

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ДИНАМИКУ КРИОЛИТОЗОНЫ

А.Н. Хименков, А.Н. Власов*

*Институт геоэкологии РАН, 101000, Москва, Уланский пер., 13, стр. 2, а/я 145, Россия,
a_khimenkov@mail.ru*

** Институт прикладной механики РАН, 119999, Москва, Ленинский пр., 32а, Россия,
bah1955@yandex.ru*

Используется подход, при котором возникновение, трансформация и разрушение мерзлых пород обусловлены неоднородностями поверхностных условий. Динамика криолитозоны под воздействием изменения внешних условий определяется серией локальных перемен, связанных с особенностями строения территории. Предлагаемый подход включает решение нескольких групп задач: оценка теплообменных процессов на уровне элементарных микроландшафтов с однородными поверхностными условиями; оценка распределения ландшафтных неоднородностей по площади; комплексная оценка этих групп факторов для геосистем различного масштаба и для разных временных интервалов.

Трансформация мерзлых пород, локальные изменения, элементарный микроландшафт, ландшафтная неоднородность, комплексная оценка, геосистемы различного масштаба

INFLUENCE OF HETEROGENEITY OF THE NATURAL ENVIRONMENT ON PERMAFROST DYNAMICS

A.N. Khimenkov, A.N. Vlasov*

*Institute of Environmental Geoscience RAS, 101000, Moscow, Ulansky per., 13, build. 2, P/O box 145, Russia,
a_khimenkov@mail.ru*

** Institute of Applied Mechanics RAS, 119999, Moscow, Leninsky pr., 32a, Russia,
bah1955@yandex.ru*

In the article, the approach is used when the occurrence, the transformation and the destruction of frozen ground are caused by the superficial condition heterogeneity. The permafrost dynamics under the influence of the external condition change is considered to be defined by a series of the local changes due to the territory structure features. The hierarchical approach includes solution of a number of problems: the heat-mass-transfer process estimation at a level of elementary micro-landscapes with homogeneous superficial conditions; the estimation of landscape heterogeneity zonation and the complex estimation of these groups of factors both for geosystems of various scales and for various time intervals.

The transformation of frozen ground, local changes, elementary micro-landscapes, landscape heterogeneity, complex estimation, geosystems of various scales

ВВЕДЕНИЕ

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 (ММП) при изменении внешних условий, например глобальном потеплении 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 обуславливается формирование неоднородности высшего порядка – закономерного широтно-зонального распределения температур ММП, выражающееся в их понижении при движении с юга на север. Данная закономерность искажается (усили-

вается или ослабевает) 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 в значительной мере меняют широтно-зональную закономерность распределения температур ММП. Эндеогенные 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 причинами, обусловленными протеканием поверхностных или внутригрунтовых процессов (размыв и перетолжение осадков, увлажнение или иссушение поверхности, смена растительных сообществ, развитие трещин в породах и др.). Глобальные колебания климата и связанные с ними изменения температур воздуха трансформированы региональными и локальными факторами, что выражается в индивидуальных особенностях развития отдельных территорий, обозначившихся в ходе наблюдаемого в последние десятилетия потепления климата. Мы считаем, что влияние неоднородностей природной среды на формирование, изменение и разрушение ММП является самостоятельной и актуальной проблемой, требующей специального рассмотрения.

Наш подход базируется на представлении о том, что общие для любой исследуемой территории долговременные изменения среднегодовых параметров атмосферы или прямой солнечной радиации дифференцируются в соответствии с неоднородностями, обусловленными различием 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 т. д.), особенностями реакции на внешние воздействия и устойчивостью. Динамика мерзлых пород (возникновение, рост, трансформация, деградация и разрушение) связана в первую очередь с изменениями криогенных геосистем на микроуровне, с возможной последующей их рекомбинацией, сменой или разрушением, что в конечном счете и определяет адаптацию мерзлых пород к новым условиям. Этот подход требует обратить особое внимание на изучение неоднородностей и

их роли в изменениях криолитозоны. Следует также разработать методику изучения неоднородностей при рассмотрении геосистем разного масштаба.

НЕОДНОРОДНОСТИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ

При рассмотрении влияния неоднородностей природной среды на динамику криолитозоны в качестве структурного элемента выделяется криогенная геосистема, под которой понимается мерзлая порода определенного генезиса и режима промерзания с соответствующим криогенным строением. В нее входят литогенная составляющая, отражающая историю развития и генезис породы, и криогенная составляющая, представленная ледяными включениями или целиком состоящая из льда. Морфология и строение криогенной геосистемы несут в себе информацию о состоянии литогенной основы и поверхностных условиях к моменту промерзания, а также о совокупности и стадийности процессов, связанных с формированием льда. Каждая криогенная геосистема имеет свои пространственные границы и пограничные области, через которые осуществляется взаимодействие с окружающим пространством. Криогенные геосистемы иерархически организованы в соответствии с принципами генетической классификации пород. Мерзлые породы на любой исследуемой территории представляют собой совокупности криогенных геосистем различного масштаба.

Формирование первичных криогенных геосистем. Рассмотрим имеющиеся в литературе данные об особенностях формирования мерзлых пород. Лучше 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, а также затененным и заболоченным днищам долин, поросших густым хвойным лесом. Для Западной Сибири отмечено 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 многолетнемерзлых пород меняется от

5–7 до 50–60 м, их температура колеблется от $-0,1$ до $-1,0$ °C [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 происходит, как правило, 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 обуславливающих [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 шпильки). Важно отметить, что многие криогенные процессы связаны в первую очередь с горизонтальным теплообменом, роль которого еще недооценена и недостаточно изучена.

При формировании криогенных геосистем понижение температур атмосферы является фоновым фактором, который обуславливает потенциальную возможность формирования и сохранения длительное время пород в мерзлом состоянии. Но реализация этой возможности, а также конкретное место образования мерзлого участка, его размеры, строение, сопровождающие процессы, характер воздействия на окружающую среду являются вероятностными событиями. Еще в 1939 г. В.А. Кудрявцев, изучая южную окраину криолитозоны, получил подтверждение «признаков “усиления вечной мерзлоты” наряду с ее деградацией на одном и том же небольшом участке суши» [Основы..., 1959, с. 83], т. е. одновременно происходят два совершенно противоположных процесса. Важно 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 может вызвать региональное охлаждение пород и их промерзание даже при общем повышении температур воздуха. В таежной зоне Западной Сибири на обширных площадях наблюдается интенсивное заболачивание и нарастание сфагнового мха (до 1 см/год). Этот процесс весьма интенсивен: ежегодная площадь заболачивания в лесобо-

лотной зоне составляет 60 км². При данных темпах развития через несколько тысячелетий вся территория Западной-Сибирской равнины может оказаться заболоченной и заторфовой [Гиличинский, 1986]. При интенсивном заболачивании температура пород за 10 лет дополнительно может понизиться примерно на 0,5 °C только за счет застывания поверхности мхами [Белопухова, 1973]. Данный процесс является уже не только локальным, но и региональным фактором, обеспечивающим новообразование ММП.

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 °C в них происходит локальная самоорганизация с формированием устойчивых структурных связей (кристаллизация воды, структурирование минеральной составляющей, формирование криотектур). По мере нарастания основного фактора, определяющего понижение температуры (понижение температуры воздуха при похолодании климата, увеличение мохового слоя в случае заболачивания или уменьшение 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).

Изменение параметров криогенных геосистем в пределах устойчивого состояния. Криогенные геосистемы будут сохраняться в устойчивом состоянии, если их температуры ниже значений температур области интенсивных фазовых переходов. В этом температурном интервале криогенные геосистемы сохраняют свои пространственные границы, строение и свойства. Изменения выражаются лишь в некотором колебании значений незамерзшей воды. Это весьма важное обстоятельство, отличающее стабильное состояние криогенных геосистем от нестабильного, когда они частично или полностью находятся в области интенсивных фазовых переходов. В первом случае значительные температурные (тепловые) изменения не вызывают соответствующих массообменных процессов, а во втором – незначительные температурные изменения могут сопровождаться интенсивным теплообменом.

Устойчивое существование мерзлых пород определяется теплообменом с атмосферой, который осуществляется через ландшафтную составляющую природной среды. Действие широтной поясности, обуславливающей поступление солнечного тепла к поверхности Земли, оказывается значительно измененным. В самом широком смысле ландшафт можно рассматривать как обособленную территорию, в пределах которой компоненты природного комплекса составляют одно целое и

оказывают взаимное влияние 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. При этом жесткая связь ландшафтов с компонентами криолитозоны, в первую очередь, зависящими от теплообмена (глубины деятельного слоя и температуры мерзлых пород), определяется тем, что в них преобладает вертикальный энергообмен по сравнению с горизонтальным [Павлов, 1984]. Изменения растительного покрова, вызванные как естественными, так и техногенными причинами, сопровождаются глубокими изменениями вечной мерзлоты, вызывая ее формирование либо деградацию, или определяют ее стабильное состояние [Тыртиков, 1973].

Неоднородность параметров верхних граничных условий геосистем регулируется ландшафтами, организованными в иерархическую систему (локальный уровень: фацция, 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 фацция. Мозаичность распределения ландшафтов обуславливает аналогичное распределение характеристик криогенных толщ. Важной особенностью ландшафтов является саморегуляция, возвращающая их в устойчивое состояние при различных нарушениях. Данное свойство ландшафтов обуславливает устойчивость температурного режима в грунтах при изменении внешних условий (среднегодовых температур воздуха и др.) и, как следствие, значительные различия в динамике климата и мерзлых толщ. Для каждой территории можно выстроить последовательность микроландшафтов, которым соответствует ряд значений температур грунтов. Рассмотрим в качестве типичного примера Надымскую геокриологическую область, 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. Она составляет $-3,5...-4,0$ °С в пределах бугристых торфяников, $-1,2...-1,4$ °С на плоских участках надпойменных террас, покрытых торфом, $-0,2...-1,0$ °С на залесенных участках, около 0 °С на участках кедровых лесов, $1,0...1,5$ °С на песчаных раздувах и $1,5...2,0$ °С (до $3,0$ °С) на хорошо дренированных прибрежных участках террас. Разброс температур грунтов области составляет 7 °С и проявляется в пределах небольших территорий [Геокриология СССР, 1989].

Разброс параметров мерзлых толщ и деятельного слоя наблюдается и в пределах однородных ландшафтов. Находясь в целом в небольшом диапазоне, на границе (в зоне перехода к другому ландшафту) разброс значений резко возрастает, а при углублении к центру уменьшается [Гарагуля, 1989]. Приведем некоторые имеющиеся в литературе данные о диапазонах температур для различных однородных уровней ландшафтов. По данным [Москаленко и др., 2006], 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. В пределах однородных тундровых ландшафтов Бованенковского ГКМ (всего выделено 12 типов) разброс значений температур на глубине 10 м составляет от 2 до 4 °С [Ермилов и др., 2002]. Межзональный разброс температур грунтов, определяемый поступлением солнечной радиации и общеклиматическими факторами, для природных зон Западной Сибири составляет около 1 °С. При этом внутризональный разброс температур грунтов, определяемый локальными изменениями поверхностных условий, достигает 7 °С [Геоэкология..., 1992].

Ландшафты определяют не только температуру мерзлых пород, но и различие их реакций на климатические изменения. 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. В тундровых и северотаежных зонах максимально реагируют на колебания климата увлажненные ландшафты: болота и слабодренированные тундры. Минимальное протаивание наблюдается на плоских торфяниках и песчаных раздувах [Мельников и др., 2005]. Для района геокриологического стационара Марре-Сале (Западный Ямал), на котором в течение $1978-1995$ гг. проводились наблюдения, потепление мерзлых грунтов на глубине 10 м в различных ландшафтных условиях составило от $0,1$ до $1,0$ °С. Наибольшее потепление характерно для низкотемпературных тундровых урочищ, наименьшее – для относительно высокотемпературных урочищ низких пойм и долин рек [Pavlov, 1996]. 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]. На основе наблюдений в Центральной Якутии можно заключить, что тренды среднегодовых температур на подошве слоя годовых теплооборотов разных ландшафтов различаются. Положительная реакция (до $0,02$ °С/год) на потепление климата отмечается в автономных или близких к ним природ-

ных комплексах элювиального типа (аласный, склоновый, песчано-грядовый). Отрицательные тренды (до $-0,04$ °С/год) характерны для пойменного, низкотеррасового, межгрядово-низинного и мелководинного ландшафтов [Скрябин и др., 1999].

Рассмотренные материалы показывают, что растительный покров не является всего лишь пассивной средой с определенными теплофизическими характеристиками. 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.

Разрушение (трансформация) криогенных геосистем. Полное или частичное разрушение криогенной геосистемы наступает в случае, когда температура в ней (во всем объеме или части) достигает значений интенсивных фазовых переходов. Таяние льда обуславливает разрушение связей, обеспечивающих строение и свойства системы. Причем литогенная основа криогенной геосистемы может сохраниться (если не происходит перемешивания или удаления минеральных и органических частиц). Стадия разрушения наступает в случае потепления климата либо изменения поверхностных условий. Первая причина реализуется за длительный период (как минимум, сотни, а то и тысячи лет), но и в этих условиях при потеплении климата сначала меняется ландшафтная обстановка. Основной причиной повышения температуры в мерзлых толщах является изменение поверхностных условий, это прежде всего изменение растительности, накопление снежного покрова. Причиной изменения могут быть глобальные колебания уровня Мирового океана, локальные тектонические движения, эрозийная деятельность (морей, рек, озер), техногенные нарушения. Разрушение мерзлых пород чрезвычайно трудно прогнозировать, поскольку оно обусловлено разнообразными причинами и реализуется при одновременном сочетании многих процессов и, кроме того, подвержено влиянию многих посторонних факторов, усиливающих, ослабляющих и даже останавливающих разрушение. Например, в понижениях рельефа, возникающих при протаивании грунта, могут развиваться процессы заболачивания и образования торфяников. Это, в свою очередь, приводит к понижению температур грунтов и даже вторичному промерзанию. Таким образом, в грунтах развиваются своего рода “защитные реакции” в ответ на потепление климата [Конищев, 2004].

Заключительная стадия развития криогенных систем ярко иллюстрирует роль вероятностных подходов при изучении мерзлых пород. Само начало развития криогенных процессов обусловлено вероятностными причинами. Их протекание, остановку, консервацию, возобновление также нельзя точно прогнозировать. На фоне направленного разрушения наблюдается постоянная самоорганизация промежуточных устойчивых криогенных геосистем, т. е. при составлении прогноза следует учитывать синергетичность термоденудационных процессов, что в современной практике не делается.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

При оценке достоверности прогнозирования поведения криогенных геосистем встает вопрос о представительности материалов, характеризующих их параметры. Казалось, что наиболее важной проблемой становится увеличение точности измерений, в то же время существует предел, за которым любое повышение точности параметров начальных условий или введение новых не улучшает результат. По мнению С.Е. Гречищева, “...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]. Следует также учитывать, что криолитозона иерархична, а формирующие ее криогенные системы эмерджентны, т. е. закономерности развития и свойства любой из них отличаются от аналогичных составляющих ее подсистем.

Математическое моделирование, учитывающее пространственно-временные изменения неоднородности природной среды, наиболее эффективно при иерархическом подходе [Садовский, Писаренко, 1991; Яновский и др., 1999] с использованием методов теории вероятности и математической статистики. Следует отметить, что привлечение методов нечеткой логики к решению данных задач, не обоснованно, так как в них от экспертных оценок ничего не зависит (здесь неопределенность связана не с понятиями – лингвистическими переменными, которыми оперирует теория нечетких множеств [Zade, 1965; Zade, 1976; Рыжов, 1998], а с протекающими физическими процессами).

Предлагаемый подход включает решение нескольких групп задач: оценка теплообменных процессов и механических свойств на уровне элементарных микроландшафтов с однородными поверхностными условиями; оценка распределения ландшафтных неоднородностей по площади; комплексная оценка этих групп факторов для геосистем различного масштаба; то же для различных временных интервалов. За основу выделения тер-

риторий для математического моделирования используем ландшафтное районирование.

1. На элементарном уровне (фация) геокриологической территории 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 Бородачева [Бородачев, 1950], Большева [Большев, 1963, 1987]). Поведение во времени фации (ее динамика) рассчитывается “в среднем”. Также определяются 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

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial x} \right), \quad (1)$$

где κ – коэффициент температуропроводности, представляющий собой случайную величину.

Представим κ в виде суммы: $\kappa = \bar{\kappa} + \kappa'$, где $\bar{\kappa}$ – среднее значение коэффициента температуропроводности; κ' – флуктуация, среднее значение которой равно нулю. Далее осредним уравнение (1). В результате получим

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \bar{\kappa} \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} M \left[\kappa' \frac{\partial T}{\partial x} \right], \quad (2)$$

где $\bar{T} = M[T]$ – осредненное температурное поле; $M[\varphi(\kappa)] = \int_{\tau} \varphi(\tau) f(\tau) d\tau$ – математическое ожидание (среднее значение) функции φ случайной величины κ ; $f(\tau)$ – плотность распределения случайной величины κ .

Таким образом, полученное уравнение (2) доказывает вышеприведенное замечание.

Можно попытаться заменить уравнение (2) следующим уравнением:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \kappa^* \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2}, \quad (3)$$

где κ^* представляет собой так называемый эффективный коэффициент температуропроводности.

Из уравнения (2) следует, что если справедливо уравнение (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 (3) не всегда можно подобрать коэффициент κ^* так, чтобы оно выполнялось для осредненных температурных полей с достаточной степенью точности. С подобными проблемами сталки-

ваются уже при описании стационарных температурных полей, где осредненное стационарное температурное поле не удовлетворяет стационарному уравнению теплопроводности, а удовлетворяет интегродифференциальному уравнению Дайсона [Беран, 1978].

Выход из такого положения видится, например, в применении непосредственного численного моделирования с использованием метода 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 для исследований выделяется представительный элемент, что можно сделать в силу предположения стохастической однородности. Для каждой реализации представительного элемента структуры применяются методы исследования с учетом граничных областей (областей раздела) между геокриологическими территориями элементарного уровня. Используя методы теории асимптотического осреднения дифференциальных уравнений с быстро осциллирующими коэффициентами [Бахвалов, Панасенко, 1984; Власов и др., 1995], для исследуемого иерархического уровня определяются осредненные характеристики уровня и вспомогательные функции (в случае исследования температурного режима – вектор-функции, учитывающие температурные флуктуации относительно функции, полученной из решения осредненной задачи), позволяющие учитывать структуру исследуемого иерархического уровня. Таким образом, на этом этапе расчет проводится по осредненным 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. Переходим на следующий иерархический уровень ландшафтной организации и проводим процедуру, описанную в п. 2.

4. И т. д. до тех пор, пока не достигнем максимально возможного уровня ландшафтной организации, не удовлетворяющего условию стохастической однородности. На этом уровне следует проводить прямые расчеты.

Заметим, что подобный подход позволяет оценить протекающие криогенные процессы, т. е. динамику, на любом иерархическом уровне ланд-

шафтной организации, учитывая неоднородность ее строения, с вероятностной оценкой возможного протекания этих процессов в том или ином направлении и оценить возможные последствия.

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренный выше подход, учитывающий пространственные неоднородности природной среды, чрезвычайно важен при изучении истории развития криолитозоны. На одной и той же территории в грунтах одинакового генезиса и времени образования возраст мерзлых пород может быть различным. Более того, формирование некоторых из них может быть непосредственно связано с климатом (например, похолоданием), развитие других может зависеть от других факторов (например, заболачивания территории). 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].

Материалы, приведенные в статье, позволяют рассматривать криолитозону как 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. Такая модель развития криолитозоны может базироваться только на вероятностных подходах, учитывающих ее неоднородность и иерархичность. При данном подходе формирование мерзлых пород, их изменение и разрушение определяются вероятностными законами. Для конкретных масштабов и условий зависимости могут вырождаться в детерминистские (плотность вероятности определяется δ -функцией).

Каждую территорию можно представить в виде совокупности локальных неоднородностей, по-разному реагирующих на внешние воздействия. Ее изменение, приводящее систему в состояние равновесия с новыми условиями, представляется не строго предопределенной траекторией, а неким полем возможностей для реализации альтернативных путей развития посредством трансформации и рекомбинации отдельных криогенных геосистем. Поведение отдельных криогенных геосистем может отличаться от общих тенденций. При этом на будущий момент предсказать можно только вероятности предполагаемых 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].

Прогноз реакции криолитозоны на колебания климата не может базироваться только на теплофизических расчетах. Следует учитывать, что в ходе изменений формируются новые устойчивые промежуточные состояния (геосистемы), со своими характеристиками, свойствами и трендами развития. Например, усиление термоденудационных процессов при потеплении климата в значительной мере компенсируется процессами консервации, вторичного промерзания переотложенных пород, процессами заболачивания, сменой растительных сообществ, способствующих понижению температуры грунтов, и др.

Наибольшее влияние ландшафтной неоднородности на динамику криогенных геосистем наблюдается при температурах пород, близких к значениям, соответствующим области интенсивных фазовых переходов. Оценка их поведения в этом случае крайне затруднительна. Здесь может оказаться полезным применение показателя Ляпунова (μ). Результаты анализа траекторий изменения температур в различных точках рассматриваемой криогенной геосистемы можно использовать для оценки динамики ее развития в области неустойчивого состояния. При $\mu > 0$ происходит разбегание траекторий, система неустойчива. При $\mu < 0$ траектории сходятся, т. е. система стремится к устойчивому положению.

Вероятностные подходы в оценке динамики мерзлых пород требуют разработки новых методик для их исследований. Они должны быть направлены не только на изучение конкретных показателей в пределах выделяемых однородных участков (температура пород, мощность деятельного слоя, льдистость, криогенное строение и др.), но и на выявление их изменчивости. Необходимо также продолжить разработку обоснованных осредненных параметров криогенных геосистем. По нашему мнению, правильным было бы вводить в них вероятностные составляющие. Учитывая эмерджентность криогенных систем, в эти методики должны быть заложены возможности перехода от одного масштаба к другому.

ВЫВОДЫ

1. Криолитозона в целом представляет собой иерархически организованную криогенную геосистему высшего порядка, территориальные и локальные неоднородности отражаются в различных соотношениях ее подсистем.

2. Тренд развития криолитозоны на определенной территории является совокупностью трендов развития отдельных локальных криогенных геосистем.

3. Эволюция многолетнемерзлых пород на любой территории связана с самоорганизацией локальных промежуточных геосистем, изменяющих интенсивность и даже направленность общего развития.

4. Следует разрабатывать полевые методы, направленные на более полное изучение неоднородностей температурного поля пород в пределах однородных ландшафтов.

5. Необходимы новые подходы в разработке математических моделей, максимально соответствующих вероятностному характеру развития криогенных геосистем разного порядка.

Литература

Бахвалов Н.С., Панасенко Г.П. Осреднение процессов в периодических средах. М., Наука, 1984, 352 с.

Белопухова Е.Б. Особенности современного развития многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Региональная геокриология: Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1973, с. 84–86.

Беран М.Дж. Применение статистических теорий для определения тепловых, электрических и магнитных свойств неоднородных материалов // Механика композиционных материалов / Под ред. Дж. Сендечки. М., Мир, 1978, т. 2, с. 242–286.

Большев Л.Н. Асимптотически 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.

Бородачев Н.А. Основные вопросы теории точности производства. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1950, 416 с.

Васильчук Ю.К. Гетерохронность и гетерогенность едомы Дуванного Яра // Докл. РАН, 2005, т. 402, № 1, с. 106–112.

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.

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

Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 454 с.

Геоэкология Севера. М., Изд-во МГУ, 1992, 270 с.

Гиличинский Д.А. Сезонная криолитозона Западной Сибири. М., Наука, 1986, 143 с.

Горшков С.П., Ванденберг Дж., Алексеев Б.А. и др. Климат, мерзлота и ландшафты Среднеенисейского региона. М., Изд-во МГУ, 2003, 96 с.

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

Заде Л.А. Понятие лингвистической переменной и его применение к принятию приближенных решений. М., Мир, 1976, 165 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.

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.

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.

Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е., Казанцева Л.А. и др. Мониторинг природной среды, нарушенной линейным строительством на севере Западной Сибири. Сергеевские чтения. Вып. 8. М., Изд-во ГЕОС, 2006, с. 44–48.

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

Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск, Наука, 1984, 254 с.

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

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.

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.

Тыртиков А.П. Вечная мерзлота и растительность // Региональная геокриология: Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1973, с. 68–74.

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. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1953, 352 p.

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

Zade L.A. Fuzzy sets // Information and Control, 1965, vol. 8, p. 338–353.

*Поступила в редакцию
19 декабря 2005 г.*