

РЕАКЦИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА¹

Аннотация

Рассмотрена реакция криолитозоны на два разномасштабных потепления – последних нескольких десятилетий 20- начала 21 веков и в интервале последний криохрон поздний плейстоцен-голоцен. Показано, что изменение ряда характеристик вечной мерзлоты при потеплении климата определяется всей совокупностью свойств меняющегося вслед за потеплением климата ландшафта и его компонентов. Это является причиной того, что при потеплении климата на фоне деградиционных тенденций (повышение температуры мерзлоты, увеличение площади таликов и др.) в определенных ландшафтных условиях наблюдаются также изменения мерзлотных характеристик аградационного типа (понижение или стабилизация температуры вечной мерзлоты, уменьшение толщины слоя сезонного оттаивания, увеличение льдистости верхних горизонтов вечномерзлой толщи).

Ключевые слова: климатические и неклиматические факторы теплообмена, деградация мерзлоты, латеральная, фронтальная, защитный слой, ледовый комплекс.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии. Заведующий кафедрой, профессор, vkonish@mail.ru
Работа выполнена при поддержке Программы ведущих научных школ РФ, проект НШ-500.2008.5

Постановка проблемы и ее изученность.

Изучение реакции криолитозоны (вечной мерзлоты) на климатические изменения находится в центре внимания мерзловедения с самых начальных этапов возникновения этой науки. Особую актуальность этот вопрос приобрел в начале 1960-х годов, когда возникла проблема глобального потепления.

К настоящему времени опубликовано множество статей, монографий, проведен ряд международных и российских конференций, специально посвященных изменению криолитозоны в связи с глобальными изменениями климата. Более 15 лет осуществляются международная программа по циркумполярному мониторингу деятельного слоя (CALM) и международный проект по термическому состоянию вечной мерзлоты (TSP), в них участвуют практически все страны, на территории которых наблюдаются явления многолетнего, сезонного и даже кратковременного промерзания почвы и верхних слоев литосферы.

В мерзловедении уже давно установлено, что климатические факторы являются далеко не единственными в формировании таких важнейших характеристик, как среднегодовая температура (t_{cp}) на глубине нулевых годовых амплитуд мерзлой толщи, мощность слоя сезонного оттаивания и др. Количественно определено влияние температуры воздуха, снежного покрова, различных типов растительности, почв, литологии, влажности на упомянутые выше и другие характеристики мерзлых толщ и криогенных процессов (термокарст, морозобойное растрескивание и т.д.). Достаточно хорошо изучены географические закономерности изменения характеристик мерзлых толщ в зависимости от изменения ландшафтных и геологических факторов. Разработан ряд прогнозных моделей изменения криолитозоны на различные сроки в течение XXI в.

Анализ этого материала позволяет сделать вывод, что в оценках реакции криолитозоны на современные и прогнозируемые изменения климата недостаточно учитывается специфика теплообмена толщи многолетней мерзлоты (ММП) с внешней средой. Все внешние, в том числе и климатические, воздействия на мерзлые толщи осуществляются не непосредственно, как это происходит на поверхности ледников, а через систему покровов (растительный, почвенный, грунт деятельного слоя), т.е. через ландшафт и его компоненты. Некоторые авторы разделяют факторы теплообмена мерзлых толщ с атмосферой на температурные и нетемпературные или климатические и неклиматические.

Все это хорошо известно, но сложность состоит в том, что свойства перечисленных покровов и интенсивность их влияния меняется в зависимости от сезона года. Ситуация еще более усложняется, когда происходят направленные изменения климата (в частности, выражающиеся в повышении среднегодовой, летней или зимней температуры воздуха), которые вызывают изменения в других компонентах природной среды, являющихся важными факторами теплообмена атмосферы и мерзлой толщи. Свойства последней меняются как отклик на совокупное воздействие упомянутых компонентов. Воздействие является климатическим сигналом, трансформированным этими компонентами.

В итоге возникает ряд обратных связей (положительных и отрицательных), которые приводят к тому, что мерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но и в определенных условиях неоднозначно. Многие процессы, лежащие в основе этих связей, в настоящее время не изучены. Например, хорошо изучено влияние толщины снежного покрова на температуру мерзлых толщ, но совершенно не изучено влияние изменяющейся в течение зимы структуры снежного покрова, его плотности, пористости, которые сильно изменяют

теплофизические свойства снега, от которых существенно зависят термические характеристики мерзлых толщ.

Изменение условий на поверхности, сопровождающее потепление или похолодание, может сильно трансформировать направленность мерзлотного процесса, развитие или деградацию мерзлых толщ. В одних ландшафтных условиях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его действие, в других – в противоположном, ослабляя его [20].

Предпосылки для этого важнейшего теоретического вывода были получены еще в 30-е гг. прошлого столетия. На основе детального анализа пространственных изменений прерывистой многолетней криолитозоны в бассейне р. Селемджи (Дальний Восток) в зависимости от геологических, геоморфологических, гидрогеологических, гидрологических, геоботанических условий был сделан вывод о наличии признаков усиления вечной мерзлоты наряду с ее деградацией на одном и том же небольшом участке суши [21, 36].

Совершенно естественно предположить, что пространственные закономерности имеют аналогию и во временных закономерностях развития криолитозоны.

Несмотря на то что в мерзлотоведении уже давно установлен сложный и неоднозначный характер взаимосвязей климатических и мерзлотных характеристик, в современной литературе до сих пор обнаруживаются элементы упрощенного подхода при анализе взаимосвязей термических и других характеристик мерзлых толщ температуры и климатических параметров.

Большинство прогнозных моделей, описывающих взаимодействие климата и вечномерзлых толщ, однофакторные, учитывающие только прямые связи криолитозоны лишь с отдельными показателями природной среды, в частности с температурой воздуха; в отдельных моделях в лучшем случае добавляются величина осадков и толщина

снежного покрова. Примеры такого упрощенного подхода к оценкам изменения криолитозоны в условиях глобального потепления последних десятилетий можно найти в [41].

Цель предлагаемой статьи – показать на конкретных примерах из различных районов криолитозоны неоднозначную реакцию характеристик последней для двух разномасштабных потеплений климата – для последних десятилетий и в интервале поздний плейстоцен–голоцен.

Изменения мерзлотных условий в зоне островной и массивно-островной мерзлоты.

На территории севера Европы, Западной Сибири, Канады, Аляски в южной полосе криолитозоны мерзлота встречается в отдельных более или менее протяженных массивах плоско-бугристых и выпукло-бугристых торфяников, которые получили название пальса (фин.).

В районах распространения пальса в различных странах (США, Канаде, Швеции, Финляндии, Монголии) в последние годы выполнены детальные исследования его динамики.

Однако принципиально важными представляются результаты наблюдений за динамикой мерзлых торфяных бугров, полученные в 1933 г. специальной экспедицией Комиссии АН СССР по определению южного предела распространения вечной мерзлоты в районе г. Мезень на Канинском побережье Мезенской губы [8].

Многолетняя мерзлота здесь встречена в торфяных буграх высотой 1-2 м и размером 15x20 м. Отрицательную температуру в торфяных буграх авторы объясняют [8] тем, что с них в зимнее время сдувается снег. Часть бугров находится в стационарном состоянии, но большинство деградирует, т.е. их размеры уменьшаются в результате оттаивания мерзлоты как с боков со стороны заболоченных низин, так и снизу.

Но при этом верхняя граница вечной мерзлоты на буграх, т.е. толщина

слоя сезонного оттаивания на торфяных буграх, почти одинакова (около 0,5 м) и находится в неизменном стабильном состоянии до момента почти полного оттаивания вечной мерзлоты, разрушения и осадки бугра. Отсюда следует, что основным фактором разрушения бугров являются не температурные, а гидрологические условия, т.е. степень обводненности окружающих бугры болотистых низин.

Тем не менее авторы этого обстоятельного исследования основной причиной деградации вечной мерзлоты в Мезенском районе считают изменение климатических условий—за период 1916–1930 гг. температура воздуха повысилась на 1 °С по сравнению с периодом 1883–1915 гг. В работе [8] вывод о связи деградации островов вечной мерзлоты в торфяных буграх с потеплением климата был сделан впервые, также отмечалась, что влияние деятельности человека (нарушение поверхности бугров, уничтожение растительности, выпас скота) в большинстве случаев ускоряет процесс деградации.

Многочисленные исследования мерзлых торфяных массивов и бугров пучения в пределах островной и массивно-островной криолитозоны вблизи ее южной границы, проведенные с использованием современных методов изучения (сравнение аэрофотоснимков за несколько десятилетий, геофизические данные, стационарные наблюдения) в различных районах Финляндии, Швеции, Норвегии, Аляски, Канады в целом подтвердили выводы, полученные для Мезенского района, и позволили детализировать динамику этого типа вечной мерзлоты в условиях потепления климата. Во всех регионах преобладает сокращение площади мерзлых торфяников, что отражает деградацию вечной мерзлоты. Однако разрушение мерзлых торфяников происходит в латеральном направлении, темп развития термокарста определяются степенью обводненности окружающих болот. В среднем скорость деградации составляет 1% за последние 50 лет. На

относительно осушенных участках болот происходит пучение и рост новых торфяников и бугров. Отмечены случаи, когда торфяные массивы деградируют с одного края, тогда как с другого края массива происходит их промерзание, пучение и приращение торфяного массива [42]. Положительный тренд изменения температуры воздуха практически не отражается на увеличении глубины сезонного оттаивания на деградирующих или растущих торфяниках. Некоторые авторы утверждают, что масштабы деградации мерзлоты в торфяных массивах никак не связаны с изменением среднегодовой температуры воздуха и определяются местными факторами [39].

Имеются данные наблюдений, свидетельствующие, что динамика мерзлых толщ в пределах торфяных массивов определяется не направленностью климатического тренда, а сочетанием конкретных летних и зимних условий, которые в пределах южной криолитозоны Тимано-Печерского региона за последние 60 лет способствовали сохранению и новообразованию мерзлых толщ [25]. На территории финской Лапландии современные климатические условия характеризуются усилением ветровой активности, что приводит к возникновению новых палъс; с торфяных бугров высотой более 90 см снег сдувается, поэтому климатические условия Лапландии в настоящее время весьма благоприятны для формирования мерзлых островов [43].

Реакция мерзлых толщ на современное потепление климата в других районах.

Имеются многочисленные данные о повышении температуры вечной мерзлоты (t_{cp}) на глубине нулевых годовых амплитуд за последние десятилетия в самых разных районах криолитозоны — на Аляске, в Северной Канаде, на севере Западной Сибири, севере европейской части России, на севере Скандинавии, плато Тибет, в Монголии, на Тянь-Шане. Все эти данные обобщены в [41]. Основными причинами

этой реакции вечной мерзлоты являются повышение значений среднегодовой температуры воздуха и изменение толщины снежного покрова.

В отличие от рассмотренных выше мерзлых торфяных массивов эти данные относятся к мерзлым толщам, сложенным минеральными грунтами. Кроме того, они характеризуют прежде всего мерзлые толщи в пределах автономных ландшафтов.

В тех случаях, когда температурные наблюдения в скважинах охватывают более полный спектр ландшафтных условий той или иной местности, обнаруживается, что вечномерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха (потепление) не только с разной интенсивностью, но и неоднозначно.

Ранее нами было показано, что положительный тренд, т.е. прямая реакция на потепление климата, наблюдается в автономных или близких к ним природных комплексах. Отрицательный тренд отмечается в подчиненных природных комплексах субарктического или субарктического типа – пойменном, низкотеррасовом, мелкодолинном, межрядово–низинном [17]. Этот вывод был сделан на основе мониторинговых наблюдений за температурой вечной мерзлоты в Центральной Якутии [30].

В последние годы (10–20 лет) в районе Чульманской впадины (Алданский щит) геотермические данные указывают, что в 23% скважин на водоразделах до глубины 40 м зафиксировано повышение t_{cp} на 0,1–0,3°C. В большинстве скважин, расположенных в ненарушенных природных условиях, на глубинах 20–50 м сохранился квазистационарный тепловой режим, не отреагировавший на повышение среднегодовой температуры воздуха за последние 20 лет. В то же время в долинах рек и падей на мелкобугристых участках в ряде случаев до глубины 20–40 м наблюдается понижение t_{cp} на 0,1°C [12]. Приведенные данные, безусловно, подтверждают сделанный вывод о внутриландшафтной дифференциации реакции t_{cp} на потепление климата.

Причина этих различий вероятнее всего объясняется тем, что в подчиненных (супераквальных) ландшафтах в отличие от автономных, развиваются защитные реакции в ответ на потепление климата – повышение влажности почвы, более интенсивный рост влаголюбивых растений (мох), накопление органического материала в аккумулятивном горизонте почв и др.

В какой мере эта закономерность проявляется в различных температурных и криолитологических регионах криолитозоны, пока сказать затруднительно в силу ограниченности фактических данных. Во всяком случае, для зоны прерывистой мерзлоты (на минеральном субстрате), особенно для ее южных районов, эта ландшафтная дифференциация реакции вечной мерзлоты на потепление климата должна быть весьма характерна.

В пределах распространения мерзлоты данного типа наблюдается не только повышение температуры, но и оттаивание мерзлоты с поверхности на несколько метров, таким образом возникает несливающийся тип мерзлоты. Это было зафиксировано термометрическими наблюдениями на территории Уренгойского газоконденсатного месторождения (Западная Сибирь) в ареале мерзлых толщ, сложенных минеральными грунтами [3]. В отличие от островной и массивно-островной зоны, где деградация мерзлых торфяных бугров происходит в латеральном направлении, в более северной части прерывистой криолитозоны, деградация мерзлых минеральных толщ происходит фронтально, т.е. сверху вниз.

Индикаторами реакции криолитозоны на современные климатические изменения, которые фиксируются при мониторинге, являются вариации глубины сезонного оттаивания и температуры мерзлых толщ (t_{cp}) на глубине нулевых годовых ее амплитуд (обычно 10–15 м). Важно установить пространственно-временные соотношения между этими характеристиками.

На основе длительных стационарных наблюдений (более 30 лет) на севере Западной Сибири установлено, что глубина сезонноталого слоя весьма слабо реагирует на потепление климата по сравнению со среднегодовой температурой мерзлых толщ (t_{cp}). Температурный тренд последних для некоторых ландшафтов может превышать тренд температуры воздуха, что объясняется увеличением снегоотложений в многолетнем разрезе [26].

Еще более радикальный вывод сделан в работе [3]; на севере Западной Сибири при потеплении климата реакция доминантных мерзлотных ландшафтов (торфяники и болота) может развиваться в двух направлениях: 1) максимальное увеличение сезонного протаивания при минимальном изменении t_{cp} ; 2) наоборот, максимальный рост t_{cp} при минимальном изменении толщины слоя сезонного оттаивания.

Особое место по реакции на современное потепление занимает мерзлота в пределах пятнистой (медальонной) тундры. За последние 20 лет (1977–2007) температура поверхности почвы и температура многолетней мерзлоты на глубине 0,7 м заметно повысились (на 1,774 и 2,34°C соответственно) вслед за повышением температуры воздуха (1,334°C) вблизи мыса Франклина на Аляске. В то же время толщина слоя сезонного оттаивания (средняя толщина 0,571 м) уменьшилась на 0,036 м. Одной из основных причин этого несоответствия авторы считают зарастание пятен-медальонов, так называемый greening effect of the Arctic [40], что заметно уменьшило величину поглощенной солнечной радиации и соответственно индекс протаивания.

Приведенные примеры показывают, что при анализе современной динамики криолитозоны в связи с изменениями (потеплением) климата, а также при разработке прогнозных сценариев изменения криолитозоны необходимо анализировать всю совокупность свойств меняющегося вслед за изменениями климата ландшафта и его отдельных компонентов и в особенности эффекты, противодействующие проявлению ведущего процесса. Этот анализ должен быть основан на региональных особенностях взаимосвязей в системе: климат–ландшафт–криолитозона, поскольку в разных регионах криолитозоны эти взаимосвязи реализуются по-разному, и эти различия еще довольно слабо изучены.

Динамика мерзлых толщ в интервале - конец позднего плейстоцена – голоцен.

На рубеже позднего плейстоцена и голоцена в Северной Евразии началась грандиозная по масштабам деградация позднеплейстоценовой криолитозоны. За последние 10–12 тысяч лет ее площадь уменьшилась более чем в 2 раза. На Русской равнине и в Западной Сибири южная граница криолитозоны переместилась от 48° с.ш. до современных ее границ, т.е. на несколько сотен километров к северу [9].

Не менее кардинальные изменения криолитозоны произошли в пределах ее современного ареала. У этой проблемы имеется ряд аспектов, но мы остановимся на наиболее впечатляющем – эволюции ледового комплекса, сильнольдистых синкриогенных мерзлых толщ мощностью несколько десятков метров (рис. 1).



Рис. 1. Обнажение ледового комплекса. Сверху над ледяными жилами отчетливо виден защитный слой. Низовье р. Яны, левый берег, фото автора, 1967 г.

Наибольшее распространение отложения ледового комплекса получили во время последнего криохрона (15–18 тыс. лет назад), когда произошла регрессия морей Северного Ледовитого океана, осушились огромные пространства шельфов моря Лаптевых и других морей. На осушившихся шельфах и на территории Восточной Сибири происходило накопление отложений ледового комплекса. На рис. 2 показана схема распространения этих образований, за исключением шельфов, которые были уничтожены в процессе голоценовой трансгрессии моря. Формирование отложений ледового комплекса происходило в суровых климатических условиях последнего криохрона. Среднегодовая температура мерзлых толщ (t_{cp}) в это время на севере Якутии была минус $(25\div 28)^{\circ}\text{C}$, местами доходила до минус 30°C , в центральной Якутии отложения ледового комплекса формировались при температуре не выше 10°C , температура воздуха в это

время была естественно еще ниже [15]. В настоящее время значения среднегодовой температуры мерзлых толщ в этих районах составляют минус $(12\div 14)^{\circ}\text{C}$ и минус $(3\div 5)^{\circ}\text{C}$ соответственно. Следствием кардинальной перестройки климата на рубеже последний позднеплейстоценовый криохрон–голоцен стало не только резкое повышение температуры мерзлых толщ. Один из основных процессов эволюции рельефообразующих отложений ледового комплекса в течение последних 12–13 тыс. лет – его эрозионно-термокарстовое расчленение, а также формирование многочисленных обширных эрозионно-термокарстовых котловин и аласов.

В настоящее время на территории Северо-Якутской и Центрально-Якутской низменностей останцы ледового комплекса (едомы) и аласные котловины, размеры которых достигают нескольких десятков квадратных километров, являются основными формами рельефа (помимо долин рек).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОРОД ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА. РОССИЯ

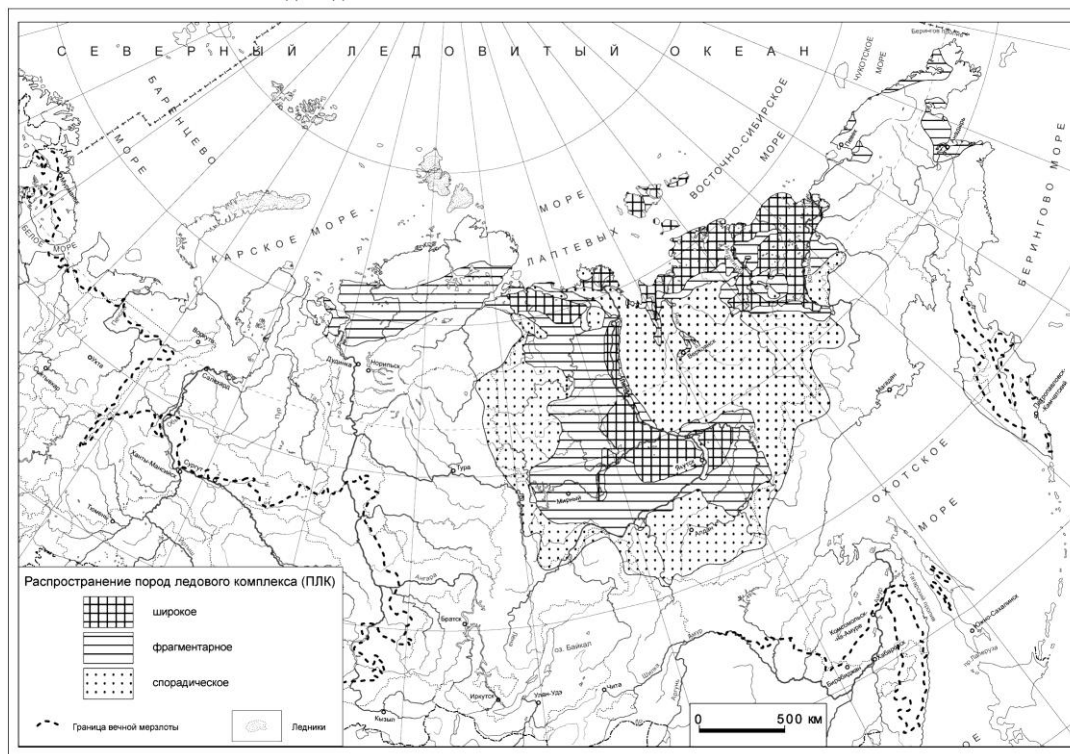


Рис. 2. Распространение отложений ледового комплекса. Составлено автором и Н.А. Королевой по материалам [15, 22, 28, 31]

Интересные выводы следуют из сравнения площадей останцов, сложенных ледовым комплексом, на территориях Северо-Якутской и Центральноякутской низменностей и площадей, занятых аласными (термокарстово-эрозионными) котловинами. В литературе опубликованы разные оценки: на Приморских Низменностях Якутии термокарстово-эрозионные котловины занимают около 60–70% от общей площади равнины, в центральной Якутии аласы занимают 10–20% общей площади региона [2]. По данным [5], термокарстово-эрозионные котловины на Яно-Омолойском междуречье занимают от 35–40 до 60–70% площади равнины. По данным В.С. Ломаченкова [23], на Яно-Индибирской низменности озерно-термокарстовые поверхности занимают 65–75% площади, тогда как останцы ледового комплекса – 25%. На Колымской низменности останцы ледового комплекса занимают около 41% от всей площади низменности [34]. М.С. Иванов [13] приводит такие цифры площади аласов в Центральной Якутии (Тюнгулюнская терраса и ее сочленение с

Абалахской террасой) от 15–20% до 30–50% общей площади и до 20–50% от площади ледового комплекса.

Несмотря на приблизительность оценок, из сравнения этих цифр следует, что поверхности, сложенные ледовым комплексом, на низменностях Северной Якутии заметно больше переработаны термокарстовыми процессами, чем на территории Центрально-Якутской низменности.

Палеогеографические данные по истории голоцена, а также прямые наблюдения показывают, что аласные котловины, за исключением тех, зарождение которых связано с деятельностью человека, в настоящее время в центральной Якутии почти не развиваются [32]. Активно – за счет термоабразии – они расширялись в прошлом, в частности, в период обводнения аласных котловин в конце 30-х г. прошлого столетия. В то же время на территории Яно-Индибирской низменности зафиксированы случаи явного расширения аласных котловин в последние десятилетия [33].

Главной причиной возникновения и развития аласов как на севере Якутии, так и значительно южнее, в пределах Центральной Якутской низменности было не собственно потепление климата или какие-то другие температурные факторы, а обводнение территории, выражающееся в степени заозеренности. Если на севере этот фактор действовал постоянно с самого конца позднего плейстоцена и на протяжении всего голоцена, то в Центральной Якутии эпоха аридизации началась в первой половине голоцена и продолжается до настоящего времени [32].

Аккумуляция отложений ледового комплекса завершилась в конце последнего криохрона, и с этого времени вершинные поверхности его многих останцов (едом) не подвергались денудации, в том числе термокарсту и эрозии. Об этом свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные датировки, показывающие, что завершение аккумуляции отложений ледового комплекса происходило в самом конце позднего плейстоцена [13,14].

Эти данные подтверждают представление [37] о том, что в голоцене происходили разнонаправленные процессы преобразования отложений ледового комплекса. Оттаивание последнего происходило не фронтально по всей территории, а в горизонтальном направлении (латерально), когда массивы ледового комплекса подвергались озерной термоабразии и термоденудации с боков.

В конце позднего плейстоцена и в голоцене в период обводнения на вершинных поверхностях останцов ледового комплекса действовали факторы, способствовавшие их сохранению и повышению устойчивости.

Еще в 1940 г. [11] возникло представление о защитном слое, который залегает ниже слоя сезонного оттаивания и над толщей погребенного льда, а по современным представлениям, – над поверхностью плейстоценовых сингенетических полигонально-жильных льдов. Было установлено, что под густым лесом на межаласных поверхностях в Центральной Якутии этот слой не тает, он

находится в многолетнемерзлом состоянии, но стоит уничтожить лес, как толщина слоя сезонного оттаивания увеличивается на 30–40% (при средней исходной величине 1,3–1,4 м) и защитный слой начинает таять. Толщина защитного слоя 1,5–2 м.

Этот исключительно важный вывод полностью подтвердился в последующих наблюдениях. На приморских низменностях защитный слой также широко развит на останцах ледового комплекса, но в работах одних авторов он называется покровным слоем [14], в работах других – промежуточным слоем [37].

Особенность этого слоя – его очень высокая льдистость (до 60–70%), которая представлена атакситовой и сетчатой криотекстурами. Состав слоя в большинстве случаев алевритовый, а мощность в большинстве случаев 1,5–1,7 м.

В отношении генезиса этого слоя в литературе существуют две точки зрения. Согласно первой покровный слой является реликтом голоценового климатического оптимума, когда на останцах ледового комплекса глубина сезонного оттаивания (СТС) увеличилась и достигла около 2 м (сейчас мощность СТС 40–50 см). В последующем во время позднеголоценового похолодания часть этого слоя примерзла снизу и достигла современных величин, т.е. 40–50 см [14,19].

Другие авторы полагают, что в климатический оптимум голоцена такого увеличения мощности слоя сезонного оттаивания произойти не могло, так как начало увлажнения и развития болотного процесса на приморских низменностях в голоцене начало потепления, а опережало не совпадало с ним. Действительно, сейчас появились неопровержимые свидетельства начала массового развития термокарста не во время климатического оптимума голоцена, а существенно раньше – в конце позднего плейстоцена [29]. На останцах ледового комплекса (едомах) развивалась влаголюбивая растительность – мхи, кустарнички, формировались торфяно-

глеевые почвы, увеличивалась влажность грунтов слоя сезонного оттаивания, что никак не способствовало какому-либо увеличению мощности слоя сезонного оттаивания.

Правда, в отдельных (достаточно редких) случаях в разрезах ледового комплекса толщина покровного слоя несколько превышает средние значения, местами он образует мульды мощностью до 2,5–3 м [14]. Подобные факты описаны также В.В. Куницким [22], а льдистые отложения, залегающие ниже СТС, названы им быларными². Их формирование он связывает с несколько более увлажненным СТС по сравнению с фоновыми. Талик в этом случае не образовывался. Как пишет Ю.Л. Шур [37], там, где обводнение в голоцене не дотягивало до крайней степени ее переувлажнения в виде озер, там развивалась влаголюбивая растительность, способствовавшая сохранению мерзлоты. Но степень увлажнения на останцах ледового комплекса была разная, и в пределах небольших понижений она могла быть несколько выше, что и приводило к несколько большей мощности покровного слоя.

Однако фоновая мощность слоя сезонного оттаивания на поверхностях, сложенных ледовым комплексом, в определенное время, действительно, была существенно больше современной. Это время соответствует позднему плейстоцену, когда формировались сартанские слои ледового комплекса. Эта точка зрения была высказана Г.Ф. Грависом [6] и развита Ю.Л. Шуром [38], который основывался на данных спорово-пыльцевых анализов отложений ледового комплекса, свидетельствующих о преобладании травянистых растений, а открытые ландшафты тундростепей характеризовались повышенной глубиной сезонного оттаивания по сравнению с современными условиями.

Результаты исследований последних лет подтверждают эту точку зрения. Биогеографические данные по

ископаемым комплексам насекомых в отложениях ледового комплекса показали, что помимо тундровых, северо-бореальных видов обнаружены многочисленные виды степных жуков, некоторые из которых имеют жесткие требования к теплообеспеченности. При регрессии моря, распространявшейся в последний ледниковый максимум на несколько сотен километров севернее современного побережья, на осушившихся пространствах сильно возростала континентальность, значения летней температуры лета были выше, чем в современной зоне тундр. На приморских низменностях к западу от р. Колымы температура июля была выше современной на 5–7°C и составляла 11–12°C [1].

В условиях регрессии арктических морей существенно возростал эффект полярного дня – увеличивался индекс протаивания (сумма значений летней температуры воздуха), поскольку сильно уменьшалась облачность (сейчас 65–70%) и увеличивался температурный эффект прямой солнечной радиации.

В итоге глубина сезонного оттаивания существенно увеличивалась, в то же время происходило сильное понижение среднегодовой температуры грунтов за счет сильнейшего выхолаживания во время полярной ночи, когда температура воздуха опускалась до минус 70°C. Таким образом, летняя температура не препятствовала, а способствовала распространению термофильных экосистем и тундростепной растительности за пределы современной суши на пространство шельфа, которая обеспечивала жизненные условия (питание) мамонтовой фауны.

О глубине слоя сезонного оттаивания во время накопления отложений ледового комплекса можно судить также на основе находок ископаемых нор грызунов [7]. Мощность сезонного слоя во время накопления каргинских слоев ледового комплекса оказалась равной 80–85 см (обнажение Дуванный Яр, низовье р. Колымы) и 60–65 см (обнажение Зеленый Мыс, низовье р.

² местный термин, обозначает первую стадию развития аласов

Колымы). В сарганское время, когда континентальность достигала максимума, индекс протаивания также достигал максимальных значений и величина слоя сезонного оттаивания увеличивалась не менее чем до 1 м.

После завершения накопления отложений ледового комплекса и в последующий период его существования в голоцене в результате перестройки ландшафтных условий (увеличение влажности, развитие мохового покрова и др.) на непротаивших участках происходило уменьшение глубины сезонного оттаивания, повышалась верхняя поверхность вечной мерзлоты, что сопровождалось формированием сильнольдистого промежуточного слоя [38]. По способу формирования образование промежуточного слоя напоминает синкриогенный процесс, в литературе он получил название квазисингенетического [24, 38]. Однако этот процесс не единственный в формировании криогенного строения и размеров промежуточного слоя.

Существенное значение имеет также миграция влаги из слоя сезонного оттаивания в подстилающей верхний горизонт многолетнемерзлой толщи. Этот процесс происходит в летнее время, когда промерзший за зиму деятельный слой оттаивает и между оттаявшей частью последнего и подстилающей мерзлым

грунтам возникает температурный градиент. Этот процесс довольно хорошо изучен экспериментально как в лабораторных, так и полевых условиях [10, 18, 27, 44]. Полевым экспериментом было установлено, что в результате миграции воды из СТС вниз, т.е. в верхний горизонт ММП, влажность последнего увеличивается в 2 раза – до 50% и более (рис. 3). Н.Н. Романовский считает [28], что миграция из слоя сезонного оттаивания в нижележащий мерзлый грунт происходит в диапазоне среднегодовой температуры (t_{cp}) мерзлых толщ, составляющем от $-(2\div 3)^\circ\text{C}$ до $-(8\div 10)^\circ\text{C}$. При t_{cp} , близкой к 0°C , из-за малого градиента и при t_{cp} ниже $-(10\div 12)^\circ\text{C}$ из-за низкого содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах рассматриваемый процесс существенно ослаблен. Значительная роль процесса миграции влаги в подстилающий СТС промежуточный слой следует из сопоставления зафиксированных в многочисленных скважинах и обнажениях значений мощности последнего (в среднем 1,5–1,7 м) и мощности СТС во время заключительных фаз накопления ледового комплекса (около 1,0 м). Ясно, что миграция влаги происходила не только в собственно промежуточный слой, толщина которого не превышала 0,4, 0,6 м, но и ниже по разрезу.

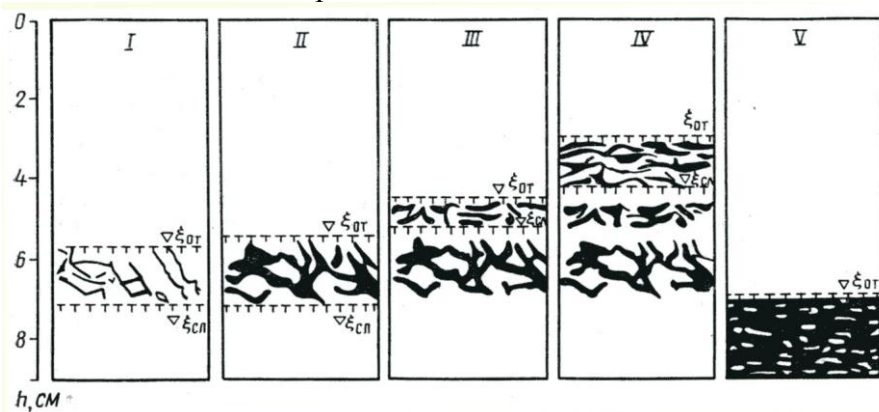


Рис. 3. Схема формирования промежуточного горизонта при циклическом промерзании-оттаивании. Лабораторный эксперимент с каолиновой глиной, по Э.Д. Ершову [10]; начальная влажность – 38%; объемная масса $1,3 \text{ г/см}^3$; I–V – характер криогенных текстур (черный цвет) при циклах промерзания-оттаивания. $\nabla >_{от}$, $\nabla >_{сл}$ – положение фронта оттаивания и границы сегрегационного льдовыделения, соответственно

По криолитологическому строению сильнольdistый промежуточный слой темно-серого и сизого цвета сильно отличается от подстилающего сартанского горизонта ледового комплекса, который имеет коричневый цвет и характеризуется массивной и микротонкошлировой криогенной текстурой.

Температура мерзлых грунтов (t_{cp}) во время формирования толщи коричневых алевритов было очень низкой от -22 до -33°C , а летняя температура верхних горизонтов мерзлой толщи была не выше -10°C [16]. Именно это обстоятельство практически исключало миграцию влаги из СТС в подстилающий мерзлый грунт. Последнее стало возможным либо в голоцене, либо в один из этапов потепления в самом конце плейстоцена (аллерёд, бёллинг), когда среднегодовые и летние значения температуры резко повысились ($t_{cp} = -(8\div 14)^{\circ}\text{C}$). Наблюдения в других регионах криолитозоны показали, что миграция влаги из СТС в нижележащие горизонты мерзлой толщи происходит и в настоящее время [18, 35].

Таким образом, формирование промежуточного слоя путем перехода части СТС в многолетнемерзлое состояние осложняется миграцией влаги из СТС в подстилающий мерзлый слой. Но общий итог этих процессов – увеличение льdistости на поверхности останцов ЛК. Этот процесс вкупе с сокращением мощности сезонноталого слоя при переходе от позднего плейстоцена к голоцену можно рассматривать в качестве аградационного, протекающего параллельно с деградационными процессами – расширением аласных котловин путем термоабразии ледового комплекса, оттаиванием мерзлой толщи под озерами и др. Льdistый промежуточный и покровный слой широко развит на поверхностях ледового комплекса и играет в настоящее время исключительно важную защитную роль от внешних, прежде всего тепловых воздействий в результате потепления климата. В аспекте анализируемой проблемы горизонт повышенной

льdistости верхнего горизонта ММП логично называть не покровным или промежуточным, а защитным, т.е. вернуться к первоначально предложенному термину [11].

Итак, деструктивная роль голоценового потепления и эрозионно-термокарстовая переработка отложений ледового комплекса – это только одна сторона реакции криолитозоны на изменение климата. Другая сторона – это возникновение стабилизирующих факторов в результате перестройки ландшафтных условий, т.е. увеличение влажности грунтов, развитие влаголюбивой моховой растительности, накопление органики в почве и др.

Благодаря защитному слою значительная часть ледового комплекса сохранилась в течение более 10 тыс. лет и во многом определяет современные ландшафтно-мерзлотные и геоэкологические условия на огромной территории Восточной Сибири. Без защитного слоя термоабразии и термоденудационные процессы были бы многократно интенсивнее, что в настоящее время можно наблюдать на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, где берега, сложенные ледовым комплексом, интенсивно разрушаются морской термоабразией и отступают со скоростью более 10 см/год.

В настоящее время естественным путем аласы Центральной Якутии расширяются очень медленно. Ведущую роль в развитии термокарстового рельефа играет хозяйственная деятельность человека [32].

Надежных данных о сколько нибудь существенных термокарстовых процессах в естественных, ненарушенных деятельностью человека природных комплексах на межаласных поверхностях центральной Якутии или вершинных поверхностях останцов ледового комплекса в Приморских низменностях северной Якутии в результате современного потепления климата нет. Но, когда поверхностные условия нарушаются лесными пожарами, транспортом, вырубкой лесов, сельскохозяйственным

освоением территории, в этих случаях на поверхностях, сложенных отложениями ледового комплекса, увеличивается мощность СТС, развиваются просадки, линейная эрозия и другие деструктивные процессы, свидетельствующие о деградации ММП. Такие сообщения регулярно появляются в литературе [4].

Заключение.

Реакция важнейших характеристик криолитозоны на потепление климата определяется всей совокупностью свойств меняющегося вслед за изменениями климата ландшафта и его компонентов.

Параметры почвенно-грунтового климата криолитозоны, далеко не всегда соответствуют параметрам атмосферного климата. Климат почвенно-грунтовой определяется ландшафтными условиями, в которых атмосферный климат выступает как один из компонентов.

В некоторых типах мерзлотных ландшафтов при потеплении климата развиваются защитные реакции вследствие отрицательных обратных связей, стабилизирующих некоторые мерзлотные характеристики (например, глубину сезонного оттаивания) или даже приводящих к понижению значений среднегодовой температуры вечномерзлой толщи (t_{cp}), увеличению льдистости в верхних горизонтах последней и формированию сильнольдистого защитного слоя, который нивелирует как межгодовые, так и многолетние вариации глубины СТС. Таким образом, при потеплении климата на фоне деградиционных тенденций, проявляющихся в изменении ряда мерзлотных характеристик (повышение t_{cp} , в автономных ландшафтах увеличение площади таликов и др.), наблюдаются также изменения мерзлотных характеристик аградационного типа (уменьшение или стабилизация) толщины слоя сезонного оттаивания, понижение или стабилизация t_{cp} в подчиненных ландшафтах, увеличение льдистости верхних горизонтов вечномерзлой толщи).

Реакция вечной мерзлоты на потепление климата принципиально отличается в различных температурных и криолитологических типах криолитозоны. В частности, в пределах распространения островной и массивно-островной мерзлоты, представленной преимущественно торфяниками, отклик мерзлоты проявляется не так, как на территории с прерывистой мерзлотой, где чередуются между собой сложенные минеральными грунтами (автономные ландшафты) с депрессиями и долинами (поймы рек) с увлажненными подчиненными ландшафтами.

Неоднозначная реакция характеристик вечной мерзлоты на потепление климата наблюдается как за последние десятилетия, так и на протяжении значительно более продолжительных временных интервалов позднего плейстона – голоцена.

Сохранность отложений ледового комплекса – типичного реликта позднеплейстоценового криохрона, в принципе чрезвычайно неустойчивого к тепловому воздействию, – это следствие действия комплекса мерзлотных процессов, которые привели к формированию защитного слоя на останках ледового комплекса, именно в результате голоценового потепления.

Рассмотренные в статье положения нуждаются в дальнейшем изучении, которое должно быть основано на постановке детальных мониторинговых наблюдениях в различных регионах криолитозоны России и других стран.

Список литературы

1. Алфимов А.В., Берман Д.И. Распространение термофильных тундростепей и климат последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии. // Криосфера Земли, 2004. Т. 8, № 4. С. 78–87.
2. Босиков Н.П. Аласность Центральной Якутии. // Геокриологические условия в горах и на равнинах Азии. Якутск, Ин-т

- мерзлотоведения СО РАН, 1978. С. 113–118.
3. *Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г.* Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата. // Криосфера Земли. 2008. Том 12, № 2. С. 10–18.
 4. *Гаврильев П.П., Угаров И.С.* Динамика деятельного слоя пород ледового комплекса Якутии при сельскохозяйственном землепользовании // Материалы междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения”. Тюмень, 21–24 апреля 2008. Тюмень, 2008. С. 218–223.
 5. *Гордеев П.П.* – Древний и современный термокарст на Яно-Омолойском междуречье // Геокриологические исследования. Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1971. С.135–140.
 6. *Гравис Г.Ф.* Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1969.
 7. *Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В. и др.* Реконструкция условий формирования отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли. Т.7, № 3. 2003. С. 13–22.
 8. *Датский Н.Г.* Южный предел распространения вечной мерзлоты в Мезенском районе Северного края // Тр. комисс. по изучению вечной мерзлоты. Т.5.М.; Л. Изд-во АН СССР. 1937. С. 5–91.
 9. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография // Под ред. А.А. Величко, М.: Геос, 2002.
 10. *Ершов Э.Д.* Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979.
 11. *Ефимов Г.Ф., Граве Н.А.* Погребенные льды района озера Абалах. // Соц. Строительство. Якутск, 1940. № 10–11. С. 67–78.
 12. *Железняк М.Н., Завадский Ф.Р., Митин Ф.В.* Динамика гидрогеологических и геокриологических условий Чульманской впадины Алданского щита. // Материалы междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень. 29–31 мая 2006. Т. 1. Тюмень: изд. Тюмен. госуд. нефтегаз. ун-та, 2006. С. 224–226.
 13. *Иванов М.С.* Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1981. С. 125.
 14. *Каплина Т.Н.* История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое. // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981. С. 153–181.
 15. *Конищев В.Н.* Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субэаральных перигляциальных отложений. // Криосфера Земли. Изд. СО РАН, 1997. Т.1. № 2. С. 23–28.
 16. *Конищев В.Н.* Палеотемпературные условия формирования и деформации слоев ледового комплекса. // Криосфера Земли. 2002. Т. 6, № 1. С. 17–24.
 17. *Конищев В.Н.* Внутриландшафтная реакция мерзлотных условий на современные изменения климата. // Научный альманах. 2003. № 1. С. 129–144.
 18. *Константинов С.А.* Особенности формирования криогенного строения верхнего горизонта вечной мерзлоты на юге п-ова Гыдан // Вестн. Моск. ун-та, сер. 5, география. 1991. № 4. С.48–53.
 19. *Конченко Л.А.* Особенности пространственных изменений увеличения мощности сезонноталого слоя при потеплении климата (по криолитологическим данным). // Криосфера Земли. 1999. Т. 3, № 4. С. 32–38.
 20. *Корейша М.М., Втюрин Б.И., Втюрина Е.А.* Подземные льды и наледи. // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 2, кн. 2. М., ИГРАН, 1997. С. 9–32.
 21. *Кудрявцев В.А.* Динамика вечной мерзлоты в бассейне среднего течения

р. Селемджи и связанные с ней условия строительства в этом районе. // Тр. Ком. по вечной мерзлоте. Т. 8, М.; Л.: изд. АН СССР, 1939.

22. *Куницкий В.В.* Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии. Автореф. докт. дис. Якутск, 2007.

23. *Ломаченков В.С.* Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индибирской низменности и прилегающего шельфа // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965.

24. *Общее мерзлотоведение (геокриология)* // Под ред. В.А. Кудрявцева. М.:Изд-во МГУ, 1978.

25. *Осадчий В.В., Осадчая Г.Г.* – Современная мерзлота южной криолитозоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Материалы междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения”. Тюмень, 21-24 апреля 2008. Тюмень, 2008. С. 258–260.

26. *Павлов А.В., Москаленко Н.Г.* Термический режим почвы на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2001. Т.5, № 2. С. 11–19.

27. *Пармузина О.Ю.* Криогенное строение и некоторые особенности льдовыделения в сезонно-талом слое // Проблемы криолитологии. Вып.7. М.: Изд-во МГУ, 1978. С.141–164.

28. *Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы. М.:Изд-во МГУ, 1993.

29. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др.* Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли, 1999. Т. 3, № 3. С. 79–91.

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

31. *Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др.* Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений западного Таймыра //

Криосфера Земли. 2007. Т. 11, № 3. С. 14-28

32. *Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии* // Под ред. Е.М. Катасонова. Новосибирск: Наука, 1979.

33. *Толстов А.Н.* Расширение аласных котловин термокарстовых озер на территории Яно-Индибирской-Приморской низменности // Материалы VIII Всесоюзн. межвед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению). Вып. 6, Якутск: книжн. Изд. 1966. С. 135–142.

34. *Торговкин Я.И.* Некоторые особенности криогенного строения отложений едомного комплекса Колымской низменности // Исследования мерзлых толщ и криогенных явлений. Якутск: Ин-т мерзлотоведения. СО АН СССР, 1988. С. 97–100.

35. *Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Майер Х.* Влагообмен и льдообразование в многолетнемерзлых породах по данным изотопного анализа // Материалы 3-й конф. геокриологов России. Т. 1. МГУ им. М.В. Ломоносова, 1–3 июня 2005 г. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 132–137.

36. *Швецов П.Ф.* Общие закономерности возникновения и развития многолетней криолитозоны // гл.IV. Основы геокриологии (мерзлотоведения). М.: Изд. АН СССР, 1959.

37. *Шур Ю.Л.* Промежуточный слой (стр.40-54) // Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М.: Наука, 1984. С. 230.

38. *Шур Ю.Л.* Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст // Под ред. А.В. Павлова. Новосибирск: Наука, 1988.

39. *Beilman D.W., Robinson S.D.* Peatland permafrost thaw and landform type along a climatic gradient // Permafrost vol. I Proceed. of eighth Inter. conf. on Permafrost. 21–25 July, 2003, Zurich, Switzerland. Tokio/A.A. Balkema Publishers. Lisse/Abingdon/Exton (PA). P. 61–65.

40. *Daanen R., Romanovsky V., Walker D. et al* – High – Resolution surface and subsurface survey of a Non-Sorted Circle System // Ninth Inter. Conf. On Permafrost,

Vol. 1. Instit. of northern engineer, University of Alaska Fairbanks, 2008. P. 321–326.

41. JPSS. The AR4 Sintesis Rep., 2008. P. 383.

42. *Kershow G.P.* Permafrost landform degradation over more than half a century. Macmillan/Caribon Pass region, NWT/Yukon, Canada // Permafrost. Vol. I Proc. of eighth Inter. conf. on Permafrost. 21–25 July, 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers. Lisse/Abingdon/Exton (PA)/Tokio. P. 543–548.

43. *Ronkvo M., Seppala M.* Surface characteristics affecting active layer formation in palsas, Finnish Lapland // Permafrost. Vol. II. Proc. of eighth Inter. conf. on Permafrost. 21–25 July, 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers. Lisse/Abingdon/Exton (PA)/Tokio. P. 185–190

44. *Solomatin V.I.* Water migration and the segregation in the transition zone between Thawed and Frozen Soil // Permafrost and Periglacial Proc. Vol. 5. P. 185–190.