок газопровода, в приграничных частях отсыпок на кустах газодобывающих скважин, т. е. там, где существуют благоприятные условия для снегонакопления. Температура ММП варьирует в этих условиях от –0.3 °С в южной лесотундре до –0.7...2.6 °С в северной.

Помимо изменений температуры ММП вблизи инженерных объектов в результате хозяйственной деятельности на территории Уренгойского месторождения произошла также активизация ряда экзогенных процессов как криогенного, так и некриогенного ряда: дефляции, эрозии и термоэрозии, термокарста, заболачивания и подтопления. Основные причины активизации – нарушение естественных покровов, изменение рельефа, нарушение стока поверхностных и грунтовых вод.

Норильский промышленный район

В процессе освоения Норильского промышленного района сформировалась инфраструктура, образованная системой техногенных комплексов и объектов. Большинство техногенных объектов обладают характерными признаками, хорошо дешифрируются и выделяются на ландшафтной карте.

Выделены следующие техногенные геосистемы.

1. Связанные с горнодобывающим производством. Объекты: пирротинохранилища, концентратохранилища, рудники, отвалы вскрышных пород, хвостохранилища, пруды накопители, концентратопроводы и т. д.

2. Связанные с селитебной зоной, промышленным и гражданским строительством. Объекты: жилые микрорайоны, заводы, АЗС, нефтебазы, гаражи, коммуникационные коллекторы, склады и т. д.

3. Связанные с дорожным хозяйством. Объекты: железные, автомобильные грунтовые дороги, насыпи, карьеры, мосты и т. д.

4. Связанные с водохозяйственной деятельностью. Объекты: водозаборы подземных вод, водоводы, водоочистные сооружения, насосные станции и т. д.

5. Связанные с энергетическими объектами. Объекты: ГЭС, ТЭС, электроподстанции, линии ЛЭП, золоотвалы и т. д.

6. Связанные с сельскохозяйственной деятельностью. Объекты: совхозы, коровники, теплицы и т. д.

Геокриологические характеристики

За счет естественной динамики климата (глобального потепления) температура многолетнемерзлых пород повысилась за период с 1975 по 1993 г. на 0.2...0.8 °С в южной части месторождения (южная лесотундра)

и на 1.1 °С в северной части (северная лесотундра). По данным стационарных наблюдений, потепление грунта составило 0.6...2.1 °С в южной части месторождения (южная лесотундра), 0.1...1.5 °С в центральной части (северная лесотундра) и 0...1.2 °С на северной его оконечности (южная тундра). Режимные наблюдения 1994–1997 гг. свидетельствуют о дальнейшем росте температуры ММП до 0.1...0.2 °С/год.

На фоне природного повышения температуры сильно сказывается влияние техногенных объектов на ММП. В непосредственной близости от сооружений температура пород повышается на 1...2 °С и более, достигая +0.2...+0.5 °С на лесных участках (южная лесотундра) и –0.3...–0.8 °С на тундровых участках (северная лесотундра). Заметное повышение температуры пород отмечается в карьерах, у обваловок газопровода, в приграничных частях отсыпок на кустах газодобывающих скважин, т. е. там, где существуют благоприятные условия для снегонакопления. Температура ММП варьирует в этих условиях от –0.3 °С в южной лесотундре до –0.7...–2.6 °С в северной. Мало отличаются от фоновых температуры ММП в пределах отсыпок дорог и площадок на кустах эксплуатационных скважин. На насыпях, проложенных через болота и ровные тундровые участки, температура составляет –3.4...–3.6 °С. Сильно превышает фоновую температура на участках переходов через лога (–1.1 °С) и в пределах бугристых тундр (–1.1...–1.8 °С).

На инженерных объектах и вблизи них отмечено существенное увеличение глубины сезонного оттаивания, а также возникновение техногенных чаш протаивания. Так, в пределах карьеров, вдоль дорог, зимников и трубопроводов, на насыпях СТС достигает 3–4 м, в отличие от 1.5–2.5 м на ненарушенных участках.

Оценку устойчивости мерзлых пород, обеспечивающих безопасное функционирование техногенной составляющей ПТС, следует проводить посредством установления причинно-следственных связей в цепочке "воздействие–изменение–последствие". Подобный анализ позволяет установить максимальную и минимальную величину воздействия, которые определяют и возможность устойчивого существования ПТС, и опасность возникновения необратимых последствий. При определении параметров существования криолитогенной компоненты большое значение имеет выбор репрезентативных показателей. Наиболее информативными параметрами, характеризующими прочностные и деформационные свойства мерзлых пород, являются температура на уровне нулевых годовых амплитуд и мощность деятельного слоя. Важность этих показателей определяется тем, что при нарушении природных условий динамика их изменений выражает направленность развития и интенсивность криогенных процессов, последствия которых сказываются на устойчивости инженерных сооружений и естественной стабильности природных геосистем.

7.2. Искусственные криогенные системы

Существует большая группа криогенных материалов, формирование которых, а следовательно, строение и свойства связаны не с природным

фактором, а с деятельностью человека. Данные материалы обладают своеобразным, отличным от естественного распространением на Земле. Человек определяет формирование того или иного типа льда с заданными свойствами в тех регионах, где природные факторы не позволяют формироваться льду в естественных условиях. После создания холодильников и хладоагентов искусственные ледяные образования (криогенные системы) стали создаваться за пределами криосферы. Изучение динамики криогенных систем, созданных искусственно, имеет не менее важное значение, чем естественных. Например, замораживание биологических объектов должно происходить с очень большой скоростью, для того чтобы не формировались крупные кристаллы льда, разрушающие клетки. Понимание особенностей развития искусственных криогенных систем (ИКС) дает возможность оптимизировать процесс их изготовления и при необходимости быстрого разрушения.

Под искусственными криогенными системами мы понимаем созданные и поддерживаемые с помощью определенных технологий льды и льдосодержащие материалы, обладающие заданными структурой и свойствами [Хименков, Гагарин, 2005]. Существует большая группа криогенных образований, строение и свойства которых определяется не естественно-историческими процессами, а целенаправленным подбором различных исходных параметров. При получении искусственных материалов, будь то льды или мерзлые грунты, применяются различные методы: подбор искусственных охладителей, создающих заданный температурный режим, формирование необходимого температурного поля, подача дозированных порций воды или грунта в зону промерзания, подготовка грунтовой массы с подобранным грансоставом, использование наполнителей, изменение химического состава грунтовой воды, формирование заданных форм и размеров создаваемых объектов. Каждый структурный элемент полученных материалов аналогичен природному, но сочетание этих элементов и свойства отличаются от естественных. Режимы их формирования также отличны от природных, то же можно сказать и о расположении в пространстве (достаточно рассмотреть насыпи транспортных коммуникаций, секущих все элементы рельефа). Соответственно, и взаимодействие полученных материалов и созданных объектов с окружающей средой отличается от природных аналогов. Именно поэтому все ИКС можно объединить в единый генетический тип благодаря общим основным закономерностям их образования, анализ которых может быть ключом к целенаправленному воздействию на формирование, существование и разрушение любой ИКС.

Для всех криогенных материалов основным элементом является лед – недорогой и легко получаемый материал. Подбором различных технологий можно получать льды и льдосодержащие материалы с самыми разнообразными свойствами. Еще одной особенностью рассматриваемых материалов является то, что при их создании заранее учитывается срок их существования, если естественные условия не позволяют сохраняться в течение данного срока, принимаются дополнительные меры воздействия для их сохранения. Все сказанное позволяет выделить искусственные льды и

льдосодержащие материалы (в том числе грунты) как искусственные криогенные системы, имеющие определенную структуру, внутренние связи, параметры устойчивости и взаимодействия с окружающей средой.

В последние десятилетия значительно возросли объемы строительства в труднодоступных районах Крайнего Севера, где применение традиционных строительных материалов связано с большими материальными затратами. В связи с этим повышенное внимание уделяется поиску наиболее дешевых способов возведения инженерных сооружений. Одним из направлений исследований в этой области является разработка методов использования в качестве строительного материала искусственного льда. Вопросами формирования различных видов искусственных льдов и их применения в строительстве в нашей стране занимались Б.А. Савельев, К.Ф. Войтковский, Р.М. Каменский, В.Р. Алексеев, Г.И. Сморыгин, А.А. Бубырь, Г.А. Каган, В.Е. Гагарин и другие. За рубежом этими вопросами занимались М. Накава, Р.Р. Левин, Л.С. Тьен, С.В. Черчил, В. Кеворкян, Д. Чен и другие.

В условиях полярных районов с устойчивыми низкими зимними температурами лед является одним из самых дешевых строительных материалов. Используя различные методы его приготовления, а также различного рода добавки и наполнители можно получать льдосодержащие материалы с широким диапазоном свойств. Искусственно приготовленный лед уже нашел применение для строительства холодильников, дамб, временных дорог, переправ, причалов, пандусов, искусственных платформ, оснований для инженерных сооружений, при создании теплоизолирующих покрытий, защитных конструкций на морских нефтегазодобывающих платформах. Промораживание применяется при закреплении хвостохранилищ, для создания льдопородных закладок в горных выработках, криогенной сепарации растворов.

Строительство в странах с низкими зимними температурами сопряжено с определенными трудностями. Бетонирование при отрицательных температурах приводит к образованию большого количества льда, что вызывает нарушение структуры бетона и уменьшение его прочности. Это объясняется тем, что практически вся вода быстро замерзает при температуре от –2 до –4 °С, при этом не успевают завершиться химические процессы твердения бетона, в самом бетоне возникают крупные поры. Создавая ИКС путем введения в состав пластификаторов – органических и неорганических соединений, добиваются постепенного льдообразования, по мере понижения температуры в массиве бетона. Кроме того, лед в бетоне с модификаторами менее прочный и плотный, чем в обычном бетоне, и водные растворы солей замерзают при меньшем увеличении объема, чем у воды.

Использование различных композитных материалов и полимерных добавок может значительно укрепить искусственные льды и льдосодержащие материалы, что существенно повышает эффективность их применения. С 1970-х гг. в США построены десятки ледяных буровых платформ, с которых были открыты крупные месторождения нефти на шельфе. В России были лишь единичные попытки создания ледяных платформ на шельфе.

В северной части Западной Сибири ежегодно заливается нефтью и нефтепродуктами более 1000 га площадей [Медведев, Шешина, 2001]. Создание ИКС с использованием загрязненных грунтов для промышленного строительства (например, в качестве земляного полотна) дало бы большой экологический и экономический эффект, поскольку сейчас эти грунты просто сгребаются в огромные бурты. В связи с этим необходимо подробное исследование свойств криогенных систем, в состав которых входят тяжелые углеводороды.

Вовлечение в эксплуатацию рудных месторождений со значительными объемами отвалов вскрышных пород формирует специфические техногенные геологические тела. Например, на месторождении Кубака в Магаданской области с 1994 по 2004 г. были сформированы террасированные отвалы вскрышных пород массой более 30 млн т и объемом более 20 млн м^3. Мощность отдельных отвалов достигает 60м, линейные размеры до нескольких сотен метров [Моторов, 2008]. В условиях криолитозоны при промерзании крупноглыбовых отвалов формируются высокольдистые образования, ближайшим природным аналогом которых являются каменные глетчеры. Объемная льдистость данных ИКС может превышать 50 %. При льдистости более 30 % обломки горных пород приходят во взвешенное состояние и ледово-каменные массивы приобретают свойство вязкопластического течения. Исследования О.В. Моторова [2008] показали, что для техногенных каменных глетчеров можно выделить пять динамических стадий: 1) наращивание ледяного горизонта, 2) отрыв от коренного ложа, 3) рост скорости движения, 4) стабилизация скорости, 5) стабилизация и переход в отмершее состояние.

Другая, интенсивно развивающаяся группа криогенных образований приурочена к теплым регионам Земли, где криосфера отсутствует или проявляется эпизодически. В этих регионах, помимо холодильных установок и установок для приготовления льда, в последние десятилетия в строительстве широко применяется искусственное промораживание слабых, водонасыщенных грунтов. Кроме этого повсеместно, вплоть до экватора, создаются искусственные катки и снежные площадки. Все это говорит о том, что данное направление в применении криогенных систем, несомненно, будет расширяться.

Специфические ИКС формируются при физико-химических способах борьбы с обледенением (например, на дорогах). Химические добавки вызывают плавление льда при отрицательной температуре. При этом формируются системы, состоящие из жидкого рассола и кристаллов льда. В то же время подбор смеси льда и определенных химических элементов позволяет создавать в условиях среды с положительными температурами охлаждающие элементы с низкими отрицательными температурами.

В настоящее время не существует какой-либо общей систематизации и классификации ИКС, хотя даже далеко не полный перечень, приведенный выше, показывает их большое разнообразие. При построении частных, прикладных классификаций следует исходить из основных задач решаемых при получении ИКС, – условий льдообразования в среде, технологий формирования и целей их создания. Разработка общей концепции созда-

ния ИКС должна базироваться на теоретических данных, которые наиболее успешно объясняют процессы, происходящие при льдообразовании в различных средах, что позволит подбирать эффективные механизмы управления формированием криогенных систем с заданными свойствами. На наш взгляд, этому соответствует теория кристаллизации воды как структурированной жидкости, молекулы которой объединяются в ассоциации – кластеры. В жидкости вблизи растущего кристалла формируются ассоциации молекул с "ледяной решеткой". Рост кристаллов льда происходит не непрерывно вследствие отложения на их гранях отдельных молекул, а скачками за счет присоединения ассоциатов [Голубев, 1999]. При фиксированных термодинамических условиях существует определенный статистический пространственный каркас ассоциатов, имеющих статистическое распределение по размерам. Интересные результаты дает анализ структуры воды методом Монте-Карло [Вода..., 2003]. Он позволяет дифференцировать разные более или менее вероятные наборы конфигураций и показывает, что структура воды ни в коей мере не аппроксимируется моделью случайной четырехкоординированной сетки Н-связей. Он подтверждает, что в ней выделяются фрагменты, сохраняющие "льдоподобную" упорядоченность – кластеры.

Представляет интерес прогноз изменения структуры воды под воздействием внешних факторов, таких как поверхности разделов, давления, температура, сольватация. Свойства и структурные особенности строения межфазной области ответственны практически за все процессы формирования и существования ИКС. Обычно выделяют несколько типов межфазных границ: твердое тело–жидкость, твердое тело–газ, жидкость–жидкость и жидкость–газ. Во всех случаях имеется некая пограничная область между объемными фазами, где возникает градиент свойств. Для каждого из этих случаев характерно изменение свободной энергии, связанное с образованием поверхности. Границу раздела фаз следует представлять как промежуточную фазу, обладающую свободной избыточной энергией, которая сопряжена с силами, участвующими в формировании границы раздела. При этом возмущения, возникающие в момент образования пограничного слоя, сказываются на структуре и строении жидкости в межфазной области.

Анализу значений поверхностных потенциалов воды следует уделять особое внимание, поскольку именно эта величина является фактором, знание которого позволяет качественно и корректно решать проблемы формирования ИКС в определенных термодинамических условиях.

Получение ИКС с заданными свойствами возможно различными путями:

– воздействием на формирование определенных размеров ассоциатов у растущей поверхности льда;

– через обеспечение необходимых соотношений между растущей поверхностью кристалла, подводом требуемого количества ледяных ассоциатов и разнообразных примесей, включая грунтовый массив.

– посредством обеспечения проникновения определенного количества используемых примесей в структуру кристаллов льда.

Воздействия осуществляются подбором температурного режима промораживания, подбором концентрации примесей в воде или влажности в грунте, а также применением определенных добавок химических элементов, минеральных примесей или органических соединений.

Эффективны физико-химические способы целенаправленного изменения свойств искусственных льдов и мерзлых грунтов. Проиллюстрируем данный тезис конкретным примером. Была проведена серия экспериментов по приготовлению мерзлых образцов с добавкой в воду небольших (доли процента) концентраций поливинилового спирта (ПВС). Как показали опыты, добавки ПВС значительно упрочнили полученные льды и мерзлые грунты. Кратковременная прочность во льдах, приготовленных различными способами, увеличилась с 3 до 8 раз, временная прочность смерзания у суглинка возросла на 30–50 %, а длительная прочность – на 560 %. Исследования показали, что после оттаивания резко увеличивается сопротивляемость грунтов размыву (до 20 раз). Такие значительные изменения свойств обусловливаются специфическим взаимодействием структуры ПВС с растущим кристаллом льда. В результате промораживания формируется сложная композитная система. Полимер, проникая в структуру ледяных кристаллов, армирует их и увеличивает прочность. Изменение свойств криогенных систем физико-химическими методами чрезвычайно плодотворное направление. Несомненно, что кроме ПВС имеется еще множество веществ, не менее эффективно изменяющих свойства криогенных систем. Физико-химические методы воздействия на ИКС позволяют управлять процессами миграции влаги, пучения, криогенного структурообразования, их можно эффективно использовать для уменьшения повреждения корневой системы растений при промерзании, получать материалы с определенными структурными свойствами, например фильтры и сорбенты.

Диапазон применения физико-химических методов воздействия на криогенные системы чрезвычайно широк. В настоящее время исследования в данном направлении находятся в начальной стадии. Необходимо создание общей теории взаимодействия растущего или разрушающегося кристалла льда с различными веществами.

Известно, что при кристаллизации воды происходит разделение зарядов. Например, при замораживании чистой бидистиллированной воды разность потенциалов между льдом и водой достигала 60–80 В. Лед имеет по отношению к воде положительный потенциал [Шавлов, 1996]. Добавление разных солей в раствор, различные их концентрации и изменение скорости кристаллизации приводят к изменению величины разности потенциалов между льдом и водой. Разделение электрических зарядов на фронте кристаллизации оказывает значительное влияние на структуру кристаллов формирующегося льда. Таким образом, влияя искусственным электромагнитным полем на зону льдообразования, можно целенаправленно менять строение и свойства ИКС.

Возможно, перспективным окажется при формировании искусственных криогенных систем комбинирование различных сочетаний тепловых и электромагнитных полей с подобранными химическими веществами и

высокомолекулярными соединениями. Чрезвычайно интересным является обнаружение эффекта ускорения некоторых биохимических реакций при кристаллизации водных растворов. Обнаружено, что в замороженных водных растворах в моменты фазовых переходов, связанных с образованием кристаллической фазы, химические реакции могут ускоряться в сотни тысяч раз по сравнению с темпом реакции при отсутствии фазового перехода при той же температуре [Шавлов, 1996]. Единой общепринятой модели химических реакций в замороженных растворах пока не существует. Для понимания причин каталитической активности необходимы всесторонние исследования физических и химических процессов, протекающих на фронте кристаллизации.

Искусственные криогенные материалы и конструкции играют все большую роль при формировании природно-технических систем. Данные системы включают природные и техногенные составляющие. Искусственные криогенные системы выполняют в ПТС самые разнообразные функции: формируют литогенную основу сооружений с заданными свойствами (насыпи, основания фундаментов); обеспечивают возможность проведения работ в неблагоприятных условиях (замораживание грунтовых массивов при прокладке подземных коммуникаций в водонасыщенных грунтах); являются конструктивными элементами (дамбы, ледовые причалы, подземные холодильники); служат изолирующими материалами и т. д.

В настоящее время возникла необходимость разработки общей теории формирования ИКС. Это обусловлено необходимостью для каждого региона Земли, с учетом конкретных климатических условий и практической необходимости, подобрать оптимальные способы создания искусственных льдов и льдосодержащих материалов с заданными строением и свойствами. Целью данных работ является получение новых, сравнительно дешевых, экологичных криогенных материалов и создание эффективных криотехнологий, используемых в разных отраслях народного хозяйства. Уже формируется новая комплексная отрасль знания, объектом которой являются искусственные льды и льдосодержащие материалы, она стихийно развивается в рамках различных отраслей науки и производства. Искусственные криогенные системы являются не только результатом передовых научных исследований, но и востребованным в экономике высокотехнологичным продуктом.

ВЫВОДЫ

Техногенное воздействие, связанное преимущественно с созданием объектов газодобывающей промышленности, приводит к формированию широкого комплекса техногенных геосистем и техногенных отложений (в основном техногенно-измененных и техногенно-переотложенных).

С большинством техногенных геосистем связано дополнительное повышение температуры ММП, составляющее приблизительно 1–2 °С за 20 лет. Повышение вызвано в основном с отепляющим влиянием снегонакопления вблизи разного рода отсыпок и с разрушением почвенно-растительного и торфяного покрова при строительных и других работах. Лишь

местами отмечается понижение температур ММП, вызванное увеличением суровости условий при уничтожении растительного (лесного) покрова.

Спецификой ПТС криосферы является их существенная зависимость от температурного фактора, поскольку их литогенной основой являются мерзлые породы или льды. Возникающие в процессе хозяйственной деятельности нарушения поверхности отражаются на параметрах деятельного слоя, температурном режиме многолетнемерзлых грунтов, интенсивности денудационных или аккумулятивных процессов, вслед за этим могут изменяться и другие элементы мерзлотной геосистемы – возникает цепь взаимосвязанных процессов изменения параметров геосистемы. В зависимости от интенсивности внешнего импульса и внутренних особенностей геосистемы изменения могут постепенно затухать или приобретать резонансное развитие вплоть до полного разрушения геосистемы.

Формирование, существование и разрушение ПТС и ИКС при наличии достаточной информации о начальных условиях наиболее прогнозируемо и детерминированно по сравнению с естественными криогенными системами. Это связано с тем обстоятельством, что внешние воздействия (и тепловые, и механические) заранее известны. Состав и строение криолитогенной составляющей ПТС изучается при инженерно-геологических изысканиях, а для ИКС состав и структура материала задаются исходя из целей.

Масштабы и роль ПТС со временем будут только возрастать. ПТС охватывают и трансформируют практически всю территорию распространения криолитозоны. Если в настоящее время основные усилия исследователей направлены на обеспечение устойчивости инженерных сооружений в области распространения ММП, то в ближайшее время возникнет проблема оценки аккумулятивного воздействия ПТС на криолитозону в целом. Очевидно, что в зависимости от региональных и отраслевых особенностей воздействия будут различаться.

Роль ИКС в экономике пока еще не оценена, но очевидно ее значительное возрастание. Данные материалы давно используются в северных регионах. В последние десятилетия их применение наблюдается повсеместно. Строительство громадных центров зимних видов спорта в южных районах, увеличение использования искусственного льда в пищевой промышленности, применение искусственно промороженных грунтов в инженерной практике и многое другое. Несомненно, ИКС как особый тип криогенных систем требует глубокого теоретического осмысления и экспериментального исследования.

Со второй половины XX в. наблюдается тенденция преодоления человечеством сезонной цикличности ведения хозяйства. На севере возводятся значительных размеров объекты (спортивные залы, торговые комплексы, жилые и промышленные сооружения), создающие благоприятную среду обитания с комфортным микроклиматом и позволяющие ликвидировать воздействие низких температур. То есть наблюдается своего рода потепление. В то же время в южных регионах Земли, даже на экваторе, люди могут круглый год кататься на коньках и лыжах. То есть в наличии все признаки похолодания климата. Таким образом, человечество для дости-

жения своих хозяйственных целей и комфорта активно преобразует и нивелирует один из основных факторов определявших жизнь человека в течение тысячелетий, – сезонное криогенное воздействие. Преодоление влияния этого фактора связано со значительными энергетическими затратами и вносит существенный вклад в глобальное потепление, которое, в свою очередь, оказывает влияние на криолитозону.

ЛИТЕРАТУРА

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. – М.: Недра, 1981. – 256 с.

Вода: структура, состояние, сольватация. Достижения последних лет. – М.: Наука, 2003.

Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И. Типизация изменения геологической среды криолитозоны при обустройстве газовых месторождений (на примере Западной Сибири) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 1997. – № 6. – С. 47–54.

Геокриологический прогноз для Западно-Сибирской газоносной провинции / Отв. ред. С.Е. Гречищев. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 182 с.

Геоэкологические основы территориального проектирования и планирования. – М.: Наука, 1989. – 144 с.

Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Теоретические основы конжеляционного льдообразования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 104 с.

Грива Г.И. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений полуострова Ямал: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Томск, 2006. – 46 с.

Дроздов Д.С. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Тюмень, 2006. – 49 с.

Епишин В.К. Природно-технические системы // Теоретические основы инженерной геологии. Социально-экономические аспекты. – М.: Недра, 1985. – С. 36–45.

Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. – М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1984. – 560 с.

Котлов В.Ф., Юдина Р.Н. Концептуальное моделирование геологической среды на основе системных представлений // Инж. геология. – 1991. – № 1. – С. 132–143.

Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 165 с.

Медведев С.А., Шешина О.Н. Эколого-геохимические особенности криолитозоны севера Западной Сибири // Материалы Второй конф. геокриологов России (Москва, 6–8 июня 2001 г.). – Т. 4. Инж. геокриология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 335 с.

Моторов О.В. Состав, строение, температурный режим промерзающих отвалов горных пород и возможность их эволюции в каменные глетчеры: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Якутск, 2008. – 19 с.

Попков О.Н. Развитие природно-технических систем нефтяного месторождения в криолитозоне // Материалы Первой конф. геокриологов России. Т. 4. Инж. геокриология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 330 с.

Природа, техника, геотехнические системы. – М.: Наука, 1978. – 151 с.

Хименков А.Н., Гагарин В.Е. Искусственные криогенные системы // Материалы Третьей конф. геокриологов России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. – Т. 1. – С. 119–125.

Хрусталев Л.Н., Ткачев Е.И., Васильева А.О. Вероятностный подход к выбору оптимальных решений по прокладке трубопроводов в криолитозоне // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 3. – С. 68–73.

Чугунов Л.С., Березняков А.И., Грива Г.И. и др. Проблемы устойчивости добывающих скважин месторождений полуострова Ямал. – М.: ИРЦ Газпром, 1997. – 159 с.

Шавлов А.В. Лед при структурных превращениях. – Новосибирск: Наука. Сиб. издат. фирма РАН, 1996. – 188 с.

Глава 8

ИЗУЧЕНИЕ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ. ПРОБЛЕМЫ, ПОДХОДЫ, МЕТОДЫ

8.1. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ РАЗРУШЕНИЯ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

Согласно принятому в данной работе геосистемному подходу, криолитозона представляет собой совокупность иерархически организованных криогенных геосистем. Основным элементом всех криогенных геосистем, обеспечивающих их особые качества, является лед. На Земле лед в большинстве случаев существует при температурах близких к точке плавления. Трудно отыскать территории, где длительное время сохранялись бы стабильные термодинамические условия, обеспечивающие неизменное состояние криогенных систем после их формирования. Даже наиболее устойчивые криогенные системы литосферы, существующие сотни тысяч лет, подвергаются значительным деформациям. Эволюция криогенных геосистем любого уровня происходит крайне неравномерно. Спокойные периоды квазистационарного, устойчивого состояния в равновесии с окружающей средой сменяются этапами потери устойчивости, когда внутренние связи ослабевают (и даже разрушаются) и сменяются напряженными критическими периодами. При этом происходит самоорганизация новых структур, соответствующих новым условиям. Разрушение структурных связей и нарастающий хаос сначала обеспечивают возможность изменения прежней траектории развития при потере устойчивости, а затем обусловливают формирование структуры устойчивой криогенной системы, находящейся в равновесии с новыми условиями существования. Попадая в зону нестабильности, она приобретает некоторую непредсказуемость развития. Возникают различные синергетические и резонансные эффекты как способствующие самосохранению системы, так и резко усиливающие процессы разрушения. Области неустойчивого состояния характеризуются наличием критических точек, в которых состояние системы является наиболее неопределенным (все потенциально возможные траектории дальнейшего развития равновероятны). В этом состоянии дальнейшую судьбу системы могут определить малейшие внутренние флуктуации или незначительные внешние воздействия. При этом даже при малых управляющих воздействиях можно ожидать развития больших нелинейных эффектов. При иерар-

хической организации систем критические состояния на разных уровнях не обязательно совпадают. Один и тот же процесс может приводить к перестройкам структуры на одном уровне и сохранять устойчивое состояние на другом. Поэтому при описании устойчивых и критических состояний следует фиксировать уровень, на котором изучается система. Резкость перехода системы через критическое состояние можно измерять отношением отрезков времени (или длины в случае пространственной аналогии), на которых происходит качественная перестройка системы, к отрезкам времени (длины), где происходят количественные изменения, подготавливающие это преобразование. Как правило, стадия критического перехода короче стадии накопления количественных изменений [Экосистемы..., 1989].

Криогенные геосистемы представляют собой сложные многокомпонентные образования. Им должна соответствовать не менее сложная система приемов и методик исследования, отвечающая структуре и свойствам самого объекта и адекватно отражающая его строение и историю развития. В настоящее время в геокриологии и в смежных науках уже разработана система стандартных методик изучения строения и свойств мерзлых грунтов. При использовании в исследованиях криолитозоны системного подхода общепринятые методики должны быть дополнены новыми. К ним в первую очередь относится анализ неоднородностей и динамики иерархически организованных геосистем, изучение граничных зон между ними, оценка критериев устойчивых и критических состояний криогенных геосистем. В данной главе рассмотрены некоторые (далеко не все) методические подходы, наиболее близкие к рассматриваемой проблематике.

Степень инерционности мерзлотных геосистем и отдельных их параметров неодинакова. Необходимо понять, какое изменение состояния следует считать выходом геосистемы из равновесия. Очевидно, что устойчивость криогенных систем может обеспечить только способность при данных воздействиях сохранять отрицательную температуру и мерзлый субстрат (содержать лед). Если именно так понимать предел устойчивости криогенной геосистемы, то он должен определяться количеством энергии, необходимой для повышения температуры систем до уровня фазовых переходов лед–вода.

Исследование реакции криолитозоны на глобальные изменения климата выявили недостаточное понимание процессов, происходящих на локальном уровне. При устойчивой и направленной общей тенденции изменения климата реальное поведение мерзлых пород на отдельных территориях и даже на близлежащих участках резко различается. Выше было показано, что даже для выделяемых как однородные территорий разброс значений параметров существенный. Следовательно, и устойчивость к внешним воздействиям различных участков таких территорий будет различной.

Получение общих пороговых и критических значений изменений температуры мерзлых грунтов на какой-либо территории разбивается на поиск данных параметров для выделенных однородных ландшафтных участков. Таким образом, моделирование теплового состояние ММП рассматриваемой площади разбивается на серию многочисленных оценок локальных участков. Например, только для территории Бованенковского

месторождения таких участков выделено 12. В каждом из них учитываются условия снегонакопления; термическое сопротивление напочвенных покровов в зимний и летний периоды; литологический состав верхней части мерзлой толщи; льдистость и засоленность пород; теплофизические свойства грунтов.

Учет этих параметров для всех выделенных типовых участков уже является трудновыполнимой задачей, которая еще больше усложняется, если принять во внимание, что и в пределах выделенных районов существуют значительные неоднородности, приводящие к разбросу температур грунтов, достигающих 4 °С. Распределение данных неоднородностей в пределах типовых участков не всегда понятен. В целом задача выявления пороговых и критических состояний ММП на однородных участках при направленных изменениях температуры с определенными допущениями решается успешно. Значительные трудности могут возникнуть при переходе к анализу геосистем более крупного ранга, например к прогнозу развития территорий.

Существующие в настоящее время методы оценки и прогноза реакции мерзлых пород на климатические изменения сводятся к анализу изменения температур и свойств мерзлых грунтов. Это имеет большое значение при рассмотрении мерзлых грунтов как оснований инженерных сооружений, поскольку их несущая способность в значительной мере определяется температурами. В отношении природных геосистем гораздо важнее определить, как будет происходить их разрушение после перехода критических тепловых нагрузок, т. е. направленного оттаивания. В этом случае необходимо учитывать процессы удаления и перераспределения вещества (воды, грунтовых масс) после оттаивания. Эти процессы, выделяемые в целом как термоденудационные, и приводят к развитию природных катастроф. При оценке потенциальных очагов развития опасных криогенных процессов методически правильным будет использование того же подхода, что и при оценке пороговых и критических тепловых нагрузок, рассмотренную выше. Сначала также определяются однородные ландшафтные участки, в пределах которых выделяются потенциальные ослабленные очаги, где прежде всего и начнется развитие опасных криогенных процессов. Типизацию очагов следует проводить по степени сложности геокриологических условий. Реализация потенциала этих условий рано или поздно приведет к возникновению разного количества процессов с различной активностью на определенной площади. Следовательно, типизировать очаги можно только по предполагаемому проявлению криогенных процессов, т. е. по прогнозируемым открытым очагам [Чеховский, 1994].

Выделяются три типа открытых (проявленных) очагов опасных криогенных процессов: точечные, локальные и площадные. Им соответствуют три категории потенциальных очагов, названные простыми, сложными и опасными.

Точечные (простые) очаги представляют собой единичные формы активного проявления одного или двух криогенных процессов. Например, замкнутые термокарстовые просадки различной глубины с признаками вытаивающих подземных льдов, развитые преимущественно в пределах

поселков и кустов скважин, реже дорог; отдельные термоэрозионные овраги простой формы на склонах или вдоль бровок уступов со следами свежих выносов; фрагментарные сплывы оттаявшего слоя грунта на задернованных склонах; абразионные уступы вдоль берегов озер и другие формы. Исследование открытых точечных очагов показало, что в них обычно развивается один или два процесса с низкой или средней активностью. Такие очаги, легко выявляются на местности и редко представляют угрозу инженерным сооружениям, а мероприятия по их стабилизации не требуют сложных решений и больших затрат. Относительная простота решения практических вопросов позволяет характеризовать потенциальные очаги с описанным сценарием развития процессов при их переходе в открытые как простые очаги.

Локальные (сложные) очаги на местности выглядят как ограниченные по площади формы проявления нескольких криогенных процессов с разной активностью. Так, термоэрозионные очаги представляют собой сложные разветвленные овраги с обнажениями подземных льдов на бортах, где активно протекают термоденудация и сплывание грунта; термокарстовые очаги выглядят как разноуровневая система взаимосвязанных просадок по вытаивающим подземным льдам; термоденудационные очаги имеют вид разномасштабных цирков, в пределах которых наблюдается стаивание льдистых уступов, осыпание и обрушение грунта с бровок и отток разжиженного грунта у основания уступов в направлении местных базисов эрозии. Такие открытые очаги обычно включают в себя 2–4 процесса с разной активностью, т. е. для них типичны или большой набор слабоактивных процессов, или средний уровень активности малого числа процессов. Такие очаги хорошо выражены на местности морфологически, но имеют сложное строение. Это связано обычно с трудностью определения доминирующего процесса, который провоцирует развитие других (сопутствующих) процессов, что вызывает определенные трудности при разработке мероприятий по стабилизации этих очагов. Поэтому соответствующие им потенциальные очаги определяются как сложные. Сложные очаги криогенных процессов соответствуют открытым очагам локального типа. Для предотвращения перехода сложных потенциальных очагов в открытые локальные необходим комплекс более сложных технических мероприятий.

Площадные (опасные) очаги проявления криогенных процессов представляют собой совокупность локальных и точечных очагов в виде очень сложной (опасной для строительства) парагенетически связанной системы нескольких (3–4) процессов. В генетическом плане они обычно представлены рядом наиболее опасных склоновых денудационно-сплывных и эрозионных процессов, возникающих в пределах морских террас в местах близкого к поверхности залегания подземных льдов и сильнольдистых грунтов, что в совокупности с уклоном поверхности обусловливает большой потенциал неустойчивости мерзлых толщ. Эти очаги являются потенциально опасными для строительства, поскольку значительное число прогнозируемых в очагах процессов и их высокая активность требуют специальных приемов по консервации геокриологических условий.

А.Л. Чеховским [1994] предложен кадастр потенциальных очагов опасных криогенных процессов, составленный таким образом, что для каждого участка, а если на нем построено или проектируется сооружение, то для каждого объекта, дана сжатая характеристика следующих параметров.

1. Геоморфологический уровень – пойма, террасы, склоны, их элементы, местоположение частей, специфические черты рельефа, а также абсолютная высота (диапазон высот) места как показатель энергии рельефа относительно уровня денудации – поверхности, относительно которой рассматривается и ряд других параметров.

2. Состояние поверхности – степень дренированности, заболоченность, заозерность, затапливаемость паводками 1%-й вероятности, а также наличие бронирующих покрытий – торфа определенной толщины или отсыпки с некоторой высотой.

3. Глубина сезонного оттаивания грунтов в виде диапазона миниум–максимум с характеристикой этой величины в аномальных условиях (торф, подсыпки).

4. Среднегодовая температура верхних горизонтов грунта как показатель запаса холода в мерзлой толще, т. е. как косвенная характеристика ее устойчивости.

5. Литологический состав верхней пачки грунтов на глубину потенциального слоя денудации, который на поймах примерно в 2 раза меньше, чем на террасах.

6. Суммарная влажность отложений в виде диапазона минимум–максимум с дифференциацией по глубине при резком изменении влажности.

7. Подземные льды выделяются по генезису: полигонально-жильные льды растущие или находящиеся в стадии консервации; пластовые льды с указанием верхней границы их залегания (глубины) и мощности.

8. Виды процессов выделяются по их генезису: термокарст; солифлюкция и сплывы; термоденудация; эрозия и термоэрозия; абразия с указанием возможной активности проявления процессов (слабая, средняя, высокая); показаны наиболее вероятные участки их проявления, приуроченные к подземным льдам, береговым уступам, обводненным участкам и др.

9. Типы потенциальных очагов по степени опасного воздействия на сооружения даны в виде трех градаций: простые очаги (неопасные), сложные (относительно опасные), очень сложные (опасные).

10. Общие приемы технических мероприятий по инженерной защите участков зданий и сооружений в случае перехода потенциальных очагов в открытые.

В кадастре потенциальных опасных криогенных процессов содержится необходимая информация о состоянии мерзлых толщ в потенциальных очагах, форме их перехода в открытые, а также об общих мероприятиях по их стабилизации в случае техногенных или естественных нарушений равновесия на различных участках промплощадок и трасс коммуникаций.

Данный подход при одновременном рассмотрении динамики температурных изменений в грунтах позволяет значительно точнее учитывать

влияние неоднородности природной среды на возникновение природных и техногенных катастроф в криолитозоне. Слабым местом данной и подобных методик является их качественный характер. Основным критерием определения веса того или иного фактора для конкретных условий остается экспертная оценка.

8.2. ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПРИ РАЗВИТИИ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Степень геоэкологической опасности от воздействия криогенных процессов рассматривается нами как вероятность изменения геокриологических условий и связанное с ним нарушение устойчивости природных или природно-технических систем. Изменения геокриологических условий приводят к изменениям показателей экстенсивности и/или интенсивности проявлений криогенных процессов. В то же время криогенные процессы сами могут служить причиной, источником или инициатором (триггером) нарушения устойчивости природной среды и соответственно формирования или деградации криогенных геосистем. С учетом этого должны разрабатываться программы исследования механизмов взаимозависимостей различных криогенных процессов и регулярные наблюдения (мониторинг) за их активностью. Последнее направление включает два аспекта: индикацию (идентификацию) процесса и измерение его активности в показателях площади развития соответствующих процессу явлений и скорости их развития/деградации. Параллельно должны изучаться эффекты, сопутствующие процессам в специфических природных условиях и механизмы взаимообусловленности развития различных процессов.

Для каждого криогенного процесса, увязанного с соответствующим явлением, определяются возможные неблагоприятные последствия воздействий на природные и природно-технические объекты. По результатам наблюдений проводится оценка относительной опасности криогенных процессов на разных уровнях детальности (региональном, территориальном и локальном) с учетом общего времени развития криогенного процесса, устойчивости процесса во времени, территориального масштаба его проявления, комплекса парагенетических процессов.

Территориальная и отраслевая приуроченность проявления криогенных процессов влияют на выбор состава и очередности мероприятий по предупреждению или минимизации неблагоприятных последствий. Для оценки вероятности их возникновения рекомендуется в каждой конкретной ситуации применять многокритериальный подход. Он должен исходить из сравнительного анализа глобальных, региональных и локальных проблем, которые обусловлены изменениями в криолитозоне, вызванными различными факторами: колебаниями климата, динамикой растительных сообществ, изменением мощности снежного покрова и др.

Отметим, что сами по себе криогенные процессы могут представлять опасность лишь на некотором пороге интенсивности и в определенных условиях. При полевых или дистанционных исследованиях фиксируются геокриологические явления, которые становятся выражением интенсивности процессов и опасности их воздействия на природные и геотехничес-

кие системы. Например, процесс многолетнего оттаивания многолетнемерзлой толщи сверху может представлять опасность для инженерного сооружения в случае неравномерной осадки грунтов при оттаивании. Эта неоднородность может быть обусловлена литологическими особенностями или льдистостью. В приведенном примере выстраивается цепь причин и следствий, начальным звеном которой служит повышение температур воздуха, за ним следует оттаивание многолетней мерзлоты и далее неравномерная тепловая осадка грунта, выражающаяся в виде криогенного образования (термокарстовой воронки). В этой цепи относительная опасность растет от процесса потепления к тепловой осадке грунта. По-видимому, более масштабный (ближе к глобальному уровню) процесс несет меньшую относительную угрозу, поскольку неблагоприятные последствия от него проявляются лишь при соблюдении многих прочих условий, связанных с локальной обстановкой. Это отражается и в требованиях к принятию управленческих решений. Проблемы, связанные с потеплением климата, должны учитываться при решении макроэкономических проблем природопользования и в общих вопросах технического регулирования. Однако при разработке конкретных технологических регламентов учет глобальной динамики геокриологических условий не будет определяющим по сравнению с учетом их региональных и локальных изменений.

Относительная опасность того или иного криогенного процесса различна для разных категорий хозяйственной деятельности. Выделяются природопользовательский (ресурсно-экономический), природоохранный и инженерный аспекты оценки их опасности. Значимость каждого из потенциально опасных криогенных процессов будет зависеть от решаемых задач. Например, деградация лесных ландшафтов в результате усиления термокарста нанесет умеренный ущерб лесному хозяйству (в силу низкого бонитета северных лиственничных лесов), существенный общеэкологический ущерб (в силу большого значения лесных бореальных ландшафтов в газообмене Северного полушария) и заметный ущерб отдельным категориям инженерных сооружений.

Относительная опасность того или иного геокриологического явления различна для разных временных масштабов (т. е. характерного времени протекания процесса, формирующего неблагоприятное явление). Различают сезонно-случайные и долговременные опасности. Случайный разлив реки может дать толчок термокарсту, но затем подобная ситуация может не повториться много лет. Долговременные опасности связаны с устойчивыми многолетними тенденциями в изменении окружающей среды и отличаются широким территориальным проявлением.

Угрозы, связанные с криогенными процессами, могут носить прямой или опосредованный характер. Прямая (непосредственная) угроза исходит от активизации таких процессов, как пучение, термокарст, термоэрозия, склоновые процессы (быстрая солифлюкция, вязкопластичные деформации ледогрунтового слоя), формирование наледей, морозобойное растрескивание. Другими словами, каждый из этих процессов является источником воздействия на сооружения, который может привести либо к потере их устойчивости, либо к нарушению нормального режима эксплуатации.

Следует помнить также о косвенной угрозе активизации криогенных процессов, выражающейся в воздействии последних на характеристики окружающей среды и природные ресурсы. При этом возникают условия для развития других неблагоприятных природных процессов. Например, увеличение мощности деятельного слоя на песчаных поверхностях сопровождается не только активизацией термоэрозии, но и разрушением напочвенных растительных покровов, опустыниванию территории, широкому распространению песчаных раздувов.

8.3. ОЦЕНКА ЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

Наиболее стабильной составляющей криогенных геосистем является литогенная основа. Ее состав и строение отражают историю развития породы, влияют на совокупность процессов, происходящих при криогенезе, и во многом определяют особенности криогенного строения. Иерархическая организация литогенных геосистем является базой для соответствующей структурной организации криогенных геосистем. Именно поэтому в основу выделения любой криогенной геосистемы должно быть положено выделение соответствующего геологического объекта. По данному вопросу существует огромная литература. На наш взгляд, одной из лучших работ, объединившей, литолого-фациальный, структурно-генетический и геокриологический подходы, является работа Д.С. Дроздова "Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии" [2004], материалы которой мы использовали ниже. Здесь мы рассмотрим только методическую основу выделения геологических тел. Геологическое тело – часть статического геологического пространства, ограниченного геологической границей, внутри которой остаются постоянными или плавно меняются те свойства, по которым определены границы данного тела [Косыгин и др., 1986].

Основным условием выделения геосистем (или геологических тел) того или иного уровня является соблюдение требуемой степени однородности соответствующих свойств. Реализация этого условия может быть уложена в единую принципиальную схему расчленения более крупного объекта на более мелкие. Ее применение, в свою очередь, обеспечивается представлением о геологической среде как о совокупности элементов (элементарных областей дискретизации) и использованием на каждом этапе деления все более жестких критериев однородности [Бондарик, 1981].

Дополнительными условиями, выражающими практический смысл выделения геосистем (или геологических тел) определенного уровня (например, для картирования) являются следующие:

а) в пределах более крупного объекта выделяется более одного объекта данного низшего уровня;

б) плановые размеры объектов низшего уровня не меньше минимальной области, отвечающей точности отображения при моделировании (например, при картографировании);

в) имеются определенные признаки, позволяющие отобразить объекты более низкого уровня на модели (например, на карте).

Общая последовательность операций по разделению геосистем более высокого уровня на геосистемы более низкого уровня включает несколько функциональных этапов. Геосистема более высокого уровня разбивается на множество элементов (элементарных областей дискретизации геологической среды). Схема разбиения зависит от принятых гипотез о строении геологической среды и об ее взаимодействии с другими средами и полями. Элементы могут выделяться как в плане, так и в объеме геологической среды. Размер выделяемых элементов зависит от цели исследования и задач моделирования. Так, при выведении геосистем для целей геологического (инженерно-геологического, геокриологического и пр.) картирования размер элементов должен соответствовать точности картографирования, что составляет 0.1 $см^2$ в масштабе карты [Методическое руководство..., 1978].

В общем случае предлагаемая схема может быть применена для расчленения любого геологического объекта, в первую очередь при рассмотрении иерархии геологических тел.

Таким образом, при описании геологических, в том числе геокриологических, условий наиболее продуктивным является последовательное разделение геологической среды на все более однородные части и их характеристика. Для окончательного определения положения границ между однородными частями геологической среды как совокупности всех взаимодействующих и подверженных внешним воздействиям геологических тел должны всесторонне использоваться теоретические представления геологии, геокриологии и смежных дисциплин о закономерностях формирования состава, состояния и свойств горных пород. В основе этих представлений лежит понятие о геологических системах (геосистемах), иерархия которых отображает структуру вещественного состава с наложенными состоянием и свойствами приповерхностной части литосферы, сформированную взаимодействием геологической среды со смежными средами и физическими полями.

Основу этой структуры составляет структура геологических тел, иерархия которых отображает строение геологической среды. Чем ниже уровень выделяемых геологических объектов (чем меньше объекты), тем они однороднее по комплексу свойств.

Для сравнения статистически однородных элементов количественные показатели состава, состояния и свойств геологической среды преобразуются в соизмеримые (равномасштабные) величины. Для этого могут использоваться методы факторного анализа, взвешивание признаков по их информативности, выбор наиболее информативного показателя и др.

Заключение о полноте или неполноте описания геологической среды делается исходя из рабочей геологической гипотезы. Если использованная система опробования, описания или иной формы характеристики элементов в рамках рабочей гипотезы определяет все возможные типы элементов, то можно предполагать, что получаемое в результате этой процедуры их множество будет полным. Типы геосистем могут быть отображены на модели (закартированы при съемке), если для соответствующих им групп элементов установлены определенные идентифицирующие признаки (геологические, геоморфологические, ландшафтные, геофизические и т. д.).

Общая последовательность операций по разделению геосистем более высокого уровня на геосистемы более низкого уровня включает несколько функциональных этапов. Геосистема более высокого уровня разбивается на множество элементов (элементарных областей дискретизации геологической среды). Схема разбиения зависит от принятых гипотез о строении геологической среды и об ее взаимодействии с другими средами и полями. Элементы могут выделяться как в плане, так и в объеме геологической среды. Размер выделяемых элементов зависит от цели исследования и задач моделирования. Так, при выведении геосистем для целей геологического (инженерно-геологического, геокриологического и пр.) картирования размер элементов должен соответствовать точности картографирования, что составляет 0.1 $см^2$ в масштабе карты [Методическое руководство..., 1978].

В общем случае предлагаемая схема может быть применена для расчленения любого геологического объекта, в первую очередь при рассмотрении иерархии геологических тел.

Таким образом, при описании геологических, в том числе геокриологических, условий наиболее продуктивным является последовательное разделение геологической среды на все более однородные части и их характеристика. Для окончательного определения положения границ между однородными частями геологической среды как совокупности всех взаимодействующих и подверженных внешним воздействиям геологических тел должны всесторонне использоваться теоретические представления геологии, геокриологии и смежных дисциплин о закономерностях формирования состава, состояния и свойств горных пород. В основе этих представлений лежит понятие о геологических системах (геосистемах), иерархия которых отображает структуру вещественного состава с наложенными состоянием и свойствами приповерхностной части литосферы, сформированную взаимодействием геологической среды со смежными средами и физическими полями.

Основу этой структуры составляет структура геологических тел, иерархия которых отображает строение геологической среды. Чем ниже уровень выделяемых геологических объектов (чем меньше объекты), тем они однороднее по комплексу свойств.

Для сравнения статистически однородных элементов количественные показатели состава, состояния и свойств геологической среды преобразуются в соизмеримые (равномасштабные) величины. Для этого могут использоваться методы факторного анализа, взвешивание признаков по их информативности, выбор наиболее информативного показателя и др.

Заключение о полноте или неполноте описания геологической среды делается исходя из рабочей геологической гипотезы. Если использованная система опробования, описания или иной формы характеристики элементов в рамках рабочей гипотезы определяет все возможные типы элементов, то можно предполагать, что получаемое в результате этой процедуры их множество будет полным. Типы геосистем могут быть отображены на модели (закартированы при съемке), если для соответствующих им групп элементов установлены определенные идентифицирующие признаки (геологические, геоморфологические, ландшафтные, геофизические и т. д.).

Пространственная изменчивость какого-либо показателя вещественного состава, имеющая устойчивые параметры, в пределах контура определенной геосистемы может иметь случайный характер при переходе к другой того же или более высокого ранга.

Для каждого показателя может быть подобрана функция, аргументами которой будут пространственные координаты или индексы геосистем как пространственные репера. Часть этих функций может быть коррелирована между собой. Временнбя изменчивость геосистем определяется историей геологического развития территории и историей преобразования климата, которые могут быть реконструированы историко-геологическим и палеогеографическим анализом. Соответственно, с учетом прогноза динамики и ритмики внешних по отношению к горным породам сред (атмосферы, биосферы, гидросферы, техносферы) в рамках того или иного сценария можно прогнозировать как естественную, так и техногенную динамику геосистем и их геокриологических характеристик.

Таким образом, геокриологическое изучение территорий должно базироваться на выделении и изучении литогенной основы геосистем. Иерархический уровень изучаемых геосистем зависит от масштаба исследований. По мере перехода от таксонов высокого ранга к таксонам низкого появляется больше возможностей для типизации геосистем и получения некоторых обобщенных характеристик. Если ландшафтные страны строго индивидуальны, то ландшафты хорошо типизируются, что позволяет широко экстраполировать фактический материал натурных исследований – съемок, режимных наблюдений и пр. Для этого составлены типологические классификации геосистем локального уровня генерализации, учитывающие особенности внешних физиономических признаков геосистем. В каждом типе геосистем одного ранга характер взаимосвязи между параметрами геокриологических (и иных) условий может быть различен. Таким образом, описание геосистемы с ее статическими и динамическими компонентами представляет собой модель, в которой к некоторому устойчивому блоку – описанию литогенной основы – привязаны характеристики более изменчивых компонентов природных условий, находящиеся во взаимодействии между собой и с внешними средами. Поскольку все взаимосвязи между элементами геосистемы носят корреляционный характер, повышение точности описания литогенной основы повысит точность модели в целом. Этого можно достичь, обеспечив более полное соответствие между иерархиями геосистем и геологических тел, слагающих их литогенную основу.

8.4. ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНЫХ ПОКРОВОВ

Растительные покровы, как показано выше, являются мощнейшим фактором, влияющим на историю развития криогенных геосистем. Они представляют собой своего рода матрицу, накладываемую на всю совокупность теплообменных процессов между литосферой, атмосферой и космосом. Имеющая сложное мозаичное строение данная матрица перераспределяет тепловые потоки, что непосредственным образом влияет на формирование, существование и разрушение криогенных геосистем. Растительные

сообщества являются динамичными геосистемами со сложным внутренним строением и связями. Основное внимание при их изучении должно вделяться выявлению внутренних неоднородностей, изменчивости переходных зон между отдельными геосистемами. Ниже рассмотрены некоторые методические приемы исследования динамики растительности [Попов, 2001].

Метод непосредственных наблюдений за динамикой растительного покрова

Данный метод основан на детальном описании ограниченной и строго фиксированной на местности площадки, возобновляемом через определенные промежутки времени. Для наблюдения за ходом смен в каждом выбранном для этой цели фитоценозе закладываются постоянные площадки, маркируемые колышками. Размеры площадки зависят от целей работы. Можно выделить два вида площадок. Один из них – площадки минимальных размеров для слежения за динамикой парцелл. Площадь их обычно составляет 1–100 м^2, форма квадратная, прямоугольная или круглая. Размеры площадки определяются целями работы. Так, для изучения динамики лишайниковых или моховых пятен удобны маленькие размеры (1 × 1, 2 × 5 м), для кустарничковых фитоценозов – более крупные (10 × 10 м). В лесных сообществах закладывают площадки 20 × 20 м с обязательным перечетом древостоя на них. Перечет древостоя представляет собой маркирование каждого дерева персональным номером. Номер проставляется краской на высоте 1.3 м от поверхности земли, под чертой, маркирующей место повторных измерений диаметра. Кора при этом слегка зачищается, но снимается только верхний слой пробки, так чтобы не задеть живых покровов. Для каждого дерева измеряются диаметр, высота, возраст (если возможно), прирост по годам (для хвойных, если возможно). Результаты измерений заносятся в специально заготовленную таблицу-ведомость. Для каждой площадки составляется подробное геоботаническое описание, растительность площадки наносится на план в масштабе от 1:100 до 1:1000. Следует помнить, что помимо растительных границ на план нужно наносить (если позволяет масштаб) все, что находится на площадке: стоящие и поваленные деревья, кусты, ветки, камни, оголенные участки почвы и т. п. Примером работы с такими площадками могут служить наблюдения Браун-Бланке за образованием лагунных отмелей и формированием на них растительного покрова, проводившиеся им в течение 43 лет на постоянной площади, заложенной в 1915 г. на побережье Средиземного моря на юге Франции. Другой вид площадок – трансекты. Они представляют собой фиксированную на местности полосу определенной ширины. Трансекты применяются для изучения динамики сукцессионных и топографических комплексов. Так, для исследования процесса зарастания гарей закладываются трансекты, пересекающие по два повышения и понижения мезорельефа (дюны и междюнные понижения). Расстояние между маркированными колышками составляло 25 м, а через каждые 5 м ставились промежуточные колышки без номеров. Каждый трансект состоял из трех линий, отстоящих друг от друга на 25 м; протяженность трансектов 1.0–1.5 км. На

трансектах через каждые пять лет производится крупномасштабное картирование растительности и изучение почвенных профилей. Результаты сравниваются по годам. В пределах трансекта могут быть заложены более мелкие постоянные площадки. Картирование растительности на трансектах или площадках проводится с целью проследить в растительном покрове не только изменения за счет диффузного вселения видов на наблюдаемые площади, но и перемещения границ парцелл во времени. Если такие границы четко выражены на местности, то они должны быть не только занесены на карту, но и маркированы колышками. Это облегчит привязку к ним при повторном картировании.

Метод сравнения старых планов и карт с современными

В различных лесничествах, кадастрах, фондах хранится информация о состоянии растительности, строго фиксированная во времени и в пространстве. Пользуясь старыми планами лесонасаждений, таксационными описаниями возможно не только восстановить естественный ход смен, но и выявить направление смен при различных нарушениях (например, вырубках или пожарах).

Оценка биоразнообразия

При анализе изменений растительного покрова исследователь всегда должен задаваться вопросом о **термодинамической направленности** этих изменений. Одни изменения приводят к росту энтропии открытой системы, а другие, напротив, к ее снижению. В первом случае экологическая система движется к состоянию равновесия со средой обитания, а во втором удаляется от него. При катастрофических изменениях энтропия экосистемы увеличивается, а при сукцессионных снижается. Как исследователь может определить термодинамическую направленность изменения экосистемы и растительности как ее части? Ответить на этот вопрос можно, только анализируя динамику **биоразнообразия** растительного сообщества. Если биоразнообразие экосистемы в ходе ее изменения снижается, следовательно, экосистема деградирует, то энтропия ее возрастает. Напротив, если биоразнообразие экосистемы увеличивается, то энтропия ее снижается и система развивается. Таким образом, важной для мониторинга растительности является оценка биоразнообразия растительных сообществ. Исследования последних лет показали, что биологическое разнообразие экосистем и сообществ может увеличиваться за счет дифференциации в ценопопуляции особей одного вида, а также за счет формирования особых ценотических неоднородностей, обусловленных взаимодействием особей между собой.

Изучение ландшафтных границ

Ландшафты, определяя поверхностные условия и влияя через них на температуры грунтов, глубины промерзания–протаивания, распределение первичных участков формирования ММП и другие, являются управляющим параметром в истории криогенных геосистем. В целом в ландшафтных геосистемах выделяются три части. Центральная определяется по

максимальной выраженности, однородности сочетаний и взаимозависимости компонентов, периферийная имеет различия и градиенты в слоях отдельных компонентов, а зона пересечения соседних ландшафтных структур – переходная [Бакланов, 2006]. Последняя зона является условно границей ландшафтов. Условно, поскольку это протяженная в поперечнике область, а не резкая линия. Исследование переходной зоны представляет наибольшую трудность и требует специальных методик. Прежде всего следует уточнить, какие явления в районе ландшафтных границ должны быть изучены, для того чтобы охарактеризовать существенные черты "перехода" экосистем через границу как перехода через критическое состояние. Среди характеристик границы наиболее существенными представляются две: степень резкости – постепенность (размазанность) перехода и степень его контрастности (величина различий между системами, разделенными границей). Из сравнения границ, различающихся по этим параметрам, можно, по-видимому, сделать заключение о различиях в механизмах, способствующих сохранению экосистем в гомеостатических состояниях в окрестностях границ. Наилучшими индикаторами, или симптомами приближения к критической точке, могли бы снабдить, очевидно, флористические и ценотические характеристики растительности и свойства почв. Важную информацию можно получить при наблюдении следующих явлений: а) отношений конкуренции и мутуализма между видами; б) внутривидовых отношений в ценозах; в) взаимодействия между ярусами растительности; г) зависимости показателей обилия от факторов внешней среды (микрорельефа, освещенности и др.); д) показателей жизненности растений (например, высоты); е) состава и свойств почвенных горизонтов.

В пределах пограничных зон предполагается следующие преобразования.

1. Конкурентные отношения между видами внутри ценоза должны ослабнуть вблизи границы в связи с понижением жизненности конкурирующих видов. Менее вероятно, однако, возможно и некоторое усиление взаимного пресса из-за ограниченности отдельных видов ресурсов (тепла).

2. Можно предполагать, что отношения внутривидовой самоиндукции должны усилиться в приграничной полосе, где суровые условия среды делают особенно ощутимой зависимость растений от внутриценотической фитогенной среды.

3. Воздействие верхних ярусов растительности на нижние, как положительное, так и отрицательное, должно ослабнуть вместе с ослаблением самих видов-эдификаторов, слагающих верхний ярус.

4. Зависимость фитоценоза от внешних факторов среды должна усилиться в районе границы из-за ослабленного "жизненного напора" доминантов и субдоминантов сообщества в условиях, когда среда перестает соответствовать их экологическим требованиям. Указанные взаимоотношения между видами и особями растений в ценозах находят выражение в пространственном размещении растений, в количестве особей, приходящихся на единицу площади, в перекрытии занятых видами площадей, в пространственной корреляции этих площадей с изменением абиотических условий среды.

Ниже рассматривается методика исследования, использованная для изучения ландшафтных границы, изложенная в монографии "Экосистемы в критических состояниях" [1989].

Картирование растительности рекомендуется проводить в масштабе 1:200 по профилю (трансекту), пересекающему границу растительных сообществ. Переходная полоса разделяется по составу растительности на ряд подзон, в которых описываются почвенные разрезы и даются геоботанические описания площадки размером 10 × 10 м. Особенности макрорельефа фиксируются путем построения полуинструментального (эклиметрического) профиля вдоль осевой линии трансекта. Линия профиля ориентируется перпендикулярно границе. Профиль размечается на 10-метровые участки, после чего проводится глазомерная съемка растительности в полосе шириной 20 м, по 10 м вправо и влево от осевой линии. Длина профиля определяется задачей исследования всей переходной полосы между типичными лесными и травяными ландшафтами и зависит от ширины этой полосы. Длина профиля не менее 250 м. На вытянутом в виде полосы по обе стороны от профиля геоботаническом плане фиксируется расположение проекций крон деревьев и кустарников с разделением их по видам. Для древесных пород отмечается также их высота. В мохово-травяном покрове по доминантам выделяются группировки, которые наносятся на план.

Камеральная обработка собранного материала состоит в определении гербария, измерении площадей проективных покрытий для отдельных видов растений и комплексов и в статистической обработке полученного цифрового материала.

Применение методов математической статистики необходимо для выявления изменения силы воздействия видов растений друг на друга на разном расстоянии от границы. Как отмечалось выше, в качестве отправного момента принимается предположение, что взаимодействие растений в фитоценозе сказывается на их пространственном размещении и может быть выявлено с помощью анализа взаиморасположения. Прямое картирование проективных покрытий надземных частей растений исключает нежелательное влияние на результат размера пробной площадки. В этом случае учитывается только непосредственное перекрытие (совмещение проекций) зеленых частей растений или отсутствие таких перекрытий. Размер контуров одиночного растения или их сомкнутой группы должен превышать 0.5 м^2, чтобы быть зафиксированным на плане в принятом масштабе. Такая методика способна дать достаточно объективный учет положительной и отрицательной сопряженности растений из разных ярусов. Для количественной оценки контрастности ландшафтных границ и соответственно глубины преобразования систем в зоне критического перехода в настоящей работе используется принятый в геоботанике коэффициент общности Жаккара. Пространственные ряды могут быть подобраны таким образом, чтобы служить аналогами двух различных типов природных процессов – вынужденного изменения и саморазвития (переходные процессы). В первом случае аргументом изменения (независимой перемен-

ной) в пространственном ряду систем должен быть один из факторов внешней среды, например макроклимат, во втором – относительный возраст систем. Существенным фактором сохранения экосистем при постепенном нарастании неблагоприятных условий является вторичная фитогенная среда. Преобразование среды в фитоценозах по сравнению с исходной происходит, очевидно, не в случайном направлении, а в основном в сторону, благоприятную для существования и воспроизведения доминирующих в ценозе видов. Одновременно эти изменения неблагоприятны для видов, составляющих другие сообщества [Экосистемы..., 1989].

8.5. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПАРАМЕТРОВ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ

При пространственно-временном анализе изменения неоднородности строения состава и свойств иерархически организованных геосистем наиболее эффективно сочетание методов теории вероятности и математической статистики [Садовский, Писаренко, 1991; Яновский и др., 1999]. Следует отметить, что привлечение методов нечеткой логики к решению данных задач не обосновано, так как в них от экспертных оценок ничего не зависит (здесь неопределенность связана не с понятиями – лингвистическими переменными, которыми оперирует теория нечетких множеств [Заде, 1976; Рыжов, 1998; Zade, 1965], а с протекающими физическими процессами).

Предлагаемый подход включает решение нескольких групп задач: анализ термомеханических процессов и свойств с учетом их изменения на уровне элементарных микроландшафтов с однородными поверхностными условиями; оценка распределения ландшафтных неоднородностей по площади; комплексная оценка этих групп факторов для геосистем разного масштаба; то же самое для различных временных интервалов.

За основу выделения территорий для математического моделирования используем ландшафтное районирование.

1. На элементарном уровне (фация) применяются традиционные методы исследования. Определяются термомеханические свойства пород: их средние значения, среднеквадратические отклонения и, если возможно, законы распределения (например, по кривым Пирсона [Elderton, 1953] или с использованием подходов Н.А. Бородачёва [1950] или Л.Н. Большева [Большев, 1963, 1987]). Поведение во времени фации (ее динамика) рассчитывается в "среднем". Определяются также отклонения от среднего и, если необходимо, соответствующие функции распределения.

Заметим, что расчет по средним значениям термомеханических свойств процессов, описываемых дифференциальными уравнениями, могут приводить к не вполне верным (ошибочным) результатам. Покажем это на примере одномерного уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\kappa \frac{\partial T}{\partial x}\right), \qquad (8.1)$$

где к – коэффициент температуропроводности (случайная величина).

Представим κ в виде суммы: $\kappa = \bar{\kappa} + \kappa'$, где $\bar{\kappa}$ – среднее значение коэффициента температуропроводности, κ' – флуктуация, среднее значение которой равно нулю. Далее усредним уравнение (8.1). В результате получим

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \bar{\kappa}\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} M\left[\kappa' \frac{\partial T}{\partial x}\right], \tag{8.2}$$

где $T = M[T]$ – усредненное температурное поле; $M[\varphi(\kappa)] = \int_{\tau} \varphi(\tau) f(\tau)\, d\tau$ – математическое ожидание (среднее значение) функции $\varphi(\kappa)$ как случайной величины κ; $f(\tau)$ – плотность распределения κ.

Полученное уравнение (8.2) наглядно доказывает вышеприведенное замечание.

Можно попытаться заменить уравнение (8.2) следующим уравнением:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa^* \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}, \tag{8.3}$$

где κ^* – так называемый эффективный коэффициент температуропроводности.

Из уравнения (8.2) видно, что если справедливо уравнение (8.3), то эффективный коэффициент температуропроводности κ^* полностью определяется функцией $\frac{\partial}{\partial x} M\left[\kappa' \frac{\partial T}{\partial x}\right]$. Однако в уравнении (8.3) не всегда можно подобрать коэффициент κ^*, так чтобы оно выполнялось для усредненных температурных полей с достаточной степенью точности. С подобными проблемами сталкиваются при описании стационарных температурных полей, где усредненное стационарное температурное поле уже не удовлетворяет стационарному уравнению теплопроводности, а удовлетворяет интегро-дифференциальному уравнению Дайсона [Беран, 1978].

Выход из такого положения видится, например, в применении непосредственного численного моделирования по методу Монте-Карло.

2. Решив задачу предыдущего уровня, переходим на более высокий иерархический уровень ландшафтной организации (если это возможно), который представляет собой некоторую композицию элементарных уровней. Причем эта композиция либо близка к периодической структуре (что маловероятно), либо представляет собой стохастически однородное распределение элементарных геокриологических территорий. На этом уровне ландшафтной организации, исходя из предположения стохастической однородности, выделяется для исследований представительный элемент. Для каждой реализации представительного элемента структуры применяются методы исследования с учетом граничных областей (областей раздела) между территориями элементарного уровня. С использованием методов теории асимптотического усреднения дифференциальных уравнений с быстро осциллирующими коэффициентами [Бахвалов, Панасенко, 1984; Власов и др., 1995] для рассматриваемого иерархического уровня определяются усредненные характеристики уровня и вспомогательные функции (в случае исследования температурного режима – вектор-функции, учиты-

вающие температурные флуктуации относительно функции, полученной из решения усредненной задачи), позволяющие учитывать структуру данного иерархического уровня. Таким образом, на этом этапе расчет проводится по усредненным значениям, а также, если необходимо, по крайним значениям диапазона изменений и/или с использованием функции распределения подуровней. Результатом является описание динамики поведения рассматриваемого уровня в "среднем", возможный диапазон изменений и соответствующие функции распределения.

3. Затем переходим на следующий иерархический уровень ландшафтной организации и проводим процедуру, описанную в п. 2.

4. И т. д., пока не достигнем необходимого максимально возможного уровня ландшафтной организации, не удовлетворяющего условию стохастической однородности. На этом уровне следует проводить прямые расчеты.

Заметим, что подобный подход в оценке неоднородностей природной среды позволит разработать математические методы, оценки динамики параметров криогенных геосистем (температур, теплофизических, деформационных и прочностных свойств) для различных уровней иерархической организации. Что, в свою очередь, позволит корректно разрабатывать прогнозные модели поведения различных участков криолитозоны при направленных тенденциях изменения климата.

Рекомендации по применению методов математической статистики для оценки динамики криогенных геосистем (параметры климата, поверхностных условий, свойств грунтов)

Во всяком статистическом распределении неизбежно присутствуют элементы случайности. Только при очень большом числе наблюдений эти элементы случайности сглаживаются, и случайное явление обнаруживает в полной мере присущую ему закономерность. На практике мы почти никогда не имеем дела с таким большим числом наблюдений и вынуждены считаться с тем, что любому статистическому распределению свойственны в большей или меньшей мере черты случайности. Поэтому при обработке статистического материала часто приходится решать вопрос о том, как подобрать для данного статистического ряда теоретическую кривую распределения, выражающую лишь существенные черты статистического материала. Такая задача называется задачей *выравнивания* (сглаживания) *статистических рядов.*

Задача выравнивания заключается в том, чтобы подобрать теоретическую плавную кривую распределения, с той или иной точки зрения наилучшим образом описывающую данное статистическое распределение.

Задача о наилучшем выравнивании статистических рядов, как и вообще задача о наилучшем аналитическом представлении эмпирических функций, есть задача в значительной мере неопределенная, и решение ее зависит от того, что считать "наилучшим". Например, при сглаживании эмпирических зависимостей очень часто исходят из так называемого принципа или метода наименьших квадратов, считая, что наилучшим приближением к эмпирической зависимости в данном классе функций являет-

ся такое, при котором сумма квадратов отклонений обращается в минимум. При этом вопрос о том, в каком именно классе функций следует искать наилучшее приближение, решается уже не из математических соображений, а из соображений, связанных с физикой решаемой задачи, с учетом характера полученной эмпирической кривой и точности выполненных наблюдений. Часто принципиальный характер функции, выражающей исследуемую зависимость, известен заранее из теоретических соображений, из опыта же требуется получить лишь некоторые численные параметры, входящие в выражение функции; именно эти параметры подбираются с помощью метода наименьших квадратов.

Аналогично обстоит дело и с задачей выравнивания статистических рядов. Как правило, принципиальный вид теоретической кривой выбирается заранее из соображений, связанных с существом задачи, а в некоторых случаях просто с внешним видом статистического распределения. Аналитическое выражение выбранной кривой распределения зависит от некоторых параметров; задача выравнивания статистического ряда переходит в задачу рационального выбора тех значений параметров, при которых соответствие между статистическим и теоретическим распределениями оказывается наилучшим.

Следует иметь в виду, что аналитическая функция $f(x)$, с помощью которой выравнивается статистическое распределение, должна обладать основными свойствами плотности распределения:

$$\begin{cases} f(x) \geq 0, \\ \int_{-\infty}^{+\infty} f(x)dx = 1. \end{cases} \tag{8.4}$$

Предположим, что исходя из тех или иных соображений выбрана функция $f(x)$, удовлетворяющая условиям (8.4), с помощью которой хотим выровнять данное статистическое распределение; в выражение этой функции входит несколько параметров a, b, ...; требуется подобрать эти параметры так, чтобы функция $f(x)$ наилучшим образом описывала данный статистический материал. Один из методов, применяемых для решения этой задачи, – это так называемый *метод моментов*.

Согласно методу моментов, параметры a, b,... выбираются с таким расчетом, чтобы несколько важнейших числовых характеристик (моментов) теоретического распределения были равны соответствующим статистическим характеристикам. Например, если теоретическая кривая $f(x)$ зависит только от двух параметров a и b, эти параметры выбираются так, чтобы математическое ожидание m_x и дисперсия D_x теоретического распределения совпадали с соответствующими статистическими характеристиками $\bar{m}_x$ и $\bar{D}_x$. Если кривая $f(x)$ зависит от трех параметров, можно подобрать их так, чтобы совпали первые три момента, и т. д. При выравнивании статистических рядов может оказаться полезной специально разработанная система *кривых Пирсона* [Pearson, 1894; Романовский, 1939; Elderton, 1953; Кендалл, Стьюарт, 1966; Крамер, 1975], каждая из которых зависит в общем случае от четырех параметров. При выравнивании

эти параметры выбираются с тем расчетом, чтобы сохранить первые четыре момента статистического распределения (математическое ожидание, дисперсию, третий и четвертый моменты).

Следует отметить, что при выравнивании статистических рядов нерационально пользоваться моментами порядка выше четвертого, так как точность вычисления моментов резко падает с увеличением их порядка.

Кривые Пирсона – название семейства непрерывных распределений вероятностей (распределений Пирсона), плотности которых $p(x)$ удовлетворяют дифференциальному уравнению

$$\frac{dp(x)}{dx} = \frac{x-a}{b_0 + b_1 x + b_2 x^2} p(x), \tag{8.5}$$

где параметры a, b_0, b_1, b_2 – действительные числа. Точнее, кривыми Пирсона называются графики зависимости p от x. Кривые Пирсона классифицируются в зависимости от характера корней уравнения

$$b_0 + b_1 x + b_2 x^2 = 0. \tag{8.6}$$

Семейство кривых Пирсона составляют 12 типов и *нормальное распределение.*

Тип I:

$$p(x) = k\left(1 + \frac{x}{a_1}\right)^{m_1}\left(1 - \frac{x}{a_2}\right)^{m_2}, \quad -a_1 \le x \le a_2, \quad m_1, m_2 > -1; \tag{8.7}$$

частный случай – β-*распределение* 1-го рода.

Тип II:

$$p(x) = k\left(1 - \frac{x^2}{a^2}\right)^{m}, \quad -a \le x \le a, \quad m \ge -1 \tag{8.8}$$

(вариант кривых Пирсона типа I); частный случай – *равномерное распределение.*

Тип III:

$$p(x) = k\left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\mu a} \exp(-\mu x), \quad -a \le x \le \infty, \quad \mu > 0, \quad a > 0; \tag{8.9}$$

частные случаи – γ-*распределение, χ-квадрат распределение.*

Тип IV:

$$p(x) = k\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^{-m} \exp\left(-\mu \operatorname{arctg}\left(\frac{x}{a}\right)\right), \quad -\infty \le x \le \infty, \quad \mu > 0, \quad a > 0. \tag{8.10}$$

Тип V:

$$p(x) = kx^{-q} \exp\left(-\frac{\alpha}{x}\right), \quad -0 \le x \le \infty, \quad \alpha > 0, \quad q > 1 \tag{8.11}$$

(сводится преобразованием к типу III).

Тип VI:

$$p(x) = kx^{-q_1}(x-a)^{q_2}, \quad -a \le x < \infty, \quad q_1 > q_2 - 1; \tag{8.12}$$

частные случаи – β-*распределение* 2-го рода, *F-распределение Фишера.*

Тип VII:

$$p(x) = k\left(1+\frac{x^2}{a^2}\right)^{-m}, \quad -\infty < x < \infty, \quad m > \frac{1}{2}; \tag{8.13}$$

частный случай – *распределение Стьюдента.*

Тип VIII:

$$p(x) = k\left(1+\frac{x}{a}\right)^{-m}, \quad -a \le x \le 0, \quad 0 \le m \le 1.$$

Тип IX:

$$p(x) = k\left(1+\frac{x}{a}\right)^{m}, \quad -a \le x \le 0, \quad m > -1. \tag{8.14}$$

Тип X:

$$p(x) = k\exp\left(-\frac{x-m}{\sigma}\right), \quad -m \le x < \infty, \quad \sigma > 0, \tag{8.15}$$

показательное распределение.

Тип XI:

$$p(x) = kx^{-m}, \quad -b \le x < \infty, \quad m > 0, \tag{8.16}$$

где b – некоторое значение больше нуля; частный случай – *распределение Парето.*

Тип XII:

$$p(x) = k\left(\frac{1+x/a_1}{1-x/a_2}\right)^{m}, \quad -a_1 \le x \le a_2, \quad |m| > 1 \tag{8.17}$$

(вариант типа I).

Наиболее важны в приложениях типы I, III, VI, VII.

Всякая кривая Пирсона однозначно определяется своими первыми четырьмя моментами

$$\alpha_k = \int_{-\infty}^{+\infty} x^k p(x)dx, \tag{8.18}$$

если они конечны. Это свойство семейства кривых Пирсона используется для приближенного описания *эмпирических распределений.*

Итак, метод подгонки кривых Пирсона к некоторому эмпирическому распределению состоит в следующем. По независимым результатам наблюдений вычисляют первые четыре выборочных момента, затем определяется тип подходящей кривой Пирсона и методом моментов находятся значения неизвестных параметров искомой кривой.

Для проверки соответствия найденного с помощью кривых Пирсона теоретического и статистического распределений следует пользоваться критериями согласия для проверки правдоподобия гипотез (критерием Пирсона χ^2, критерием Колмогорова или какими-либо другими подходящими критериями). Критерий Колмогорова выгодно отличается своей простотой, однако следует иметь в виду, что его можно применять только в случае,

когда распределение известно заранее из каких-либо соображений, т. е. когда известен не только вид функции распределения, но и все входящие в нее параметры.

ВЫВОДЫ

Применяемые для исследования природных объектов методы должны соответствовать им в полной мере. Криогенным геосистемам присущи единство основных параметров строения и свойств, базирующиеся на общей материальной основе – кристалле льда. Иерархичность, объединяющая разномасштабные системы взаимодействий земных оболочек, обусловлена пространственной и временной неоднородностью и дискретность. Чрезвычайная динамичность криогенных геосистем (быстрый переход от квазистационарных состояний к переходным) отражает условия их существования вблизи области фазовых переходов. Наблюдаемый в природе разброс значений температур даже в единичных криогенных геосистемах определяется жесткими связями с поверхностными управляющими факторами. Рассмотренные подходы удовлетворяют требованию соответствия метода природному объекту и позволяют изучать отмеченные свойства природных систем. Следует констатировать, что пока еще целостной комплексной системы методов исследования данных объектов не сформировано, что в значительной мере осложняет их изучение.

ЛИТЕРАТУРА

Бакланов П.Я. Геосистемы с пересекающимися структурами Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика: Материалылы XI Междунар. конф. – М.: МГУ, 2006. – С. 33–34.

Бахвалов Н.С., Панасенко Г.П. Осреднение процессов в периодических средах. – М.: Наука, 1984. – 352 с.

Беран М.Дж. Применение статистических теорий для определения тепловых, электрических и магнитных свойств неоднородных материалов // Механика композиционных материалов / Под ред. Дж. Сендецки. – М.: Мир, 1978. – Т. 2. – С. 242–286.

Большев Л.Н. Асимтотически пирсоновские преобразования // Теория вероятностей и ее применения. – 1963. – Т. 8, вып. 2. – С. 129–155.

Большев Л.Н. Теория вероятностей и математическая статистика: Избр. тр. – М.: Изд-во АН СССР, 1987. – 284 с.

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. – М.: Недра, 1981. – 256 с.

Бородачев Н.А. Основные вопросы теории точности производства. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. – 416 с.

Власов А.Н., Соваторова В.Л., Талонов А.В. Использование метода асимптотического усреднения для решения задач теплопроводности с фазовыми переходами // Прикл. механика и техн. физика. – 1995. – Т. 36, № 5. – С. 154–163.

Дашкевич З.В. К проблеме устойчивости геосистем // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. – 1984. – Т. 116, вып. 3 С. 211–218.

Дроздов Д.С. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Тюмень, 2004. – 49 с.

Дьяконов К.Н. Физико-географические аспекты изучения влияния нефтедобывающей техники на природную среду Среднего Приобья // Вестн. МГУ. Сер. География. – 1974. – № 4. С. 27–34.

Заде Л.А. Понятие лингвистической переменной и его применение к принятию приблизительных решений. – М.: Мир, 1976. – 165 с.

Кендалл М., Стьюарт А. Теория распределений: Пер. с англ. – М.: Наука, 1966. – 736 с.

Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А., Соловьев В.А. Геологические тела. – М.: Недра, 1986. – 334 с.

Крамер Г. Математические методы статистики: пер. с англ., 2-е изд. – М.: Мир, 1975. – 648 с.

Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 (1:100 000–1:500 000) / Под ред. Е.С. Мельникова. – М.: Недра, 1978. – 391 с.

Попов С.Ю. Методы изучения структуры и динамики растительности. 2001. – (http://bio.1september.ru).

Романовский В.И. Математическая статистика. – М.; Л.: ГОНТИ, 1939. – 528 с.

Рыжов А.П. Элементы теории нечетких множеств и измерения нечеткости. – М.: Диалог МГУ, 1998. – 81 с.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике // Природа. – 1991. – № 1. – С. 13–23.

Чеховский А.Л. Разработка научных основ для проектирования технологических природоохранных и технических решений по обустройству Бованенковского и Харасавейского ГКМ и строительству систем газопроводов Ямал–Центр // Науч.-техн. отчет. – М.: Ин-т геокриологии, 1994. С. 118.

Экосистемы в критических состояниях / Под ред. Ю.Г. Пузаченко. – М.: Наука, 1989. – 155 с.

Яновский Ю.Г., Басистов Ю.А., Згаевский В.Э. и др. Иерархические модели в механике гетерогенных сред // Физ. мезомеханика. – 1999. – Т. 2, № 3. – С. 23–45.

Elderton W.P. Frequency curves and correlation. 4 ed. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1953. – 352 p.

Zade L.A. Fuzzy sets // Information and Control. – 1965. – Vol. 8. – P. 338–353.

Pearson K. Contributions to the mathematical theory of evolution // Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. – 1894. – Vol. 185. – P. 71–110.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если выработанные на определенной стадии развития науки представления принять соответствующими реальности, а методики исследования – адекватными природным процессам, появляется уверенность, что основные закономерности выявлены и осталось решить только частные вопросы. Геокриологии, впрочем, как и другим наукам о Земле, непросто избежать крайности, вытекающей из самой сути научного метода познания, – дробления целого и изучения его по частям, разделение сложного и многообразного на простое и единичное. Основой традиционных научных представлений является редукционизм (редукция – сведение сложного к простому и высшего к низшему), согласно которому сложные явления могут быть полностью объяснены с помощью законов, свойственных более простым явлениям. В геокриологии он привел к тому, что есть большое количество описаний криогенного строения мерзлых пород, а также льдистости и криотекстур для различных литологических разностей – от уровня фации до регионального уровня, изучены практически все теплофизические и механические свойства талых и мерзлых грунтов. Но все это не позволяет дать четкого ответа на вопрос, как в пространстве и во времени формировалось то или иное геологическое тело, находящееся в настоящее время в мерзлом состоянии. Соответственно, мы не представляем, как сформировалась совокупность геологических тел, составляющих мерзлые толщи в том или ином регионе. Мы знаем, какие элементарные процессы протекают в области фазовых переходов в промерзающих грунтах, но не знаем историю формирования криогенного строения даже отдельной фации. Стремление все свести к элементарным физическим процессам обусловливает преобладание в геокриологии детерминистской парадигмы. Предполагается, что, имея в модели данные о граничных условиях, составе, строении и свойствах грунтов, можно рассчитать поведение конкретного грунтового массива во времени при изменениях тепловых потоков с требуемой точностью.

Наша позиция заключается в следующем: мерзлые породы представляют собой совокупность иерархически организованных криогенных геосистем, сформировавшихся в результате самоорганизации при понижении температур горных пород до значений фазовых переходов. История развития данных систем заключается в смене стадий, каждой из которых соответствует свой комплекс парагенетических процессов. Криогенные геосис-

темы эмерджентны, т. е. свойства каждой из них не сводятся к свойствам составляющих ее подсистем. Формирование (и разрушение) криогенных образований будет обусловлено совместным действием нескольких процессов, причем характер этих взаимодействий и соотношение действующих агентов изменяются во времени. В этом случае траектория развития системы имеет вероятностный характер.

Поступательное развитие геокриологии привело к накоплению внутренних противоречий, которые могут быть разрешены путем более широкого внедрения давно разрабатываемых, но не получивших распространения представлений о вероятностной основе криолитогенеза. При этом возникновение, формирование, трансформация, разрушение мерзлых пород рассматриваются как результат саморазвития особых природных образований – криогенных геосистем. Расширение представлений об объекте требует изменения методик проведения исследований.

Работа над книгой была связана со значительными трудностями, прежде всего с необходимостью рассмотрения разнородных материалов и привлечения данных из других областей науки. Это является отличительной чертой предлагаемого подхода. Мы убеждены, что для решения поставленных задач необходимо объединение усилий разных специалистов, поскольку происхождение самого объекта, его морфология, распределение пространственных неоднородностей и история являются результатом пространственно-временных взаимодействий множества разнообразных природных факторов. Авторы уверены в перспективности и важности представленного направления, хотя осознают сложность его реализации.

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ 5
Литература 9
Глава 1. КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ 10
1.1. История развития геосистемного подхода в геокриологии . . . –
1.2. ~~Криогенные геосистемы~~ структура криогенных геосистем . . . 41
1.3. Переходные зоны 65
1.4. Деформации криогенных геосистем 84
1.5. Динамика криогенных геосистем 93
Выводы 100
Литература 102
Глава 2. ТЕПЛООБМЕН НА ПОВЕРХНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР САМООРГАНИЗАЦИИ КРИОГЕНЫХ ГЕОСИСТЕМ 109
2.1. Методы оценки и прогноза мерзлотно-климатических изменений . . . . . –
2.2. Теплопотоки в верхней части литосферы 115
2.3. Влияние региональных неоднородностей на глобальные изменения климата в современную эпоху 117
Выводы 119
Литература 120
Глава 3. КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ КРИОЛИТОЗОНЫ 123
3.1. Формирование криогенных геосистем в осадках морского генезиса . . . . . –
3.2. Криогенные геосистемы в скальных породах 145
3.3. Криогенные геосистемы деятельного слоя 148
3.4. Криогидрологические геосистемы 151
Выводы 154
Литература 156
Глава 4. ЛАНДШАФТЫ И МЕРЗЛОТА 159
4.1. Роль ландшафтов при формировании мерзлых пород. . . . . –
4.2. Связь структуры ландшафтов с параметрами мерзлых пород . 234
Выводы 240
Литература 241
Глава 5. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ 248
5.1. Процессы, сопровождающие формирование криогенных геосистем 248
5.2. Процессы в сформировавшихся криогенных геосистемах 258
5.3. Процессы, сопровождающие тепловое разрушение криогенных геосистем 271
5.4. Систематика криогенных процессов 287
Выводы 308
Литература 310
Глава 6. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЕЙ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ 313
6.1. Математическое моделирование тепловых процессов в структурно-неоднородных средах . . . . . –

6.2. Метод асимптотического усреднения для нестационарной задачи теплопроводности 321
6.3. Теплопроводность структурно-неоднородных сред с учетом фазовых переходов 327
Выводы 336
Литература 337
Глава 7. ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ И ИСКУССТВЕННЫЕ КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ 338
7.1. Природно-технические системы криолитозоны . . . . . –
7.2. Искусственные криогенные системы 357
Выводы 363
Литература 365
Глава 8. ИЗУЧЕНИЕ КРИОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ. ПРОБЛЕМЫ, ПОДХОДЫ, МЕТОДЫ 367
8.1. Оценка потенциальной возможности разрушения криогенных геосистем . . . . . –
8.2. Оценка геоэкологической опасности при развитии криогенных процессов 372
8.3. Оценка литогенной основы криогенных геосистем. 374
8.4. Изучение динамики растительных покровов. 376
8.5. Математические методы оценки неоднородностей параметров криогенных геосистем 381
Выводы 387
Литература . . . . . –
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 389

Тематический план выпуска
изданий СО РАН на 2010 г., № 70

Научное издание

Владимир Павлович Мельников, Александр Николаевич Хименков,
Анатолий Викторович Брушков и др.

**КРИОГЕННЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ:
ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Утверждено к печати Ученым советом Института криосферы Земли СО РАН

Редактор *М.А. Трашкеева*
Художественный редактор *О.М. Вараксина*
Корректор *В.В. Борисова*
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

Подписано в печать 00.00.10. Формат 70×100 1/16. Гарнитура SchoolBookC. Печать офсетная.
Бумага офсетная. Усл.-печ. л. 0,0. Уч.-изд. л. 0,0. Тираж 300 экз. Заказ № 37

ООО "Академическое издательство "Гео", 630055, Новосибирск, ул. Мусы Джалиля, 3/1
Тел./факс: (383) 328-31-13, http://www.izdatgeo.ru
Отпечатано в ООО "Тираж-Сибирь", 630087, Новосибирск, ул. Немировича-Данченко, 165
Тел.: (383) 263-66-36