МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА Геологический факультет

# **МАТЕРИАЛЫ ПЯТОЙ** конференции геокриологов России

МГУ имени М.В. Ломоносова, 14-17 июня 2016 г.

ТОМ 2. Части 5-7





# МАТЕРИАЛЫ ПЯТОЙ конференции геокриологов России

## МГУ имени М.В. Ломоносова 14-17 июня 2016 г.

## **TOM 2**

Часть 5. Региональная и историческая геокриология Часть 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления Часть 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез)

> Москва «Университетская книга» 2016

МЗ4 Материалы Пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. Часть 5. Региональная и историческая геокриология. Часть 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления. Часть 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез). — М.: «Университетская книга», 2016. — 330 с.: табл., ил.

ISBN 978-5-91304-400-6 ISBN 978-5-91304-402-0 (Том 2)

Пятая конференция геокриологов России посвящена геотехнике в области распространения многолетнемерзлых пород. Ее целью является обсуждение важнейших проблем геотехники, обусловленных наметившимся в последние годы широким освоением Арктики, а также прогрессивных идей и дальнейших перспектив развития общего и инженерного мерзлотоведения. К числу главных из них относятся новые строительные технологии, надежность оснований инженерных сооружений в условиях меняющегося климата, проблемы экологии, механики, теплофизики и физико-химии мерзлых грунтов, современные методы динамической геокриологии и геофизики и их приложение к инженерногеокриологическим изысканиям и другие насущные проблемы и задачи геокриологии. Конференция представлена 13-тью научными секциями, возглавляемыми известными учеными страны. В работе конференции принимают участие геокриологи, инженер-геологи, географы, геофизики, экологи, биологи, изыскатели и все заинтересованные специалисты, ученые из России и зарубежных стран.

> УДК (551.34+551.345+551.341):(550.3+550.8) ББК 26.36

Технический редактор и компьютерная верстка О.М. Лисицыной

Формат 60×84/16. Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 50 экз. Заказ № Т-102-16.

Отпечатано в типографии «КДУ» с материалов, предоставленных заказчиками. Тел./факс (495) 939-44-91, 939-57-32

ISBN 978-5-91304-400-6 ISBN 978-5-91304-402-0 (Том 2) © Коллектив авторов, 2016

© Обложка. Изд-во «КДУ», 2016

#### ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Сопредседатели: Л.Н. Хрусталев В.П. Мельников, М. Н. Железняк, А.В. Брушков Ученые секретари: Р.Г. Мотенко, Е.М.Чувилин

**Члены оргкомитета**: Алексеев А.Г., Ашпиз Е.С., Ананьев В.В., Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Гальченко В.Ф., Гребенец В.И., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Комаров И.А., Кондратьев В.Г., Конищев В.Н., Кроник Я.А., Круподеров В.С., Кондратьев В.Г., Кошурников А.В., Лурье И.К., Максимяк Р.В., Минкин М.А., Осипов В.И., Осокин А.Б., Оспенников Е.Н., Разбегин В.Н., Ривкин Ф.М., Роман Л.Т., Сергеев Д.О., Смолов Г.К., Станиловская Ю.В., Трофимов В.Т., Хилимонюк В.З., Цернант А.А., Чеверев В.Г., Шаманова И.И., Шестернев Д.М., Якушев В.С.

Секция 5. <u>Региональная и историческая геокриология</u> руководители М. Н. Железняк, Е.Н. Оспенников

Секция 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления

руководители Д.С. Дроздов, В.А. Дубровин, Д.О.Сергеев

Секция 7. <u>Литогенетическая геокриология (криолитогенез)</u> руководители В.Н. Конищев, Ю.К. Васильчук

#### ИНФОРМАЦИОННЫЕ СПОНСОРЫ

Научный журнал ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. Геология Научный журнал РАН ГЕОЭКОЛОГИЯ. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология Научный журнал РАН, Сибирское отделение КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ Научны-технический журнал ОСНОВАНИЯ, ФУНДАМЕНТЫ И МЕХАНИКА ГРУНТОВ The News Bulletin of International Permafrost Association FROZEN GROUND Научны-аналитический журнал ИНЖЕНЕРНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ Научный журнал ГЕОТЕХНИКА Научный журнал ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ Научный журнал ИЕОРИСК

#### ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Московский государственный университет имени Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, кафедра инженерной и экологической геологии;

географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии;

Институт криосферы Земли СО РАН;

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН;

Институт геоэкологии РАН;

ОАО «Фундаментпроект»;

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии;

Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет;

ОАО « Научно-исследовательский институт транспортного строительства»;

ООО «Газпром добыча Надым»;

Научный совет РАН по криологии Земли;

Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН.

Конференция организована при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 16-05-20293\16

#### СПОНСОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ:



АО «ТОТАЛЬ РАЗВЕДКА РАЗРАБОТКА РОССИЯ», ООО "МГУ-геофизика", Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН, ООО «НПО «СЕВЕР» Центр геокриологии МГУ

Российский фонд фундаментальных исследований

#### Часть 5

### ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ.

#### ОЦЕНКА СКОРОСТИ РАЗРУШЕНИЯ БЕРЕГОВ СЛОЖЕННЫХ ММП НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЫ)

#### Алексютина Д.М

Долгосрочные научно-технические знания о арктических морях и побережьях, Центр инноваций на основе научных исследований, Норвежский университет науки и технологии, Трондхейм, Норвегия, <u>aleksyutina@gmail.com</u>

В работе представлены результаты моделирования возможных скоростей разрушения бровки террасы, сложенной сильнольдистыми дисперсными грунтами. Моделирование проводилось на основе фактических данных свойств грунтов для данного региона. Проведена оценка влияния свойств пород побережья Байдарацкой губы на скорость разрушения берега

# ESTIMATIONS OF EROSION RATES FOR FROZEN COAST BASED ON THE NUMERICAL SIMULATION (BAYDARATSKAYA BAY, KARA SEA)

#### Aleksyutina D.M.

Sustainable Arctic Marine and Coastal Technology (SAMCoT), Centre for Research-based Innovations (CRI), Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norway; <u>aleksyutina@gmail.com</u>

The paper considers the results of the possible erosion rate simulation for cliff, which composed by ice-rich soils. Soil properties for the region have been used in the simulation. Influence of the soil properties on coastal erosion have been estimated for Baydaratskaya Bay coast.

Введение. Первая информация о Байдарацкой губе и ее береговой линии относятся к XVIII веку. Более точная карта береговой линии Байдарацкой губы была составлена М.В.Александровым в 1921 г. в результате работ Гидрографической экспедиции Северного Ледовитого океана [3].

За переработкой берегов, сложенных ММП велись систематические наблюдения в различных частях Байдарацкой губы, что связано с активным развитием нефтегазоносной промышленности в данном регионе, а также строительством перехода трубопровода «Бованенково-Ухта» через дно губы. Наиболее изученными областями данной территории являются участок близ метеостанции Марре-Сале, мыс Харасавей, устья реки Яра-Яха на Ямальском берегу и сегмент берега от о-ва Торасовэй до о-ва Левдиев на Уральском берегу (рис. 1).



Рис.1. Территория исследований

Для изучаемого сегмента берега характерно развитие двух различных типов берегов, отступание которых происходит по двум различным механизмам. Берега, сложенные льдистыми грунтами, отступают после оттаивания и сползания, стекания и материала. Разрушение береговых растаившего уступов, сложенных т.п. преимущественно менее льдистыми пылеватыми песчаными грунтами, происходит в основном за счет осыпания и обвалов после оттаивания значительного объема пород. В естественных условиях, при оттаивании слабовлажных (льдистых) грунтов, их разрушения (перемещения вниз по склону) не происходит ввиду того, что в них еще присутствуют силы сцепления, формируя субвертикальные уступы. Этот случай нами в работе не рассматривался.

Перед нами стояла задача оценить величины скоростей отступания берегов, подверженных термоденудации, развитой на данной территории, а также установить взаимосвязь скорости развития этого процесса со свойствами и составом пород.

Район исследования. Исследования проводились на побережье Байдарацкой губы Карского моря. Для климата данного района характерны суровая продолжительная зима с длительным залеганием снежного покрова, короткие переходные сезоны (весна и осень), короткое холодное лето, поздние весенние и ранние осенние заморозки [3]. Средняя годовая температура воздуха имеет отрицательные значения (-7÷-10 °C). Исследуемая территория относится к району сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Сплошность криолитозоны нарушается с поверхности несквозными подозерными и подрусловыми таликами, а по разрезу – линзами и массивами охлажденных пород и криопэгов. Мощность четвертичных отложений составляет 50 м и более. Разрез представлен переслаиванием суглинков, супесей и песков.

Методика проведения расчетов. Моделирование производилось в программе OFrost, в которой используется двухслойная явная разностная схема. Под двухслойной разностной схемой подразумевается такая схема, когда в каждое уравнение для совершения шага по времени входят узлы двух временных слоёв. Схема называется явной, если результат вычисляется через несколько соседних точек имеющихся данных. Т. е. в двухслойной явной схеме для перехода на новый временной слой (перемещения расчётной области во времени) используются данные одного предыдущего. Для расчетов используется метод балансов и применяется энтальпийная формулировка задачи Стефана. Балансовый подход означает, что в расчётной области выделяются блоки, при этом среда рассматривается как непрерывная, но в пределах каждого блока грунт считается однородным. Для перехода на новый временной слой рассчитываются теплопотоки между соседствующими блоками и решаются уравнения баланса тепла. При этом считается, что температуры относятся к геометрическим центрам блоков. При энтальпийной формулировке задачи Стефана отдельные характеристики состояния блока заменяются на объединяющую их характеристику (энтальпию, имеющую физический смысл плотности внутренней энергии) с

возможностью обратного преобразования. Для учета количества незамерзшей воды в мерзлых грунтах, которое влияет на фазовые переходы, в программе Qfrost введено понятие относительного объёма талой фазы [2, 4].

При моделировании были приняты климатические характеристики по данным метеостанции Марре-Сале [5], расположенной на Ямальском берегу (на другой стороне Байдарацкой губы) в 95 км севернее от изучаемой территории. Температуры воздуха района исследований, которые использовались в расчетах (табл.1), были усреднены за каждый месяц за период наблюдений с 1973 по 2014гг.

Таблица 1

Показатели		Месяцы										
	Ι	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII
Т <sub>аіг</sub> за 1973-2014, °С	-21,4	-22,1	-17,6	-12,6	-5,0	2,4	7,6	7,4	3,8	-3,4	-12,8	-17,4
Коэффициент												
теплообмена α,												
BT/(M <sup>2.°</sup> C)	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	3,3	3,3	3,3	3,3	0,9	0,9	0,9

#### Значения температуры воздуха по данным метеостанции Марре-Сале и коэффициент теплообмена на поверхности пород

Поскольку процесс термоденудации, без дальнейшего процесса выноса и сноса материала с нижней части склона, затухает после некоторого периода времени, в модели мы использовали снятие оттаивающего слоя. При этом стояла задача ответить на вопрос, как именно режим снятия вышележащего талого грунта будет сказываться на оттаивании. Для этого оттаивающий грунт снимался «вручную» каждые 2 дня, 5 дней и 15дней.

Расчеты производились для супеси, суглинка и песка при 1) средней влажности на границе текучести для данного грунта, 2) при средних значениях влажности (которые в исследуемых грунтах превышали значения W<sub>L</sub>), 3) при максимально наблюдаемых значениях влажности для данного типа грунта. Другие параметры грунтов, такие как плотность, теплофизические свойства, фазовый состав подбирались на основе наших исследований для выбранных значений влажности

**Результаты моделирования и их обсуждение.** Результаты моделирования представлены в таблице 3 для грунтов различного гранулометрического состава, в диапазоне изменений свойств, наблюдаемых в естественных условиях [1]. Для грунтов разного гранулометрического состава минимальные значения отступания составляли максимальную глубину оттаивания без удаления оттаявшей части.

По результатам измерений в середине сентября 2013г. мощность СТС на поверхности низкой террасы, сложенной в основном льдистыми супесями и суглинками, в среднем изменялась от 0,49 до 0,63 м, а полученные значения мощности СТС для данных грунтов варьируют от 0,45 до 0,95 м. Отличия в максимально наблюдаемых и рассчитанных значениях связаны с влажностью грунта, которая в естественных условиях в грунтах у поверхности земли была значительно выше, чем взятая в расчетах.

Из таблицы 3 видно, что при удалении оттаявшего грунта величина отступания обрыва зависит от режима выноса материала. На рисунке 2 представлены результаты моделирования глубины сезонного оттаивания от времени пребывания оттаявшего слоя над кровлей ММП. В песках, в зависимости от влажности (влияющей на теплоту фазового перехода), отступание составило от 0,7 до 1,25 м; в супесях – от 0,45 до 0,95 м; в суглинках – от 0,5 до 0,9 м.

В случае удаления оттаявшего грунта с поверхности пород, отступание бровки террасы варьирует, в зависимости от льдистости и частоты удаления, в песках – от 2 до 9,8 м; в супесях – от 1,3 до 7,3 м; в суглинках от 1,4 до 7,0 м. Поскольку все грунты

рассматривались в диапазоне влажности выше и равном влажности на границе текучести, то наиболее вероятными значениями отступания для грунтов являются те, при которых оттаивание сопровождается последующим удалением грунта (в случае наших расчетов – каждые 2 дня). В зависимости от состава и свойств грунтов, величины отступания обрывов побережья, сложенного песками, изменяется от 5 до 9,8м; для супесчаных берегов – от 3 до 7,3 м; для берегов, сложенных суглинками, отступание изменяется от 3,3 до 7м.

Таблица 3

Показатель Грунт		Температура грунта на глубине 30	СТС (max) без удаления оттаявшего	Суммарное отступание обрыва при различной частоте удаления оттаявшего слоя, м		
		м, °С	м	2 дня	5 дней	15 дней
Песок	W=16%	-4,5	1,25	9,8	6,35	3,7
	W=19%	-4,1	1,15	9,45	5,85	3,35
	W=89%	-3,6	0,7	4,95	3,45	2,05
	W=24%	-4,4	0,95	7,35	4,8	2,7
Супесь	W=30%	-4,2	0,85	6,75	4,25	2,5
	W=162%	-4,6	0,45	3,05	2,05	1,3
Суглинок	W=32%	-4,1	0,9	7,05	4,55	2,55
	W=43%	-4,5	0,75	5,8	3,8	2,2
	W=205%	-4,3	0,5	3,35	2,25	1,45

#### Расчетные значения глубины сезонного протаивания и температуры пород



Рис. 2. Зависимость скорости разрушения берега (v) от времени присутствия оттаявшего грунта

Расчеты температурного поля в грунтах показали, что при одних и тех же условиях на поверхности пород, температурный режим значительно зависит от свойств

грунтов (см. табл.3). Как и ожидалось, наибольшие различия (от -3,6 до -4,5°C) наблюдаются в песках, в суглинках и супесях температура варьирует от -4,1 до -4,6°C.

В связи с этим, была оценена роль каждого из используемых при расчете свойств грунтов на скорость отступания берегового уступа.

Влияние влажностных показателей различных грунтов на скорость разрушения представлено на рис. 3.



Рис. 3. Зависимость скорости отступания берега от влажностных показателей грунта: А – весовая влажность; Б – объемная влажность. 1 – при удалении оттаявшего слоя каждые 2 дня, 2 – при удалении оттаявшего слоя каждые 5 дней, 3 – при удалении оттаявшего слоя каждые 15 дней, 4 – минимальное разрушение, обусловленное максимальной годовой глубиной протаивания пород

Из рисунка 3 видно, что значительное влияние на разрушение (отступание) пород оказывает режим удаления оттаявшего слоя, в диапазоне влажности от предела текучести до средних значений скорость отступания уменьшается практически линейно. При этом наибольшее уменьшение (от 9,8 до 5,8 м) наблюдается для случаев, когда оттаявший слой наиболее часто удалялся (каждые 2 дня). Наименьшее влияние влажности грунтов наблюдается для случаев без удаления оттаявшего грунта.

Влияние плотностных характеристик различных видов грунта показано на рис. 4, при различных режимах снятия оттаявшего слоя.



Рис. 4. Зависимость скорости отступания обрыва от плотностных показателей грунта: А – плотность скелета (сухого) грунта; Б – естественная плотность грунта.

1 – при удалении оттаявшего слоя каждые 2 дня, 2 – при удалении оттаявшего слоя каждые 5 дней, 3 – при удалении оттаявшего слоя каждые 15 дней, 4 – минимальное разрушение, обусловленное максимальной годовой глубиной протаивания пород С увеличением плотности грунта и скелета грунта в исследуемом диапазоне происходит практически линейное увеличение мощности СТС. При этом рост СТС прямо пропорционален плотности грунта (рис. 4 Б), но отмечается значительный разброс результатов. Разброс увеличивается для зависимостей и от плотности грунта и от плотности скелета, при этом отмечается увеличение разброса с увеличением влияния и частотой снятия оттаявшего грунта.

Влияние коэффициентов теплопроводности в талом и мерзлом состояниях на глубину сезонного протаивания наблюдается на рисунке 5.



Рис. 5. Зависимость скорости отступания обрыва от теплопроводности грунта в талом (А) и мерзлом (Б) состояниях: 1 – при удалении оттаявшего слоя каждые 2 дня, 2 – при удалении оттаявшего слоя каждые 5 дней, 3 – при удалении оттаявшего слоя каждые 15 дней, 4 – минимальное разрушение, обусловленное максимальной годовой глубиной протаивания пород

Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта (рис.5 Б) оказывает большее влияние на скорость разрушения, чем коэффициент теплопроводности талого грунта (рис. 5 А). Увеличение коэффициента теплопроводности грунтов, слагающих береговые обрывы, проводит к ускорению термоденудации. Наибольшие изменения в темпах отступания наблюдаются в случае, когда оттаявший слой удаляется, а наименьшие – без удаления оттаявшего слоя.

Влияние объемной теплоемкости грунта на скорость отступания обрыва показано на рис. 6.



Рис. 6. Зависимость скорости отступания обрыва от объемной теплоемкости грунта в талом (А) и мерзлом (Б) состояниях: 1 – при удалении оттаявшего слоя каждые 2 дня, 2 – при удалении оттаявшего слоя каждые 5 дней, 3 – при удалении оттаявшего слоя каждые 15 дней, 4 – минимальное разрушение, обусловленное максимальной годовой глубиной протаивания пород

Увеличение теплоемкости понижает скорость отступания, поскольку требуется большее количество энергии для продвижения фронта промерзания в грунт. Зависимость имеет нелинейный характер, при этом наибольший разброс наблюдается для значений теплоемкости в мерзлом состоянии. Отмечается также влияние режима удаления оттаявшего слоя грунта, при росте частоты которого влияние теплоемкости увеличивается.

Таким образом, в ходе расчетов были получены фактические данные, характеризующие диапазоны изменения возможных скоростей отступания берега за счет процессов термоденудации с последующим выносом материала при его оттаивании.

Заключение. Таким образом, чтобы получить возможные диапазоны скоростей отступания берега на исследуемой территории, и оценить влияние состава и свойств грунтов были произведены расчеты мощности СТС, на основе физических и теплофизических характеристик, полученных в лабораторных условиях, а также климатических данных для данной территории исследований. Были получены следующие результаты:

1. для исследуемых условий глубина сезонного протаивания песчаных грунтов варьирует от 0,7 до 9,8 м; для супесчаных – от 0,45 до 7,35 м; для суплинистых – от 0,5 до 7 м.

2. На величину отступания берега сильное влияние оказывает режим удаления оттаявшего грунта. При увеличении частоты удаления от 15 дней до 2 дней, скорость разрушения увеличивается для всех исследуемых грунтов в 2,3-2,8 раз.

3. Согласно расчетам, наиболее вероятные скорости отступания побережья, сложенного песками, изменяется от 5 до 9,8 м; для супесчаных берегов – от 3 до 7,3 м; для берегов, сложенных суглинками, отступание изменяется от 3,3 до 7 м. Полученные расчетным путем значения превышают средние величины отступания, наблюдаемые в естественных условиях за последние годы, однако хорошо коррелируются с данными для более раннего периода.

4. Проведена оценка влияния свойств грунтов на скорость разрушения берега. Выявлена количественная оценка влияния влажности, плотности, теплоемкости и коэффициента теплопроводности. Наибольшее влияние свойств наблюдается для случаев последовательного частого снятия оттаявшего грунта.

#### Литература

1. Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых грунтов Уральского берега Байдарацкой губы //Инженерная геология, №3, 2013, с. 36-43

2. Основы геокриологии Ч. 5. Инженерная геокриологии / Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Издво МГУ, 1999. 526 с

 Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр / В. В. Баулин, Г.И. Дубиков, И.А. Комаров, М.М. Корейша, Р.Г. Мотенко, М.: ГЕОС, 1997, 432 с.

4. Программное обеспечение для моделирования теплофизических процессов в грунтах http://www.qfrost.net/

#### ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОРОД НА НИЗКИХ ЛАЙДАХ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ

#### С.Н. Булдович

Кафедра геокриологии геологического факультета МГУ; ser\_bul@rambler.ru

Исследуются геокриологические условия существования криопегов в песчаных отложениях на низких лайдовых уровнях побережья. Установленный полевыми исследованиями факт широкого развития минерализованных вод непосредственно в разрезе слоя сезонного промерзания песчаных отложений может объясняться специфическими условиями изменения минерализации поровых растворов и, следовательно, температур замерзания криопегов в объеме пород СМС в непосредственно ходе его формирования.

#### SEASONAL FREEZING SALINE ROCKS FEATURES FOR POLAR SEAS LOW LAIDA

#### S.N. Buldovich

#### Geocryology Department, Faculty of Geology. Moscow State University; ser\_bul@rambler.ru

Permafrost conditions cryopegs existence in the sandy sediments at low levels laida coast are investigated. The fact of extensive development of saline water directly in the context of seasonal freezing layer of sand deposits established while the fieldwork can be explained by the specific conditions of salinity changes in pore fluids and hence the freezing temperatures in the volume of SMS cryopegs rocks directly in the course of its formation.

Предлагаемая работа является продолжением исследования, представленного автором на конференции геокриологов в 2011г [2] и посвященного изучению специфических геокриологических условий на прибрежных участках Байдарацкой губы. Особое внимание при этом уделялось изучению криопегов высокоминерализованных подземных вод с низкой отрицательной температурой замерзания, формирующихся на обширных пространствах современной морской террасы (лайды). Формирование криопегов на низкой лайде и в лагунах происходит в результате криогенного метаморфизма морских вод, покрывающих во время приливов общирные низменные прибрежные участки и насыщающих приповерхностные слои отложений.

Комплексными исследованиями установлено, что на низких (в полосе прилива) уровнях береговых участков температура замерзания поровых растворов близка или несколько ниже (на 0,3-0,5°С) среднегодовой температуры пород, вмещающих эти криопети. Породы на этих участках находятся преимущественно в охлажденном состоянии и в зимнее время промерзают на значительную глубину - до 3-5м. На участках развития песчаных отложений с этим сезонно-мерзлым слоем (СМС) зачастую связана необычная природная ситуация. В ходе бурения в пределах СМС на низкой лайде вскрываются мерзлые (содержащие мелкие видимые включения льда) песчаные породы, насыщенные при этом соленой водой. По характеру проходки скважин и свойствам керна породы являются твердомерзлыми.

Объяснению механизма формирования «полупромерзшего» СМС аномальной мощности и была посвящена ранее представленная работа [2]. В основу предложенного механизма формирования СМС были положены данные термометрических наблюдений в скважинах, которые показали две необычные особенности температурного поля пород. Во-первых, в верхних слоях пород на таких участках в теплый период часто наблюдается обратный температурный градиент температур, вовторых, температурное поле пород в пределах СМС обладает аномальной инерцией, невозможной при чисто кондуктиквной теплопередаче. Было сделано предположение о том, что в результате многолетнего криометаморфизма порового раствора в породах СМС в полосе приливного затопления сформировался профиль минерализации криопегов с максимальным значением у поверхности и понижением концентрации раствора к его подошве. Соответствующее распределение имеет и температура замерзания этих растворов. Тогда, как показало математическое моделирование, формируется мощный СМС, с пониженной (намного меньше свободной пористости) льдистостью, причем формирование этой льдистости происходит во всем объеме пород. При летнем разрушении СМС поровый лед долго удерживает неизменной температуру пород на уровне температуры замерзания раствора по разрезу, обеспечивая высокую инерционность температурного поля.

Рассмотренный в ранее представленном докладе [2] механизм формирования «полупромерзших» песков является не единственно возможным. Так, можно предположить, что указанное пространственное распределение минерализации и температуры замерзания криопегов не является следствием многолетнего процесса концентрирования исходного раствора, а формируется непосредственно в ходе процесса сезонного промерзания в результате вымораживания солей в поровое пространство. В этом случае концентрация порового раствора и его температура замерзания являются функцией образующейся в объеме пород льдистости, а формирования последней в свою очередь зависит от формы кривой температуры замерзания порового раствора.

Фактически предлагаемая ниже модель соответствует некоторому предельному случаю промерзания порового раствора с нулевым коэффициентом захвата солей льдом. В этом смысле она является противоположностью ранее рассмотренной модели, где все растворенные соли оставались во льду. Основное различие этих расчетных схем заключается в том, что в первом случае замерзание водонасыщенной породы происходит при заданной в пространстве и неизменной во времени температуре замерзания пород. Во втором случае температура замерзания поровой влаги сама формируется в процессе промерзания пород и концентрирования порового раствора, эта температура меняется и по разрезу и во времени.

Приближенное решение для сезонного промерзания пород с криопегами

Рассматривается предельный случай медленного промерзания соленых песчаных пород, насыщенных минерализованными водами, когда формирующийся лед является пресным, а концентрация раствора в поровом пространстве увеличивается в соответствии с ростом здесь объема льда. Принимается схема опережающего охлаждения по высокотеплопроводным минеральным частицам, тогда вымораживание солей происходит внутрь пор, а отжатие солей вниз не учитывается.

Учитывая песчаный состав пород, весь поровый раствор считается свободным. В первом приближении зависимость температуры замерзания от концентрации соли принимается линейной, прямая проходит через 0<sup>0</sup>С и имеет вид:

$$t_3 = k \cdot C, \tag{1}$$

где C- концентрация криопега, г/л; значение коэффициента примерно k = - 0,05 град-л/г..

Рассматриваемый механизм промерзания породы, содержащей криопеги, предполагает наличие объемного выделения тепла фазовых переходов воды, которое происходит по всей мощности промерзающего слоя  $\xi(\tau)$ . Кривая температуры пород t(z) в пределах СМС в любой момент времени соответствует температуре замерзания  $t_3(z)$  порового раствора по разрезу этого слоя  $t(z) = t_3(z)$ . Причем сама температура замерзания является функцией объемной льдистости i, накопившейся в порах с начала процесса промерзания.

Для получения приближенного решения, описывающего промерзание охлажденных пород в рамках рассматриваемой расчетной схемы, необходимо задать функцию распределения температур пород в пределах промерзающего слоя пород, удовлетворяющую ряду требований. Так, теплота кристаллизации воды, выделяющаяся на всех уровнях промерзающего слоя, отводится к поверхности, при этом плотность теплового потока в этом направлении очевидно должна возрастать. Тогда для реализации льдообразования в объеме породы, температурная кривая должна иметь соответствующую форму, обеспечивающую возрастание температурного градиента по мере приближения к поверхности. Скорость льдообразования на каждом уровне будет пропорциональна второй производной температуры по глубине.

Для задания температурного поля в СМС были опробованы различные функции, с разным соотношением градиентов на верхней и нижней границах промерзающего слоя и интенсивности льдообразования в объеме пород. На основе этих температурных кривых получен ряд решений, некоторые доведены до конечных формул.

Уже после решения появляется возможность проверки обоснованности задания той или иной температурной кривой. Определить характер распределения льдистости по разрезу промерзшего слоя и общего содержания в нем льда можно двумя путями. Во-первых, профиль льдистости и общая льдистость могут быть найден непосредственно из кривой температуры замерзания, выбранной для этого решения. Во-вторых, эти же характеристики могут быть найдены путем интегрирования по времени интенсивности льдовыделения на каждом уровне промерзающего слоя, причем мощность объемного источника выделения тепла кристаллизации на определенной глубине также определяется формой и кривизной заданной функции температуры пород.

После решения и определения характера распределения льдистости по разрезу СМС и общего содержания льда, кристаллизовавшегося за весь зимний период, двумя методами, проверяется пригодность той или иной температурной кривой. Расчеты показали, что наилучшее соответствие характера распределения льдистости по разрезу для двух независимых методов получается при задании параболического закона изменении температуры по глубине в СМС. Именно это решение, которое оказывается и наиболее простым, рассматривается в данной работе.

Следует отметить, что рассматриваемая схема промерзания охлажденных пород, содержащих криопеги, неприменима для незасоленных пород. Адекватные результаты метод дает при температуре замерзания порового раствора  $t_3$  ниже -1<sup>0</sup>C (концентрация раствора около 20 г/л).

В качестве основного приближения температурного поля в CMC используется парабола вида:

$$t = az^2 + bz + c, \tag{2}$$

где t - температура промерзающих пород; z - глубина от поверхности пород.

Поскольку, как уже говорилось, среднегодовая температура  $t^0$  охлажденных пород на низких лайдовых уровнях близка к температуре замерзания  $t_3^0$  порового раствора ( $t^0 \approx t_3^0$ ), можно не учитывать восходящий тепловой поток из подстилающих охлажденных пород в промерзающие породы. Тогда градиент температуры пород на подошве СМС равен 0 и выражение (2) принимает следующий вид

$$t(\bar{z}) = t^0 - (t^0 - t_{\Gamma})(\bar{z} - 1)^2, \quad \bar{z} = z/\xi,$$
(3)

где  $t^0$  - среднегодовая температура пород;  $t_{\Gamma}$  - температура на поверхности грунта;  $\xi$  - глубина сезонного промерзания пород. Градиент температуры пород составляет

$$dt/dz = -2(t^0 - t_{\Gamma})(\bar{z} - 1)/\xi.$$
(4)

Связь объемной льдистости i, и текущей концентрации раствора в поровом пространстве находится из условия сохранения массы соли в поре

$$C_0 n = C(n-i), \tag{5}$$

где i- объемная льдистость пород; n- открытая пористость;  $C_0$  и C- начальная и текущая концентрация порового раствора. Из уравнений (1), (3) и (5) получается выражение для льдистости пород по разрезу СМС

$$i(\bar{z}) = n \left[ 1 - \frac{1}{1 + \mu \cdot (\bar{z} - 1)^2} \right], \quad \mu = \frac{t_{\Gamma}}{t^0} - 1.$$
(6)

Общее содержание скрытой фазовой теплоты во льду в пределах СМС равно

$$Q_{i} = L \cdot \rho_{\pi} \cdot n \cdot \xi \int_{0}^{1} i(\bar{z}) d\bar{z} = L \cdot \rho_{\pi} \cdot n \cdot \xi \cdot P, \quad P = 1 - \frac{\operatorname{arctg} \sqrt{\mu}}{\sqrt{\mu}}, \tag{7}$$

где L- объемная теплота кристаллизации воды;  $\rho_{\pi}$ - плотность льда. Тепловыделение кристаллизации льда в СМС при изменении глубины промерзания равно

$$dQ_i = L \cdot \rho_{\Pi} \cdot n \cdot P \cdot d\xi \,. \tag{8}$$

Поскольку теплота фазовых переходов при рассматриваемом механизме промерзания засоленных пород относительно невелика, необходим также учет тепловыделения за счет теплоемкости при охлаждении мерзлых пород. Выделение тепла за счет теплоемкости при увеличении глубины промерзания пород для параболической температурной зависимости составляет

$$dQ_c = \frac{1}{3}(t^0 - t_{\Gamma})C_{\rm M} \cdot d\xi.$$
<sup>(9)</sup>

Уравнение баланса теплового потока из пород СМС через поверхность и общего фазового и емкостного тепловыделения в слое промерзания с учетом (4), (8) и (9) будет

$$\frac{2\lambda_{\rm M}(t^0 - t_{\rm \Gamma})}{\xi}d\tau = (L \cdot \rho_{\rm II} \cdot n \cdot P + \frac{t^0 - t_{\rm \Gamma}}{3}C_{\rm M})d\xi, \qquad (10)$$

где  $\lambda_{\rm M}$  и  $C_{\rm M}$ - соответственно теплопроводность и объемная теплоемкость мерзлых пород СМС, остальные обозначения прежние.

После интегрирования (10) получим выражение для определения мощности СМС

$$\xi^{2} = \frac{4\lambda_{\rm M}(t^{0} - t_{\rm \Gamma3})\tau_{33}}{L \cdot \rho_{\rm I} \cdot n \cdot P + \frac{t^{0} - t_{\rm \Gamma3}}{3}C_{\rm M}}, \quad P = 1 - \frac{\arctan \sqrt{\mu}}{\sqrt{\mu}}, \quad \mu = \frac{t_{\rm \Gamma3}}{t^{0}} - 1.$$
(11)

В последней формуле (11) появляются новые обозначения, требующие пояснений. Здесь под  $t_{\Gamma3}$  понимается средняя температура на поверхности грунта за ту часть зимнего периода, когда температура воздуха ниже температуры замерзания исходного порового раствора  $t_3^0$ , а под  $\tau_{33}$ - продолжительность этой части зимнего периода, когда происходит замерзание засоленных пород. Понятно, что период замерзания отложений, содержащих минерализованные воды, короче «метеорологической» длительности зимы и тем существеннее, чем ниже температура замерзания криопегов. Средняя же температура воздуха за указанный период

формирования СМС ниже среднезимней температуры по климатическим данным. Естественно, в рассматриваемом случае должны использоваться параметры, характеризующие именно период сезонного промерзания пород.

Поскольку целью расчетов является количественная оценка реальных условий промерзания пород на низких лайдовых уровнях, в расчетной схеме необходимо учесть влияние поверхностных покровов (снег, лед, растительность). Среднюю температура на поверхности пород за период промерзания  $t_{\Gamma 3}$  с учетом суммарного термического сопротивления зимних покровов  $\overline{R}_3$  можно выразить следующим образом [1]:

$$t_{\rm II3} = \frac{\Omega_{33}^{\rm B} + B\bar{R}_{\rm CH}}{\tau_{33}}, \qquad (12)$$

где  $\Omega^{\rm B}_{33}$ - сумма градусочасов поверхности воздуха за время промерзания пород;  $\overline{R}_3$ - среднее суммарное термическое сопротивление снега, льда, напочвенного покрова; B- общее количество тепла, выделившееся при формировании СМС, равное

$$B = \xi \cdot (L \cdot \rho_{\Pi} \cdot n \cdot P + \frac{t^0 - t_{\Gamma 3}}{3} C_{\mathrm{M}}).$$
<sup>(13)</sup>

Из уравнений (11-13), исключив неизвестные величины  $\xi$  и B, можно получить трансцендентное уравнение

$$\frac{(t_{\Gamma_3}\tau_{33} - \Omega_{33}^{\rm B})^2}{(\overline{R}_3)^2 (L \cdot \rho_{\Pi} \cdot n \cdot P + \frac{t^0 - t_{\Gamma_3}}{3}C_{\rm M})} - 4\lambda_{\rm M}(t^0 - t_{\Gamma_3})\tau_{33} = 0,$$
(14)

которое решается подбором искомой величины  $t_{\Gamma 3}$ . Затем из (11) можно найти мощность промерзшего (содержащего лед) слоя  $\xi$ .

Для определения отрицательной суммы градусочасов воздуха  $\Omega_{33}^{\rm B}$  за время промерзания и длительности этой части зимнего периода  $\tau_{33}$  в общем случае требуется перестроение кривой хода температур воздуха относительно температуры замерзания исходного порового раствора  $t_3^0$ . Учитывая приближенный характер расчетных зависимостей, эту задачу можно заметно упростить.

Зимний хода среднемесячных температур воздуха можно с достаточной точностью представить кривой вида

$$t(\bar{\tau}) = \frac{6\Omega_3^{\rm B}}{\tau_3} \bar{\tau}(1-\bar{\tau}), \quad \bar{\tau} = \frac{\tau}{\tau_3}, \tag{15}$$

где  $\Omega_3^{\rm B}$  и  $\tau_3$  - метеорологические (относительно 0<sup>0</sup>C) зимняя сумма градусочасов воздуха и длительность зимнего периода. Относительное время перехода температуры через значение  $t_3^0$  (т.е. время начала промерзания соленых пород) от начала зимнего периода (перехода температур воздуха через 0<sup>0</sup>C) составит с учетом  $t_3^0 \approx t^0$ :

$$\bar{\tau}_1 = 0,5(1 - \sqrt{1 - 4a}), \quad a = \frac{t^0 \tau_3}{6\Omega_3^{\rm B}}.$$
 (16)

Время промерзания пород будет равно

$$\tau_{33} = \tau_3 (1 - 2\bar{\tau}_1), \tag{17}$$

а сумма градусочасов воздуха за время промерзания пород составит

$$\Omega_{33}^{\mathbf{B}} = \Omega_{3}^{\mathbf{B}} \cdot [1 - 2(\bar{\tau}_{1})^{2} (3 - 2\bar{\tau}_{1})].$$
(18)

Таким образом, получены все необходимые уравнения для расчета глубины сезонного промерзания песчаных пород, насыщенных криопегами, по зависимости (11).. Далее можно по заданной форме температурной кривой из (6) найти распределение льдистости по разрезу СМС, а определив из (7) количество теплоты кристаллизации льда в слое  $\xi$ , легко найти общее содержание льда или среднюю по разрезу льдистость пород.

Как уже говорилось, существует и второй, относительно независимый метод определения льдистости пород в разрезе СМС. При заданном параболическом законе изменения температур в промерзающем слое интенсивность удельного поглощения тепла кристаллизации льда является здесь постоянной по разрезу СМС и зависит от текущей его мощности или времени от начала процесса следующим образом:

$$q_{\rm yg} = \lambda_{\rm M} \frac{d^2 t}{dz^2} = \frac{2\lambda_{\rm M} (t^0 - t_{\Gamma 3})}{\xi^2 (\tau)} = \frac{2\lambda_{\rm M} (t^0 - t_{\Gamma 3})}{\beta^2 \cdot \tau},$$
(19)

где  $\beta$  - константа промерзания, равная  $\xi/\sqrt{\tau_{33}}$  .

Накопление льда на любом уровне z начинается со времени достижения этого уровня нижней границей зоны промерзания (время начала замерзания)  $\tau_{\rm H3} = \beta^2 / z^2$ и далее происходит согласно интенсивности фазовых превращений по уравнению (19) до конца промерзания пород  $\tau_{33}$ . Льдистость, накапливающаяся в разрезе на любой глубине z к концу процесса промерзания, будет

$$i(z) = \frac{1}{L\rho_{\Pi}} \int_{\tau_{HS}}^{\tau_{SS}} q_{Y\Pi}(\tau) d\tau = \frac{2\lambda_{M}(t^{0} - t_{\Gamma S})}{\beta^{2}L\rho_{\Pi}} \ln\left(\frac{\xi}{z}\right).$$
(20)

Средняя льдистость пород во всем слое  $\xi$  равна

$$i_{\rm cp} = \frac{1}{\xi} \int_0^{\xi} i(z) dz = \frac{4\lambda_{\rm M} (t^0 - t_{\rm F3})}{\beta^2 L \cdot \rho_{\rm II}}.$$
 (21)

**Пример расчета.** Рассматривается участок западного побережья о.Ямал, расположенный на низкой лайде в полосе ежедневного затопления морским приливом. Участок сложен пылеватыми песками с объемным весом скелета  $\gamma_{\rm CK}$ =1600 кг/м<sup>3</sup>. Этому значению соответствует пористость n = 0, 4 д.е., весовая влажность (при полном водонасыщении) w = 0,25 д.е.

Теплопроводность песков принималась по СП25.13330.2012, при этом, учитывая неполный характер промерзания пород в пределах СМС, за величину коэффициента теплопроводности принято среднее между талым и мерзлым значение  $\lambda_{\rm M}$  =2,6 Вт/м·К. То же касается и объемной теплоемкости пород, ее величина принята равной  $C_{\rm M}$  =760 Вт. час/м<sup>3</sup>К.

На поверхности пород зимой под снегом залегает слой льда со средней мощностью 0,5м, образовавшийся в самом начале зимнего периода при замерзании приливных вод. Его термическое сопротивление равно 0,22 м<sup>2</sup>·К/Вт. Термическое

сопротивление снежного покрова подбиралось в рамках компьютерного моделирования обратной задачи и составляет 0,82 м<sup>2</sup>·K/Вт. Это значение соответствует средней мощности снега порядка 0,35м, что согласуется с реальными характеристиками. Таким образом, суммарное зимнее сопротивление зимнего поверхностного покрова составляет  $\overline{R}_3$ =1,04 (м<sup>2</sup>·K)/Вт.

Температура воздуха принималась по м/с Маре-Сале, средняя за последние 15 лет зимняя сумма градусочасов воздуха составляет  $\Omega_3^{\rm B}$  = -77380 К·ч, продолжительность зимнего периода с отрицательными температурами  $\tau_3$  =5840 ч.

Среднегодовая температура пород составляет  $t^0 = -4,0^{\circ}$ С, породы находятся в охлажденном состоянии и насыщены хлоридно-натриевым раствором с концентрацией  $C_0 = 80$  г/л, температура замерзания которого  $t_3^0$  также равна примерно  $-4,0^{\circ}$ С.

Сначала из зависимостей (16-18) находятся параметры верхних граничных условий для периода формирования СМС  $\tau_{33}$ =5220 ч,  $\Omega_{33}^{B}$ = -76115 К·ч. Затем, учитывая, что удельная теплота кристаллизации воды L=92,8 (Вт·ч)/кг, а плотность льда  $\rho_{\pi}$ =910кг/м<sup>3</sup>, из уравнения (14) подбором находим среднюю температуру на поверхности пород в период их сезонного промерзания  $t_{\Gamma3}$ = -7,37°С. Далее из (11) определим глубину сезонного оттаивания  $\xi$ =5,03м. Общее содержание (слой) льда в СМС очевидно будет равен  $l = n \cdot P \cdot \xi$ =0,38м (P находится из того же уравнения (11)), а средняя льдистость по разрезу промерзшего слоя  $i_{\rm Cp} = l/\xi$ =0,076 д.е. Наконец, по уравнению (6) рассчитывается распределение льдистости i(z) по разрезу СМС – рис.1, кривая 1.

В качестве альтернативной оценки выполняется расчет льдистости в разрезе слоя промерзания по кривизне заданной температурной кривой из уравнения (20) (рис.1, кривая 2). Средняя льдистость пород в этом случае из (21) равна  $i_{\rm cp}$ =0,086 д.е., а общее содержание льда составляет  $l = i_{\rm cp} \cdot \xi$ =0,43м. Относительное различие средней льдистости по разрезу СМС в обоих случаях составляет не более 10-15%.



Рис.1. Распределение льдистости по разрезу СМС, рассчитанное разными методами

Кривые льдистости, полученные двумя методами удовлетворительно совпадают друг с другом (рис.1), что говорит о в целом правильном задании приближенного температурного поля в промерзающей зоне. Разница между кривыми льдистости велика только в самой верхней зоне СМС до глубины порядка  $z \approx 0,1 \xi$ . Однако именно в приповерхностной зоне скорость промерзания наиболее велика и здесь маловероятно промерзание раствора с полным опреснением льда, рассматриваемое в данной работе. Скорее всего, в самой верхней части разреза СМС промерзание порового раствора происходит обычным путем с захватом солей образующимся льдом.

Для сравнения определим глубину сезонного промерзания пород при обычном промерзании пород с образованием фронта кристаллизации при температуре  $t_3^0$  и полным захватом солей льдом. Расчет ведется при всех ранее использовавшихся параметрах по известной формуле

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_{\rm M}(t^0\tau_{33} - \Omega_{33}^{\rm B})}{L\rho_{\rm I}n} + (\overline{R}_3\lambda_{\rm M})^2 - \overline{R}_3\lambda_{\rm M}}.$$
(22)

Глубина сезонного промерзания в этом случае по (22) равна  $\xi$  =1,28м, а общее количество льда в СМС l =0,51м.

Таким образом, при реализации рассматриваемого механизма промерзания охлажденных пород с криопегами, мощность слоя сезонного промерзания пород может достигать необычно больших величин (более 5м), несмотря на наличие на поверхности пород слоя льда и снежного покрова. При этом объемная льдистость пород весьма невелика во всей мощности СМС, особенно в нижней его части.

Глубина сезонного промерзания в данном случае намного (в 4 раза) превышает таковую при обычном «фронтовом» промерзании, однако общее содержание льда в СМС в последнем случае больше.

Полученная в расчете мощность СМС несколько превышает наблюдаемое по данным бурения значение (порядка 3-4м). Однако здесь возникает вопрос о возможности сохранения твердомерзлого состояния песчаных отложений при очень малых значениях (первые проценты) объемной льдистости *i* в нижней части СМС. Вполне вероятно, что при бурении происходит занижение глубины промерзания.

Заключение. Полученное решение для промерзания пород, содержащих минерализованные подземные воды, с одновременным криогенным концентрированием последних позволяет объяснить формирование слоя сезонного оттаивания аномальной мощности. При этом реализуется объемное льдообразование по разрезу СМС при отсутствии явного фронта промерзания. Мощность СМС многократно превышает таковую при обычном промерзании пород при тех же входящих параметрах.

Образующийся лед занимает лишь часть порового пространства отложений, в остальном объеме пор содержится раствор солей с минерализацией, превышающей исходную, за счет криогенного концентрирования в ходе формирования СМС. Это объясняет вытекание рассола из мерзлого керна, полученного в ходе бурения.

Средняя по разрезу объемная льдистость сравнительно невелика и не превышает 0,1 д.е. Однако даже это значение повышает эффективную теплоемкость пород на порядок по сравнению с истинной теплоемкостью. Поскольку тепловая инерция пород пропорциональна квадратному корню из их теплоемкости, то перестройка температурного поля в «полупромерзшем» СМС будет происходить примерно в 3 раза медленнее, чем в отсутствие объемных фазовых переходов. Интересно, что именно такое различие наблюдается в оттаивающем СМС по данным термометрии [2].

Представляется, что рассмотренный выше механизм промерзания пород, содержащих криопеги, реализуется преимущественно на средней и конечной стадиях зимнего промерзания. В начальный период, когда интенсивность отвода тепла из пород велика, более вероятен механизм промерзания с захватом основной части солей льдом. Таким образом, в реальных условиях СМС вероятно должен иметь двухслойное строение – верхний слой относительно небольшой мощности с полным заполнением пор льдом, и мощный нижний слой с пониженной льдистостью.

Сходное двухслойное строение мощного СМС получено и в предыдущем исследовании при несколько иных исходных предпосылках [2].

#### Литература

1.Булдович С.Н. Экспресс – метод оценки и прогнозирования температурного режима многолетнемерзлых пород// Материалы Второй конференции геокриологов России. Т.2. Динамическая геокриология. Изд – во МГУ, 2001, с.61-70.

 Булдович С.Н. Особенности формирования криопегов на побережье Байдарацкой губы // Материалы Четвертой конференции геокриологов России. Москва, МГУ, 2011. М., Университетская книга, 2011, т.2, часть 6 «Динамическая геокриология», с.192-199.

#### СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ГРУНТОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

#### С.П. Варламов, Ю.Б. Скачков, П.Н. Скрябин

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО АН, Россия; vsp@mpi.vsn.ru

По результатам 35-летних мониторинговых наблюдений оценено влияние современного потепления климата на тепловое состояние грунтов Центральной Якутии. Показана межгодовая и многолетняя изменчивость температуры грунтов на подошвах активного слоя и годовых теплооборотов, глубины сезонного протаивания. Рассчитаны тренды изменения среднегодовой температуры грунтов и слубины сезонного протаивания в доминирующих ландшафтах. Установлено, что на фоне значительного потепления климата тепловое состояние верхних гороизонтов в ненарушенных условиях остается достаеточно устойчивым.

#### CURRENT CLIMATE CHANGE AND GROUNT THERMAL REGIME IN NATURAL LANDSCAPES OF CENTRAL YAKUTIA

#### S.P. Varlamov, Yu.B. Skachkov, P.N. Skryabin Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Russia, vsp@mpi.ysn.ru

The effect of recent climate warming on the thermal state of soils of Central Yakutia is assessed according the results of 35 year monitoring studies. Inter-annual and decadal variability of ground temperature on the boundaries of the active layer and the annual temperature fluctuations, the depth of seasonal thawing are presented. The trends in annual mean soil temperature and depth of seasonal thaw in dominant landscapes were calculated. The thermal state of the upper horizons of the undisturbed permafrost zone is fairly stable under recent significant climate warming as shows our measurements.

Введение. В связи с развитием во многих странах исследований по изучению современного изменения климата, возросло внимание к проблеме реакции вечной мерзлоты на потепление климата. Эти исследования охватывают широкий круг задач, включая изменения теплового состояния верхних горизонтов многолетнемерзлых пород в естественных условиях. Это стало одним из приоритетных направлений геокриологических исследований, имеющих важное научное и практическое значение не только в России, но и за рубежом.

Исследования изменчивости термического режима грунтов при современном потеплении климата проводятся на Аляске, Канаде и в холодных регионах России: Европейский север, север Западной Сибири, Центральная Якутия [2-5, 8, 12-13 и др.].

Итоги исследований эволюции термического состояния грунтов за период с III Международного геофизического года (1957/59) до IV Международного полярного года (2007/08) на территории России подведены А.В. Павловым [4]. В.Е. Романовский и др. [11] оценили тепловое состояние криолитозоны России за последние 20-30 лет, в котором Центральная Якутия освещена не в полной мере. В настоящее время мониторинговые исследования термического режима грунтов в Центральной Якутии проводятся на стационарах Чабыда, Якутск, Спасская Падь, Нэлэгэр, а также на полигонах, организованных на северном участке трассы железной дороги Томмот-Якутск (правобережье р. Лены), Юкэчи, и др. [2, 7, 10].

Основной целью представленной работы является оценка пространственновременной изменчивости теплового состояния грунтов при современном изменении климата.

Постановка и методика исследований. Исследования теплового режима грунтов проводятся на основе ландшафтных и мониторинговых методов. Ландшафтные исследования представляют дистанционное и наземное изучение ПТК, их систематизацию и картографическое обобщение. Результаты исследований послужили основой выбора объектов и организации мониторинга за тепловым состоянием верхних горизонтов криолитозоны. Мониторинговые полигоны созданы в 6 физико-географических районах, где выделено 9 типов местности и более 100 урочищ. На этих полигонах изучаются: мерзлотные ландшафты, криогенные процессы и явления, состав и криогенное строение грунтов, температура грунтов, влажность и объемный вес грунтов, протаивание-промерзание грунтов, теплопроводность напочвенных покровов и грунтов, высота и плотность снежного покрова.

Объектами исследований являются литогенные основы мерзлотных ландшафтов – грунты слоя годовых теплооборотов до глубины 10-15 м. Основными индикаторами динамики теплового состояния верхних горизонтов криолитозоны являются: мощность сезонното протаивания ( $\xi$ ) и среднегодовая температура грунтов на подошвах слоя сезонного протаивания ( $t_{\xi}$ ) и слоя годовых теплооборотов ( $t_{o}$ ). В режимных скважинах термогирлянды установлены стационарно, т.е. стволы их заполнены ранее извлеченным грунтом. Глубина сезонного протаивания определяется зондированием металлическим щупом и при ручном бурении. Обобщение и анализ результатов наблюдений на разных этапах мониторинга представлено в ряде работ [1, 8, 9].

Обсуждение результатов. В Центральной Якутии со второй половины 60-х годов прошлого века по оценке Ю.Б. Скачкова [6] наблюдается один из наиболее высоких в России трендов повышения среднегодовой температуры воздуха (0,07 °С /год). В Якутске последнее десятилетие (2006-2015 гг.) стало самым теплым (-7,6 °С) при норме -10,0 °С (1961-1990 гг.) за всю историю метеорологических наблюдений (рис.1).

Наиболее детальный и длительный ряд наблюдений за температурным режимом грунтов проводится на стационаре Чабыда в 20 км к юго-западу от г. Якутска. Экспериментальные исследования были организованы в двух типах местности: мелкодолинный (днище долины ручья) - сфагново-ерниковой мари, осокововейниковой низине, мохово-брусничном лиственничнике; склоновый — В мертвопокровно-толокнянковом сосняке на пологом склоне, брусничном лиственничнике на приводораздельном склоне. В 1995 г. восстановлены наблюдения за температурным режимом грунтов на двух площадках Якутского теплобалансового стационара, расположенных на разнотравно-злаковом лугу и в разнотравном сосняке.



Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры воздуха в Якутске. Пунктирная линия – линейный тренд.

35-летние циклы наблюдений за тепловым состоянием грунтов показали, что на фоне заметного повышения среднегодовой температуры воздуха глубина сезонного протаивания их остается достаточно стабильной (рис.2). Значительные межгодовые изменения глубины сезонного протаивания присущи грунтам мелкодолинного типа местности, в которых отмечены тенденции к слабому увеличению ξ (тренды от близких к 0 до слабо положительных -0,4 см/год значений). В склоновом типе местности наблюдаются отрицательные тренды (-0,15...-1,9 см/год).

Исследования показали, что с 1981/82 гг. по 1998/99 гг. почти не было аномальных мало- и многоснежных зим, Период с 1999/00 гг. по 2009/10 гг. отличался частой сменяемостью много- и малоснежностью, и соответственно ранними и поздними сроками образования устойчивого снежного покрова(рис. 3).



Рис. 2. Динамика мощности деятельного слоя в различных ландшафтных условиях

Общеизвестно, что основными факторами определяющим динамику температурного режима грунтов является теплозащитная роль рыхлого снежного покрова, динамика его накопления, особенно в начале зимы. Максимальные и минимальные  $t_{\xi}$  и  $t_0$ , в зависимости от различия почвенно-грунтовых условий, отмечаются с запаздыванием на 1-2 года, а на глубине 10 м это запаздывание длится 1-3 года (рис. 4, см. рис. 3). Зимы 2005-2007 годов были аномально многоснежными и с

ранними сроками образования устойчивого снежного покрова, что привели к резкому повышению  $t_{\xi}$  и  $t_0$ , особенно в низкотемпературных комплексах, соответственно до 6 и 2,7 °C. Зимы 2008/09 и 2009/10 годов характеризовались как аномально малоснежные с поздними сроками образования устойчивого снежного покрова, поэтому грунты сильно охладились почти до уровня 2002/03 гг.



Рис. 3. Динамика средней зимней высоты снежного покрова в различных ландшафтных условиях



Рис. 4. Многолетняя изменчивость среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м в различных ландшафтах

За весь период наблюдений самые низкие и высокие температуры грунтов отмечены соответственно в 2003/03 и 2006/07 гидрологические годы (см. рис. 4). Зима в 2002/03 гг. была аномально малоснежной и с аномально поздним сроком его установления. Это стало главной причиной сильного охлаждения грунтов, несмотря на аномально теплые зимние и летние сезоны.

Зимы 2008/09 и 2009/10 гг. были аномально малоснежными с поздними сроками образования устойчивого снежного покрова, что привело к сильному охлаждению грунтов слоя годовых теплооборотов, несмотря на аномально теплые годы. Последующие зимы охарактеризовались близкими к среднемноголетним значениям средних зимних высот снежного покрова и поэтому средние годовые температуры грунтов на подошвах слоя сезонного протаивания и годовых теплооборотов были близки к среднемноголетним значениям. Следует отметить, что корреляционная связь между температурами на подошве слоя сезонного протаивания и средними зимними высотами снежного покрова довольно высокая. Коэффициент корреляции составляет 0,55-0,74.

Основные параметры теплового режима грунтов на правобережье р.Лены в каждом типе местности в обобщенном виде представлены в таблице 1.

Таблица 1

Tiapasierphi Teiniebere pentisia ipjiiteb b							
Тип местности	Грунт	h <sub>c</sub> , см	Н <sub>нп</sub> , см	ξ, м	t <sub>o</sub> , °C		
Плакорный	Песок, супесь, суглинок	50-71	7-12	1,00-1,50	-1,80,8		
Склоновый	Песок, супесь, суглинок	27-53	14-33	0,90-4,11	-2,50,2		
Мелкодолинный	Торф, супесь, суглинок,	26-71	4-25	0,40-3,10	-6,60,5		
	песок						
Межаласный	Супесь, суглинок	27-66	5-17	1,13-2,60	-2,60,8		
Аласный	Торф, супесь, суглинок	25-66	5-12	1,20-2,90	-3,30,1		
Межгрядово-низинный	Торф, песок, супесь	24-59	3-20	0,40-2,00	-3,40,1		
Песчано-грядовый	Песок	20-58	1-10	1,32-4,00	-2,50,7		
Надпойменно-	Песок, супесь	32-45	2-12	1,15-3,40	-3,80,1		
низкотеррасовый							
Пойменный	Песок, супесь	23-58	5-13	1.50-2.25	-2.20.9		

Па	naMernu	теплового	newuwa	<b>F</b> D	UTOP	D	naominiutiv	типах	местност	וי
11a	рамстры	теплового	режима	1 p	уптовт	D	различных	типал	MCCIHOUI	. 1

Примечание: h<sub>c</sub> – высота снежного покрова, H<sub>нп</sub> - мощность напочвенного покрова, ξ – глубина сезонного протаивания, t<sub>o</sub> – среднегодовая температура на подошве слоя годовых теплооборотов (глубина 10 м).

По данным многолетних наблюдений тренды среднегодовых температур слоя годовых теплооборотов в различных физико-географических районах изменяются от отрицательных (-0,95 °C/10 лет) до положительных значений (0,48 °C/10 лет). При этом четко прослеживаются их зависимость от влажности, состава и термического типа сезоннопротаивающих грунтов (табл. 2). В период исследований во всех урочищах преобладает положительный тренд температуры грунтов на подошве слоя годовых теплооборотов, при этом наименьшие тренды наблюдаются в дандшафтных комплексах с высокотемпературными грунтами и с наибольшими глубинами сезонного протаивания. Наибольшие тренды свойственны ландшафтным комплексам с низкотемпературными грунтами и, как правило, с наименьшими глубинами сезонного протаивания. Здесь также наблюдается дифференциация трендов по составу грунтов сезоннопротаивающего слоя. Многолетние наблюдения позволяют констатировать, что в изменении t<sub>0</sub> нет однозначности, а некоторое снижение температуры грунтов в отдельных ландшафтах свидетельствует об устойчивом их состоянии. Это связано с увеличением продуктивности растительного покрова на увлаженных природных комплексах (пойма, межгривные понижения надпойменных террас, ложбины стока, днища аласов, днища мелких долин). Отрицательные тренды температуры грунтов на дренированных комплексах встречается редко, и они связаны с интенсивным произрастанием травяного, кустарничникового и кустарникового покровов.

Таблица 2

Тренды среднегодовой температуры грунтов на подошве слоя годовых теплооборотов (глубина 10 м)

Район	Тип местности	Грунт	Термический	Период	Тренды,	
			тип	наблюдений	°С/10 лет	

Приленский	Пойменный	Супесь, песок	-32	1989-2015	-0,59
долинно-	Низкотеррасовый	Песок	-10	1987-2015	0,06
лесостепной		Супесь, песок	-51	1987(96)-2015	-0,080,40
Приленский	Мелкодолинный	Песок	-52	1982(87)-2015	-0,060,40
левобережный	Склоновый	Песок	-10	1982(87)-2015	-0,080,01
песчаниковый		Супесь, песок	-21	1987-2015	0,080,04
		Суглинок,	-32	1986-2015	-0,03
		супесь, песок			
Бестяхский	Песчано-грядовый	Песок	01	1987-2015	-0,02
песчано-			-30	1987(93)-2015	0,030,48
грядовый	Межгрядово-	Песок	-20	1987(93)-2006	0,000,22
	низинный	Торф, песок	-32	1987(93)-2015	0, 09-0,38
	Мелкодолинный	Песок	-10	1989-2011	0,09
		Торф, песок	ниже -53	1987-2005	-0,020,31
Тюнгюлюнский	Песчано-грядовый	Песок, супесь,	01	1987-2015	0,07
аласно-		суглинок			
котловинный		Песок	-10	1988-2015	0,14
	Межаласный	Суглинок,	-32	1993-2015	0,26
		супесь			
Лено-	Аласный	Ил, супесь	-10	1989-2015	-0,10
Амгинский	Межаласный	Супесь,	-21	1987(89)-2015	0,090,23
аласно-		суглинок			
долинный					
Лено-	Плакорный	Суглинок,	-21	1995-2015	0,09
Амгинский		супесь			
песчаниковый	Склоновый	Суглинок	-21	1995-2008	0,03
	Мелкодолинный	Супесь		1995-2015	-0,95

Заключение. 1. В последние 50 лет в Центральной Якутии наблюдается один из наиболее высоких на севере России тренд повышения среднегодовой температуры воздуха. На этом фоне глубина сезонного протаивания в естественных ландшафтах остается достаточно стабильной.

 Многолетняя динамика теплового состояния слоя годовых теплооборотов при потеплении климата свидетельствует о термической устойчивости как высокотемпературных, так и низкотемпературных мерзлых пород.

 Тренды среднегодовых температур на подошве слоя годовых теплооборотов в различных типах местности изменяются от отрицательных до положительных.
 Основным регулирующим фактором динамики теплового состояния грунтов мерзлотных ландшафтов является режим снегонакопления.

4. Результаты исследований теплового режима грунтов в естественных условиях можно распространить на однотипные ландшафты Центральной Якутии.

5. Экспериментальные данные мониторинговых исследований являются надежной основой математического моделирования динамики теплового режима грунтов при различных сценариях изменения климата и антропогенных воздействиях.

#### Литература

1. Варламов С.П., Ю.Б.Скачков, П.Н. Скрябин. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии. - Якутск, ИМЗ СО РАН, 2002, 218 с.

 Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н., Шендер Н.И. Тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном изменении климата // Материалы IX Международного симпозиума «Проблемы инженерного мерзлотоведения» (Мирный, 3-7 сентября 2011 г.), Якутск, ИМЗ СО РАН, 2011, с. 398-403.

3. Павлов А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли. – 1997, № 1, с. 47-58.

4. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны / Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2008, 229 с.

5. Романовский В.Е., Остеркамп Т.Е. Система мерзлотного мониторинга на Аляске (структура и результаты) // Криосфера Земли, 2001, Т, V, № 4, с. 59-68.

6. Скачков Ю.Б. Реакция криолитозоны Центральной Якутии на современное изменение климата // Материалы Международной научной конф. (Иркутск, 17-21 сент. 2012 г.), Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012, Т. 1, с. 236-238.

 Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н., Варламов С.П. Изменения температуры грунтов слоя годовых теплооборотов на якутском теплобалансовом стационаре за последние сорок лет. Материалы IX Международного симпозиума «Проблемы инженерного мерзлотоведения» (Мирный, 3-7 сентября 2011 г.), Якутск, ИМЗ СО РАН, 2011, с. 444-449.

 Скрябин П.Н., Скачков Ю.Б., Варламов С.П. Мониторинговые исследования температурного режима грунтов в Центральной Якутии // География и природные ресурсы. – Новосибирск: Наука, 1998, № 2, с. 49-55.

9. Скрябин П.Н., Скачков Ю.Б., Варламов С.П.. Потепление климата и изменение термического состояния грунтов в Центральной Якутии // Криосфера Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, т. 3, № 3, с. 32-40.

10. «Спасская падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов / А.Н.Федоров, Т.Х.Максимов, П.П.Гаврильев и др. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2006, 210 с.

11. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Vasiliev A.A. Thermal state of permafrost in Russia // Permafrost and Periglacial Processes, 2010, 21, p. 136-155.

12. Smith T., Burgess V.V., Riseboroudh D., Nixon F.M. Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites // Permafrost and Periglacial Processes, 2005, No 16, p. 19-30.

13. Zhang T., Osterkamp T. Changing climate and permafrost temperatures in the Alaskan Artic // Permafrost: Proc.of the Sith Intern. Conf. Beijing, China, South China Univ. of Technol Press, 1993, vol. 1, p. 783-788.

#### ДИНАМИКА СУБАКВАЛЬНОЙ МЕРЗЛОТЫ КАРСКОГО МОРЯ В МЕНЯЮЩИХСЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

#### А.А. Васильев<sup>1</sup>, И.Д. Стрелецкая<sup>2</sup>, Г.Е. Облогов<sup>1</sup>, Р.С. Широков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; <u>al.a.vasiliev@gmail.com</u> <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия; *irinastrelets@gmail.com* 

Представлены результаты изучения распространения, условий залегания и динамики субаквальной мерзлоты в Карском море. Шельф Карского моря представлен четвертичными отложениями морского генезиса. Температура замерзания отложений зависит от степени засоления и меняется в пределах -0,5 °-1,5 °C. Субаквальная мерзлота в Карском море имеет прерывистый и островной характер. Возрастание придонной температуры вызывает понижение кровли мерзлоты со скоростью 1,5 – 2,5 см в год.

#### SUBMARINE PERMAFROST DYNAMICS IN KARA SEA UNDER CLIMATE CHANGE

#### A.A. Vasiliev<sup>1</sup>, I.D. Streletskaya<sup>2</sup>, G.E. Oblogov<sup>1</sup>, R.S. Shirokov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; <u>al.a.vasiliev@gmail.com</u> <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Moscow, Russia; <u>irinastrelets@gmail.com</u>

This pater presents results of Submarine Permafrost studies including space distribution and Dynamics. The shelf of the Kara Sea is represented by the Quaternary sediments of marine genesis. The freezing temperature of sediments is dependent on salinity and changes in the range  $-0.5 \div -1.5$  °C. The increase in near-bottom temperature causes a lowering of the Permafrost Table Position at a rate of 1.5 - 2.5 cm per year.

Распространение и строение субаквальных многолетнемерзлых пород (СММП) на шельфе Карского моря изучено недостаточно. Основные представления получены на базе результатов инженерно-геологического бурения [4, 5] в прибрежных районах.

Несмотря на наличие ряда публикаций, достоверные границы распространения и условия залегания СММП до сих пор не установлены из-за отсутствия достаточной прямой геологической информации [2]. Поэтому на большинстве геокриологических карт границы распространения СММП проведены на основе экспертных оценок, а сами оценки применимы только к картам мелкого масштаба.

Ранее было установлено, что субаквальная мерзлота в Карском море представлена прерывистым и островным типами. Размер массивов твердомерзлых пород составляет 100-500м, между ними располагаются отрицательно температурные (охлажденные) породы [3]. Данных о мощности субаквальных мерзлых пород очень мало. Тем не менее, можно говорить, что в подавляющем большинстве на шельфе Карского моря распространены реликтовые мерзлые породы, сформировавшиеся в сартанское время.

После начала фландрской трансгрессии мерзлые породы были затоплены, их температура повысилась до температуры фазовых переходов, и началось их протаивание сверху и снизу. Мощность реликтовых субаквальных мерзлых пород составляет 10-60м. Так же были обнаружены штокообразные массивы мерзлых пород мощностью более 100м. Их формирование объясняется промерзанием охлажденных пород при струйной дегазации метана из-под мерзлой толщи [2]. Температура таких мерзлых штоков также близка к температуре фазовых переходов.

Субаквальная мерзлота Карского моря представлена седиментационно засоленными позднечетвертичными морскими отложениями песчаного и глинистого состава. Засоленность четвертичных отложений изменяется от 0,1 до 2,0%. В зависимости от засоленности температура фазовых переходов меняется от 0 до -4 °С. Были собраны и проанализированы все данные о зависимости температуры фазовых переходов от исходной засоленности пород. Результаты приведены на рис. 1. В качестве первого приближения использована линейная аппроксимация.



Рис. 1. Зависимость температуры фазовых переходов в породах на шельфе Карского моря от засоленности.

Как следует из рисунка, при одной и той же температуре, в зависимости от состава и засоленности породы могут находиться как в твердомерзлом, так и в

охлажденном состоянии. По нашему мнению, это и является основной причиной одновременного существования твердомерзлых и охлажденных пород в одном массиве при одинаковой температуре.

В условиях нехватки прямой геологической информации для поисков массивом твердомерзлых многолетнемерзлых пород используются высокоразрешающие сейсмоакустические методы. Современное развитие аппаратной, программной и методической базы позволяет использовать результаты интерпретации сейсмических данных, как самостоятельный источник геологической информации. Использование методики сейсмофациального анализа позволяет извлекать из сейсмического волнового поля информации о внутреннем геологическом строении изучаемых толщ до глубины 60-70 м, в т.ч. наличие в разрезе многолетнемерзлых пород [6].

В результате интерпретации более 200 тыс. погонных км. сейсмоакустических профилей vстановлено множество участков уверенного прослеживания сейсмоакустических маркеров мерзлых пород, а также области предполагаемого их развития, что позволило составить ГИС-ориентированную карту распространения субаквальных твердомерзлых пород (рис. 2). Наиболее уверенно сейсмоакустические маркеры субаквальных мерзлых пород фиксируются в широкой прибрежной полосе южной части Карского моря и западной части Ямальского шельфа. Неуверенно подобные маркеры зафиксированы в пределах локальных поднятий центральной и частей северо-восточной шельфа. Главным фактором. контролирующим распространение субаквальной криолитозоны, является современная глубина морского бассейна.



Рис. 2. Распространение субаквальных мерзлых пород на шельфе Карского моря. Прерывистая линия – область распространения твердомерзлых субаквальных пород.

Субаквальные многолетнемерзлые породы установлены на глубинах моря менее 105м, что примерно соответствует величине отступания моря при сартанской регрессии.

Кровля СММП залегает на глубине 5-60 м ниже поверхности морского дна. Статистическая обработка данных показала, что встречаемость глубин залегания кровли СММП, по крайней мере, в юго-западной части Карского моря и на Ямальском шельфе близка к нормальному закону распределения. При этом максимум встречаемости в 47% приходится на глубину залегания кровли СММП 10-20 м от поверхности дна.

Температурный режим субаквальных многолетнемерзлых пород Карского моря изучен даже хуже, чем их пространственное распространение. Имеются разовые измерения в отдельных скважинах. В районе Марре-Сале были проведены мониторинговые измерения в скважинах, расположенных на границе твердомерзлого и охлажденного массивов, на расстоянии около 900м от береговой линии [1].

Анализ имеющихся фактических данных с учетом представлений о квазиравновесном термическом состоянии подводной мерзлоты показал, что наблюдаются два типа распределения температуры мерзлых пород по глубине (рис. 3).



Рис. 3. Типичные распределения температуры субаквальных мерзлых пород Карского моря. А – район Харасовея, Б – район к северо-востоку от Ямала.

Как видно из рисунка, первый тип характеризуется безградиентным распределением температуры по глубине, близкой к температуре фазовых переходов. Средняя температура мерзлых пород в районе Харасовея составляет 0,8-1,0 °С (рис. 3А). Можно считать такое распределение температуры характерным для квазиравновесных мерзлых толщ.

Другой тип температурных кривых с обратным градиентом присущ быстро протаивающим массивам субаквальных засоленных мерзлых толщ (рис. 3Б). К северовостоку от Ямала твердомерзлые породы залегают только с глубины 18м (от поверхности морского дна), до этой глубины они находятся в охлажденном состоянии. Термический режим характеризуется постоянным понижением температуры с глубиной. Можно предположить, что зона фазовых переходов расположена на глубине12-18м., а температура фазовых переходов составляет -1 ÷ -1,8 °С. Похожее распределение температур получено В.А. Дубровиным для района Марре-Сале [1].

Особый интерес представляет оценка динамики субаквальной мерзлоты в связи с изменением климата. Наши данные по температуре придонного слоя воды в Карском море за последние 100 лет показывают ее повышение от 0,3 °C (к востоку от Новой Земли) до 2,4 °C (южная часть Байдарацкой губы). Математическое моделирование показало, что в этом случае понижение кровли подводной мерзлоты происходит со скоростью до 2,5 см в год.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант 16-05-00612.

#### Литература

1. Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Полякова Е.И. Температура, состав и возраст отложений шельфа Карского моря в районе геокриологического стационара Марре-Сале //Криосфера Земли, 2015, Том XIX, № 4, с.3-16.

 Мельников В.П. и Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.

3. Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород в Карском море //Криосфера Земли, 2011, Том XV, № 4, с.72-75.

4. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей /В сб. Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условия океанического перегляциала, кн.1, Апатиты, КНЦ РАН, 2001, с. 40-51.

5. Рокос С.И., Тарасов Г.А. Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря //Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 67, 2007, с. 66-75.

6. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998, 379 с.

#### КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ ВДОЛЬ ТРАССЫ НЕФТЕПРОВОДА В УСЛОВИЯХ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

#### Б.Е. Воробьевский<sup>1</sup>, А.В. Григорьев<sup>1</sup>, В.А. Исаков<sup>2</sup>, О.В. Романюха<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «Геострой», Москва, Россия

<sup>2</sup>Географический факультет, МГУ, Москва, Россия, *isakov@geostroy-mos.ru* 

В работе рассматриваются криогенные процессы и вызванные ими явления, изученные при проведении инженерных изысканий вдоль трассы проектируемого нефтепровода на севере Большеземельской тундры. Выполнена типизация изученных криогенных явлений – полигонально-жильных структур, таликов и термоэрозионных оврагов – по геоморфологии, генезису и стадии развития. Даны рекомендации по предотвращению деградации массивов сильнольдистых грунтов и развития термоэрозионных процессов.

# CRYOGENIC PROCESSES ALONG A PIPELINE ROUTE IN THE BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA

B.E. Vorob'evskiy<sup>1</sup>, A.V. Grigor'ev<sup>1</sup>, V.A. Isakov<sup>2</sup>, O.V. Romanyuha<sup>1</sup> <sup>1</sup>"Geostroy" Ltd, Moscow, Russia <sup>2</sup>Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia *isakov@geostroy-mos.ru* 

The paper considers the cryogenic dynamics along the route of a pipeline currently being constructed in the northern part of the Bolshezemelskaya tundra. We classified the cryogenic processes and phenomena over there based on the genetic, geomorphologic, and a dynamic state of those. The list of the processes and the phenomena includes the ice wedges, taliks, and thermoerosional ravines. We also provide the recommendations on how to prevent the degradation of the ice ich permafrost and the propagation of thermoerosion.

Введение. Строительство в условиях криолитозоны, как правило, сопровождается неблагоприятными изменениями природной среды и активизацией криогенных процессов, развитие которых может вызвать деформации инженерных сооружений. Особую опасность изменение свойств многолетнемёрзлых пород (ММП) и активизация криогенных процессов приобретают в основаниях объектов 1-го уровня ответственности, таких как магистральные нефтепроводы, так как их разрыв и последующие разливы нефти могут нанести значительный ущерб северной природе. Наличие вдоль трассы нефтепровода особо охраняемых природных территорий и крупных водных объектов многократно повышает важность изучения участков распространения криогенных процессов и явлений, которые потенциально могут влиять на устойчивость сооружения.

В данной работе приведены результаты изучения распространения криогенных процессов и явлений вдоль трассы нефтепровода протяженностью более 100 км, расположенного на севере Большеземельской тундры. Поиск и описание участков активизации криогенных процессов проводилось с целью составления прогноза устойчивости проектируемого нефтепровода под влиянием техногенного воздействия, а также создания перечня неблагоприятных участков для дальнейшего использования при проведении геокриологического мониторинга объекта.

Природные условия района изысканий. Проектируемый нефтепровод расположен в северной части Большеземельской тундры на расстоянии от 8 до 22 км к югу от побережья Хайпудырской губы и Баренцева моря. Ближайшим к участку изысканий населённым пунктом является посёлок Варандей. Данный район Большеземельской тундры характеризуется пологоволнистым рельефом (абсолютные высоты местности до 130 м), осложненным озёрными котловинами, речной и овражнобалочной сетью и отдельно стоящими холмами, грядами и увалами.

Изучаемая территория полностью расположена за полярным кругом в условиях субарктического климата. Среднемесячная температура воздуха в зимний период составляет от -14 до -19°С, в летний от 3-9 до 12°С, среднегодовая – от -5 до -6°С. Годовое количество осадков составляет около 500-600 мм, при этом в твёрдом виде выпадает 45-60% осадков, в жидком 40-55%. В зимний период наблюдается высокая интенсивность метелей, вследствие чего мощность снега может составлять до 1,5 метров и более.

Территория изысканий находится целиком в пределах типичной тундры. Кустарниковая растительность представлена ивой сизой и карликовой берёзой, кустарничковая – голубикой, багульником, морошкой, брусникой, напочвенные покровы – различными видами осок, ягелем и сфагновыми мхами.

Основным инженерно-геологическим фактором, определяющим специфику производства инженерных изысканий, строительства и дальнейшей эксплуатации проектируемого нефтепровода является его нахождение в подзоне сплошного распространения ММП. Мощность ММП в районе исследований превышает 100 м, температура мёрзлых грунтов на глубине нулевых годовых амплитуд достигает -3°С. Криогенное строение мёрзлых грунтов отличается высоким разнообразием, для гравийных, галечниковых и песчаных грунтов характерны массивные и базальные криотекстуры (льдистость до 0,3 д.е.), для супесей и суглинков – шлировые и сетчатые (льдистость 0,1-0,3 д.е.), для торфов – атакситовые (льдистость до 0,6 д.е.).

По литературным данным [1], для территории исследования характерно развитие разнообразных криогенных процессов – морозобойного растрескивания, криогенного пучения, термокарста, солифлюкции и др. Воздействие данных процессов на грунты в основании нефтепровода может значительно снизить их несущую способность и привести к аварии.

Методика исследований. Исходя из условий и сроков проведения инженерных изысканий, для изучения распространения криогенных процессов был применен метод ключевых участков. На основании результатов предварительного дешифрирования материалов ДЗ были выделены несколько групп морфологически однотипных участков развития процессов, и как минимум один участок из каждой группы был подробно изучен при рекогносцировочном обследовании и проведении буровых, термометрических и геофизических работ. Основными дешифровочными признаками участков неблагоприятных инженерно-геологических условий на данной территории являлись:

- участки полигонального рельефа;

- водоёмы и водотоки;

- участки с густой кустарничковой растительностью;
- эрозионные врезы;
- резкие перегибы рельефа;
- обнажения грунтов;
- участки склонов с нарушениями геометрии.

Полигональный рельеф в криолитозоне часто связан с развитием морозобойного растрескивания и наличием залежей повторно-жильных льдов (ПЖЛ).

В пределах водоёмов и водотоков при их достаточной глубине могут формироваться таликовые зоны, в которых могут находиться талые грунты с низкой несущей способностью, прослои торфа и погребённых льдов, грунты в пластичномёрзлом состоянии.

Участки с густой кустарничковой растительностью выделялись в качестве потенциально неблагоприятных на основании того, что благоприятный для произрастания высоких кустарников влажностной и температурный режим обуславливается либо хорошим увлажнением приповерхностных горизонтов грунтов, либо избыточным снегонакоплением. В первом случае, это может служить причиной развития криогенного пучения, а во втором – формирования талика, при промерзании которого также возможна активизация сезонного и многолетнего криогенного пучения.

Эрозионные врезы различной стадии развития представляют опасность для инженерных сооружений в первую очередь из-за возможности возобновления эрозионных процессов под воздействием техногенной нагрузки.

Резкие перегибы рельефа, такие как бровки склонов и тыловые швы террас и террасовидных поверхностей благоприятны для избыточного снегонакопления.

Обнажения грунтов часто маркируют развитие денудационных процессов – дефляции, солифлюкции, оползне- и оврагообразование.

Своеобразные нарушения геометрии склонов – наличие солифлюкционных террас, чёткообразная структура, волнистый профиль, трещины и резкие уступы – позволяют предположить неустойчивое состояние склона и возможность развития солифлюкции, оползней и термоэрозии.

Длительность и характер проводимых работ не позволила организовать стационарные наблюдения за динамикой криогенных процессов, поэтому в данной работе будет сделано описание морфологии криогенных явлений, их соответствие дешифровочным признакам, типизация и масштаб распространения.

Результаты исследований. Дешифрирование материалов ДЗ показало, что трасса проектируемого нефтепровода пересекает многочисленные участки развития неблагоприятных экзогенных (в том числе криогенных) процессов. Всего в пределах полосы трассы нефтепровода, ширина которой составляла около 1 км (с учётом возможных перетрассировок и размещения сопуствующих зданий и сооружений), было выделено более тысячи участков с потенциально неблагоприятными инженерногеологическими условиями для строительства. По результатам проведённых работ были выявлены и описаны следующие явления криосферы: полигонально-жильные структуры, таликовые зоны, термоэрозионные овраги. Они являются результатом развития процессов морозобойного растрескивания, термокарста и термоэрозии. Кроме этого было отмечено широкое развитие котловин выдувания как результата воздействия ветровой эрозии.

Полигонально-жильные структуры. По результатам предварительного дешифрирования материалов ДЗ, а также маршрутных обследований по трассе нефтепровода, был сделан вывод о том, что на территории изысканий полигональножильные структуры представлены несколькими основными геоморфологическими типами (рис. 1), отражающими стадию их развития, наличие ПЖЛ и масштаб развития процесса морозобойного растрескивания:



Тип 4 Тип 5 Рисунок 1. Морфологические типы полигональных структур.

Тип 1 - относительно слабо выраженный полигональный рельеф на привершинных частях водоразделов;

Тип 2 - хорошо выраженный полигональный рельеф без следов значительной денудации на заболоченных водоразделах;

Тип 3 - хорошо выраженный полигональный рельеф, частично подвергшийся денудации, на заболоченных водоразделах;

Тип 4 - хорошо выраженный полигональный рельеф, частично подвергшийся денудации, на слабонаклонных дренированных водоразделах;

Тип 5 - хорошо выраженный полигональный рельеф, частично подвергнутый процессам овражной термоэрозии, на слабонаклонных поверхностях речных террас.

Полигональный рельеф не предполагает автоматического наличия залежей ПЖЛ [3]. Для обоснования наличия залежей криолитов, а также их пространственного распространения на участках полигонального рельефа было проведено дополнительное бурение скважин и геофизические исследования.

По результатам исследований полигонально-жильных структур было установлено, что наличие ПЖЛ не характерно для участков полигонального рельефа охарактеризованных типом 1 и типом 4. Для остальных типов характерно наличие ПЖЛ различной мощности (от 0,6 до 4,6 м) и шириной до 1 м, рис 2. Густота полигональной решётки изменяется от 3-5 до 20-30 м. Залежи ПЖЛ приурочены в подавляющем большинстве к торфяным массивам мощностью более 1 м, не оттаивающим полностью в летний период. Современное морозобойное растрескивание было зафиксировано в ходе изысканий в зимний период на участках типа 2 и 5.



Рисунок 2. Схематический разрез поперёк простирания ПЖЛ, характерного для 5 морфологического типа. Расстояние между скважинами – 0,3 м, глубины даны в м.

По результатам полевых исследований ключевых участков был сделан вывод о необходимости более подробных исследований полигонально-жильных структур типов 2,3 и 5 на предмет наличия подземных льдов.

Таликовые зоны. Таликовые зоны на территории сплошного распространения ММП формируются преимущественно под влиянием изменений внешних условий теплообмена, вызываемых воздействием различных факторов природной среды – избыточного накопления снега, отепляющего воздействия поверхностных вод (в водотоках и водоёмах), избыточного прихода солнечной радиации, воздействия подземных вод и др. Талики, выявленные в ходе изысканий по трассе проектируемого нефтепровода, можно разделить на 2 типа: талики, приуроченные непосредственно к

водоёмам и водотокам, и талики, приуроченные к участкам с благоприятными условиями снегонакопления. Наиболее вероятный генезис таликов 1-го типа – гидрогенный, 2-го типа – тепловой. В условиях долин водотоков и озёрных понижений талики могут иметь смешанный генезис.

Талики 1-го типа распространены по ходу трассы проектируемого нефтепровода в основном в пределах днищ долин, крайне редко выходя на пойму и старицы. Мощность таликов 1-го типа под сравнительно крупными реками составляет более 20 м (максимальная глубина инженерно-геологического изучения), под более мелкими реками и ручьями – от 3,5 до более 20 м. Для малых рек и ручьёв, в долинах которых отсутствует кустарниковая растительность, мощность таликов, как правило, не превышает 10-11 м. Многолетние талики под озёрами образуются при глубине водоёмов более 0,8 м.

Наиболее широко по ходу трассы распространены талики 2-го типа, локализуясь преимущественно на участках относительно резких перегибов рельефа, таких как подножья и подветренные (с господствующих направлений зимних ветров) склоны холмов, днища логов и ложбин стока, тыловых швов террас, бортов термокарстовых котловин. Мощность таликов в таких условиях может достигать 17 м и более. Часто такие участки маркируются на материалах ДЗ кустарниковой растительностью, для которой избыточное снегонакопление создает благоприятные условия существования с точки зрения температуры и увлажнения грунтов. В условиях сурового климата и интенсивных метелей лимитирующим фактором развития растительности является высота снежного покрова, изолирующего кустарник от воздействия ветра и низкой температуры. Растительность, в свою очередь, препятствует переуплотнению снега и увеличению его теплопроводности, обеспечивая большую теплоизоляцию грунтов. Исходя из этого и основываясь на оценке критической мощности снега для данного региона (которое по литературным данным [2] составляет около 1,0 м) было сделано предположение, что при высоте кустарника более 1,0 м в основании участка возможно развитие таликовых зон. По результатам проведённых работ можно сказать, что данное предположение, в общем, было верным, что значительно облегчило определение контуров таликовых зон в плане.

Оконтуривание таликов по результатам дешифрирования материалов ДЗ и полевых исследований позволило выбрать участки для проектирования сопутствующих нефтепроводу сооружений на однородных по геокриологическим условиям площадках. В перспективе это позволит снизить расходы на инженерные изыскания и обустройство инженерной защиты. Выделение таликов по ходу трассы нефтепровода позволяет заранее спрогнозировать объём расходов на инженерную защиту сооружений и определить участки наблюдений за развивающимися криогенными процессами.

*Термоэрозионные овраги.* Распространение термоэрозионных оврагов на территории изысканий приурочено преимущественно к участкам, разрушения массивов с ПЖЛ, а также прибровочным частям глубоковрезанных долин.

В первом случае термоэрозия развивается по ПЖЛ, овраги имеют характерные прямоугольные очертания в плане с шагом развития отвершков, равному размерам полигонов. Глубина оврагов составляет в верховьях 3-4 м (что примерно соответствует мощности ПЖЛ) в низовьях увеличиваясь до 8-10 м, при ширине поверху от 5-7 м в верховьях до 30-40 м в низовьях. Скорость развития оврагов в настоящее время сравнительно невелика – до 5 м в год на отдельных участках. Одной из причин этого является задернованность и покрытие растительностью большей части участков склонов оврагов и межблочных понижений. Ускорению роста термоэрозионных оврагов может способствовать сведение растительности, а также дренирование прилегающих заболоченных участков.
В прибровочных частях глубоковрезанных долин термоэрозия развивается совместно с солифлюкцией без привязки к площадям развития ПЖЛ. Образование таких оврагов на склонах крутизной свыше 20° сопровождается многочисленными разрывами дернины и нарушениями геометрии склона. Овраги такого типа, в отличие от оврагов по ПЖЛ, характеризуются относительно небольшой (до 3 м в зоне транзита) глубиной, большей плошалью верховья и её многорукавной структурой. Причиной образования оврагов такого типа, вероятно, является боковая эрозия водотоков, увеличивающая крутизну склона и провоцирующая последующий канализированный снос приповерхностной грунтовой массы с крутых участков. Скорость роста таких оврагов может составлять до 5-6 м в год. Вероятно, при достижении устойчивых значений крутизны склона (16-24°) скорость роста оврагов замедлится. Дополнительным фактором роста оврагов в прибровочной части долин, возможно, является избыточное снегонакопление в перегибах рельефа. В случае переувлажнения грунтов полыми водами возможно уменьшение устойчивости грунтовой массы и усиление эрозии.

Типизация термоэрозионных оврагов и выявление причин их образования позволяет спрогнозировать направление их роста: овраги по ПЖЛ будут расти по направлению полигональной решётки; овраги прибровочных частей долин в длину достигнут гипотетически устойчивой бровки. Полученные данные позволяют более обоснованно спланировать мероприятия по инженерной защите проектируемого нефтепровода и сопутствующей инфраструктуры.

Раздувы грунтов. Трасса проектируемого нефтепровода пересекает многочисленные участки раздувов грунтов, развивающихся под действием дефляции на песчаных и суглинистых грунтах. Раздувы приурочены к вершинам холмов, а также к бровкам водоразделов, площадь раздувов может достигать нескольких гектаров при глубине до 1 м.

Техногенная нагрузка на участках раздувов может привести к активизации дефляции и обнажению технологических элементов нефтепровода с их последующим повреждением в результате воздействия низких температур, ветров и изменения несущей способности грунтов в основании. Раздувы песчаных грунтов использовались также как маркер для поиска грунтовых строительных материалов.

Основные выводы. Подводя итог проведённым работам можно сделать следующие выводы:

- Выбранные признаки дешифрирования позволяют, для условий севера Большеземельской тундры, с высокой точностью выявлять неблагоприятные для устойчивости проектируемых сооружений криогенные явления – залежи ПЖЛ, таликовые зоны, овраги и раздувы грунтов.
- Проведённая в работе типизация криогенных явлений позволяет обосновано определять границы участков с неблагоприятными инженерногеологическими условиями по материалам ДЗ и маршрутных обследований, что позволяет избежать дополнительных расходов на инженерные изыскания и инженерную защиту объектов.
- 3. Выявлена значительная роль снежного покрова и метелевого переноса в формировании таликов на водоразделах и развитии термоэрозии в прибровочных частях речных долин. Исходя из этого, на участках распространения сильнольдистых грунтов и ПЖЛ, необходимо предупреждать накопления снега в непосредственной близости от сооружений.

Большое количество, разнообразие и потенциальная опасность выявленных криогенных процессов и явлений, а также потенциальная опасность проектируемого

сооружения для природной среды, диктует необходимость организации системы геокриологического мониторинга с учётом результатов данной работы.

#### Литература

- Казначеева И.А., Суходольский С.Е., Горбачёва В.М., Оберман Н.Г., Овчинников О.П. Мало-Большеземельский район// В книге: Геокриология СССР. Европейская территория СССР. - М. «Недра» 1988. - С. 275-301
- Пармузин С.Ю., Шаталова Т.Ю. Прогноз изменения геокриологических условий в связи с динамикой климата и оценка их устойчивости к техногенным воздействиям// В книге: Геокриология СССР. Европейская территория СССР. - М. «Недра» 1988. - С. 334-344
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур Новосибирск, Изд-во «Наука» Сиб. отд., 1977. – 215 с.

# РЕАКЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ЮЖНОЙ ТУНДРЫ И ЛЕСОТУНДРЫ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

# А.Г. Гравис, Д.С. Дроздов

Институт криосферы Земли СО РАН, Россия; ag.gravis@gmail.com

Приведены результаты многолетних режимных наблюдений за температурой многолетнемерзлых пород в южной лесотундре и южной тундре на территории Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения. Установлен тренд к повышению температуры многолетнемерзлых пород на глубине 10 м, за 40 лет составивший в среднем 2°С в южной тундре и 2,5°С в южной лесотундре. Рассмотрено влияние климатических факторов на темпь и особенности изменения температуры многолетнемерзлых пород.

# PERMAFROST RESPONSE TO CLIMATIC CHANGES IN THE AREA OF SOUTHERN FOREST-TUNDRA AND SOUTHERN TUNDRA

### A.G. Gravis, D.S. Drozdov

Earth Cryosphere Institute SB RAS, Russia; ag.gravis@gmail.com

This paper presents the results of long-term regime observations of the permafrost temperature in the southern forest-tundra and southern tundra area on the Urengoy gas condensate field. Established trend to an increase of the permafrost temperature at the depth of 10 m, for 40 years, amounting to an average of 2°C in the southern tundra and 2.5°C in the southern forest-tundra. Examined the influence of climatic factors on the rate of permafrost temperature changes

Ввеление. Температура многолетнемерзлых пород (ММП) определяет устойчивость криолитозоны к различным природным и техногенным изменениям [1]. В период интенсивного хозяйственного освоения Севера необходим постоянный контроль за динамикой этого показателя и факторами, обуславливающими его изменение. Наибольшее влияние на температуру ММП оказывает климат. Мониторинг температур воздуха показывает, что потепление климата на Земле отчетливо проявляется в последние 100-120 лет [2]. В районе исследований, начиная с 1890 г. увеличение температуры воздуха происходило неравномерно. Выделяются несколько кратковременных периодов относительного похолодания. К 2015г. (за 125 лет) по данным метеостанции Салехард потепление среднегодовых температур составило 2°С. Температура ММП в сглаженном виде повторяет климатический тренд. Для точной оценки реакции криолитозоны на потепление климата выполняется мониторинг температуры MMΠ двух стационарах в пределах Уренгойского на

нефтегазокондесатного месторождения (НГКМ). Измерение температуры ММП здесь началось до начала интенсивного освоения территории в 1975 году в ходе инженерногеологической съемки, и продолжается в настоящее время. Территория Уренгойского НГКМ в настоящее время интенсивно осваивается, поэтому оба полигона могут в дальнейшем показать влияние техногенеза на динамику сезонного протаивания пород, и в целом – на состояние геосистем локального уровня.

Район и методы исследований. Стационары для проведения геокриологического мониторинга были созданы на по субмеридиональному трансекту в подзонах южной тундры (УКПГ-15) и южной лесотундры (УКПГ-5) (рис. 1). Они названы по установкам комплексной переработки газа (УКПГ), в окрестностях которых они находятся.



Рис. 1. Район исследований

Стационар УКПГ-15 расположен на III морской равнине, сложенной преимущественно суглинистыми отложениями. Сильнольдистые ММП (суммарная влажность суглинков – до 60%, песков – 21-28%) имеют сплошное распространение с поверхности. Доминирующая геосистема – травяно-кустарничково-моховолишайниковая тундра с редкими пятнами-медальонами. В водосборных понижениях, ложбинах и логах встречаются низкорослые ивняки и ерники с фрагментами травяномоховых болот. По днищам крупных эрозионных форм развиты невысокие бугры и валики – начальные формы многолетнего пучения [3].

Мощность органического горизонта почв незначительна и почти не влияет на мощность СТС. Глубина сезонного оттаивания незначительно варьирует в пространстве, составляя 80-90 см. Лишь в обводненных болотах и на нарушенных участках мощность СТС достигает 100-115 см.

Стационар УКПГ-5 расположен в пределах IV озерно-аллювиальной равнины, сложенной суглинисто-песчаными отложениями (нередко перекрытыми торфом). Преимущественно сильнольдистые ММП (суммарная влажность песков – 22-25%, суглинков – 35-50%) имеют практически сплошное распространение. Повсеместно развиты криогенные процессы. На стационаре доминирует водораздельный торфяник, представленный серией фаций: от плоских кочковатых морошково-сфагновых с мохово-травяными мочажинами до полигональных в краевой части. Вблизи долины ручья торфяник сменяется придолинным лиственничным лишайниковым редколесьем с неявно выраженным полигональным, а вдоль бровки долины – западинно-бугристым микрорельефом. На торфянике глубина протаивания не превышает 70 см, а в кустарниковых логах и ложбинах, а также в техногенно-нарушенных участках - увеличивается до 60-150 см. Главным буфером, определяющим глубину протаивания, является моховая подушка и торф. Мощность СТС обратно пропорциональна мощности органогенного горизонта почв.

На каждом участке были оборудованы термометрические скважины глубиной 10– 12 м, где ежегодно в конце теплого периода (август, сентябрь) с помощью термокос проводились замеры температуры ММП. Начиная с 2006 года началось оборудование термометрических скважин логгерами НОВО, которые позволили вести непрерывные круглогодичные измерения температуры на глубинах 0, 3, 5 и 10 м, с интервалом 4 часа. Скважины расположены в пределах различных геосистем, доминирующих в ландшафтной структуре стационаров.

**Анализ метеоданных.** На температуру ММП огромное влияние оказывают такие параметры, как температура воздуха, количество зимних осадков и свойства снежного покрова. В связи с этим, для анализа динамики температур ММП предшествует анализ температур воздуха.

Анализ климатических данных выполнен по метеостанциям Новый Уренгой для стационара УКПГ-5 (южная лесотундра), Ямбург для стационара УКПГ-15 (южная тундра). Метеостанция Салехард имеет наиболее длительный срок наблюдений, для иллюстрации установленных закономерностей использованы ее данные (Рис. 2). За последние 135 лет среднегодовая температура воздуха неуклонно повышалась, но это происходило нее равномерно. Выделяется несколько этапов с разной тенденцией изменения температур. До середины 20-го века температура неуклонно повышалась, затем с 1950-х был период понижения. С начала 1970-х до конца 1990-х гг. наблюдалось резкое повышение среднегодовой температуры воздуха – почти на 2 °C[4]. Затем температура снижалась.



Рис. 2. Среднемесячная температура воздуха по данным метеостанции Салехард

За последние 10 лет наблюдается тенденция к снижению количества осадков (рис. 3), что нивелирует эффект потепления среднегодовых температур воздуха и замедляет повышение температуры ММП.

Результаты геокриологического мониторинга. В южной тундре на геокриологическом стационаре УКПГ-15 термометрические скважины расположены вдоль профиля, протянувшегося от водораздельной поверхности Ш морской террасы на левом берегу р. Хадуттэ и спускаются по крутому склону южной экспозиции к долине р. Хадуттэ на I надпойменную террасу. Мониторинг температур ММП с 1974 года по 2008 г. показал [4], что имеет место положительный тренд температур ММП, осложненный периодическими циклами потепления-похолодания. Рассмотрим подробнее динамику температур за последние 7 лет. Данные о климате, полученные с метеостанции не позволяют детально оценить изменения температуры на стационаре. Уточнить представления позволяют данные логгеров с круглогодичной записью результатов, расположенные в верхней части почвенного профиля (0-0,5м). Эти данные показывают, что в конце 2009г и в начале 2001 годов происходило проникновение волн холода в грунт, и отражалось даже на глубине 10м. Это привело к снижению темпов роста температуры ММП.



Рис. 3. Сумма летних и зимних осадков (мм) по данным метеостанции Салехард

В настоящее время для ММП изучаемого участка характерны температуры от -3,8 до -4,1°С, что в среднем на 1,5°С выше (Рис. 4), по сравнению с периодом начала наблюдений. Тренд повышения температуры по всем скважинам оказался близким и составил на глубине 5м - 0,05°С в год, на глубине 10M - 0,1°С. Таким образом, как отмечалось ранее [4], влияние растительности на температуру ММП практически не оказывается.

В южной лесотундре на геокриологическом стационаре УКПГ-5 профиль с термометрическими скважинами расположен на водораздельной поверхности IV озерно-аллювиальной равнины и пересекает долину малого ручья – притока р. Нгарка-Есетаяха. За период наблюдений под влиянием изменения среднегодовой температуры воздуха произошли существенные изменения температуры ММП в слое сезонных амплитуд (около 10 м). Изменения температура ММП повторяет климатический тренд в сглаженном виде. Ранее считалось, что максимальной инерцией по отношению к климатическим изменениям обладают залесенные участки и кустарники в долинах ручьев. Наиболее чутко реагировали на колебания температуры воздуха (потеплениеохлаждение) мерзлые породы торфяных и минеральных бугров пучения, болот и тундр, где в середине 1990-х гг. температура ММП достигла максимума, а затем началось похолодание. Период 2005–2008 гг. характеризовался существенным увеличением температуры ММП, которая вновь приблизилась к максимуму температур 1990-х гг. [4].

В 2010-2011 гг. было отмечено проникновение волн холода в грунт, которые с некоторым опозданием ощущаются на температуре ММП в слое нулевых годовых колебаний (рис. 5). Проникновение волн холода в грунт, также как в южной тундре замедлило повышение температуры ММП в слое годовых колебаний. Общий тренд повышения среднегодовой температуры ММП за последние 5 лет составил приблизительно 0,2°C на глубине 5м и 0,1°C на глубине 10 м. Значительное различие в

величинах трендов связано прежде всего с теплоизолирующей ролью растительного покрова и дренированностью геосистем.



Рис. 4 Изменение температур в скважинах на геокриологическом стационаре УКПГ-15.

Минимальное повышение температуры ММП в последние 5 лет наблюдается на минеральном бугре пучения с песчаными раздувами (скв. 5-07). Это свидетельствует о кардинальном изменении ранее установленных закономерностей. Немного уступают бугру пучения по диапазону изменения температуры ММП геосистемы дренированных песчаных травяно-кустарничково-лишайниковых тундр с западинно-бугристым микрорельефом (скв. 5-06).



Рис.5 Температура в скважине 5-06

**Выводы.** Анализ данных длительного мониторинга геокриологических условий Уренгойского нефтегазового месторождения дополненных информацией 2009-2015 гг. позволяет сделать следующие выводы.

 За период с 1974 по 2015 г. произошло существенное повышение среднегодовой температуры воздуха и горных пород в слое сезонных колебаний. Температура ММП в целом повторяет климатический тренд, заметно сглаживая его. Повышение температур воздуха и ММП происходило неравномерно, выделялись циклы потепления-похолодания.

2. На снижение темпов повышения температуры ММП существенное влияние оказывают волны холода, которые формируются в отдельные годы и образование которых трудно спрогнозировать, что доказывает необходимость продолжения мониторинга на существующих стационарных объектах, для выявления тенденция изменения геокриологических условий.

3. Пространственные различия температурного поля ММП наиболее велики в южной лесотундре. Температуры ММП на подошве слоя годовых колебаний за весь период наблюдений повысились на 0,8 - 2,8°С, что связано с теплоизолирующей ролью геосистем, и прежде всего растительного покрова. Максимальные значения температурного тренда ММП характерны для бугров пучения и лишайниковых тундр. Несколько уступают им болота и торфяники. Наиболее мощный буфер создают лиственничные редколесья и высокоствольные кустарники (ерники, ивняки), затрудняющие проникновение солнечной радиации в толщу мерзлых пород. В связи с приближением температуры ММП к нулевым значения дальнейший рост температуры замедлился.

4. В отличие от южной лесотундры в южной тундре роль растительного покрова в формировании температурного поля ММП незначительна, различия в температуре ММП не велики и составляют за весь период наблюдений приблизительно 2°С Исключениями являются участки высокотемпературной "экосистемно обусловленной мерзлоты", (крутые закустаренные склоны) на которых установлено замедления темпов повышения температуры за последние 5 лет.

5. В целом сохраняется тенденция к более быстрому повышению температуры пород с изначально низкой среднегодовой температурой ММП. Сокращается площадь, на которой развиты низкотемпературные ММП.

#### Литература

1. Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский//Криосфера Земли. Изд-во Гео, 2010 год. Номер 3. С.3-14.

2. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата//Криосфера Земли. Изд-во Гео, 2011 год. Номер 4. С.33-36.

 Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Попов К.А., Гравис А.Г., Матышак Г.В. Ландшафтная индикация локальной изменчивости свойств многолетнемерэлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь) //Криосфера Земли. Изд-во Гео, 2011 год. Номер 4. С.37-40.

 Дроздов Д.С., Украинцева Н.Г., Царев А.М., Чекрыгина С.Н. Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974-2008) //Криосфера Земли. Изд-во Гео, 2010 год. Номер 1. С.22-31.

## ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ В РАЙОНЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО СТАЦИОНАРА МАРРЕ-САЛЕ (ЗАПАДНЫЙ ЯМАЛ) ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

# В.А. Дубровин<sup>1</sup>, Л.Н.Крицук<sup>1</sup>, Ю.В. Коростелев<sup>2</sup>, А.М. Царев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ВНИИ гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), Москва, Россия; *e-mail dva946@yandex.ru* 

<sup>2</sup>Институт Криосферы Земли (ИКЗ) СО РАН, Тюмень; e-mail kriozem@gmail.com

На мелководном шельфе Карского моря пробурены и оборудованы скважины для мониторинга температурного режима пород в разрезе до 20м. Обобщены результаты многолетних автоматизированных наблюдений в скважинах на геокриологическом стационаре Марре-Сале.

# TEMPERATURE MONITORING OF THE COASTAL SHELF PERMAFROST NEAR BY GEOCRIOLOGICAL SITE MARRE-SALE (WESTERN YAMAL)

V.A.Dubrovin, L.N.Kritsuk, U.B.Korostelev, A.M.Tsarev All-Russia Scientific and Research Institute of Hydrogeology and Engineering Geology (VSEGINGEO), Moskow; *e-mail dva946@yandex.ru* Institute of Earth's Criosphere (IKZ), Tumen *e-mail kriozem@gmail.com* 

20 meter bore-holes were drilled and equipped at the shallow shelf of the Kara Sea for the monitoring of the bottom ground temperature. Year-round perennial automated records from the Marre-Sale geocryological site were summarized.

Состояние проблемы. В связи с предполагаемым освоением прибрежных месторождений ГКМ полуострова Ямал существует важнейшая инженерногеологическая проблема выявления особенностей геокриологических условий на шельфе Карского моря. В разные годы на Приямальском шельфе мерзлые породы были вскрыты на различной глубине многочисленными скважинами в пределах субаквальной части Харасавэйской нефтегазовой структуры и Байдарацкой губы, а также на Русановской площади, где измерялась температура донных отложений [1,9,12]. Одной из острейших проблем изучения криолитозоны арктического шельфа является полное отсутствие данных о температурном режиме донных отложений в годовом и многолетних циклах в интервалах глубин инженерной деятельности. Причинами отсутствия подобной информации являлось до настоящего времени отсутствие надежной аппаратуры, технологий и целевых программ исследования криолитозоны, рассчитанных на как на ближайшую, так и долгосрочную перспективу. Очевидно, что без опережающих мониторинговых наблюдений за тепловым состоянием субаквальной криолитозоны невозможна разработка полноценных проектов недропользования на шельфе Арктических морей [8].

В мае 2014 г институтом ВСЕГИНГЕО, в рамках выполнения Государственного контракта ФА "Роснедра," на геокриологическом стационаре Марре-Сале были пробурены и впервые в отечественной практике оборудованы воздушно-сухой наблюдательной обсадной колонной две буровые скважины, глубиной по 20 м от морского дна, предназначенные для изучения температурного режима донных отложений. В настоящее время в системе ФА "Роснедра" стационар Марре-Сале является основным информационным объектом мониторинга криолитозоны в России, он выполняет функции фонового стационара при освоении арктической части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и одного из немногих долговременных пунктов наблюдений при изучении эволюции криолитозоны в условиях современных глобальных изменений климата [2]. Расположение стационара на территории полярной метеорологической станции обеспечивает репрезентативность, как собственных наблюдений, так и прогнозных оценок изменений параметров криолитозоны с использованием метеорядов. Геокриологические наблюдения на Марре-Сале насчитывают уже 37 лет и поэтому являются наиболее представительными при оценках фоновых (глобальных, региональных) изменений теплового состояния криолитозоны.

Одной из основных научных задач функционирования стационара при его создании являлось изучение динамики температурного режима мерзлых горных пород. К концу прошлого века были достаточно хорошо изучены геокриологические условия верхнего горизонта многолетнемерзлой толщи до глубины 10-12м [11].



Рис.1.Современная схема объектов наблюдения на стационаре Марре-Сале.

С 1995 г. по 2009 г. на площади стационара были пробурены в различных ландшафтно-геологических условиях 4 скважины, глубиной от 60 м до 110 м, а 10-12метровые скважины были

углублены до 20-30 метров и оборудованы универсальными автономными измерительными комплексами на базе «Логгер LPC» [5]. Увеличение глубинности исследований и применение автоматизированных средств измерений позволили получить значительно более объективную картину динамики температурного режима ММП за длительный период. В настоящее время на стационаре Марре-Сале насчитывается 14 скважин, глубиной от 20-30 м до 110 м, оборудованных различными модификациями измерительных комплексов на базе "Логгер LPC". B итоге многолетних мониторинговых наблюдений в достаточно полном объеме были выявлены здесь основные особенности динамики температурного режима (в годовом и Материалы многолетнем разрезе). наблюдений регулярно обрабатывались, публиковались и докладывались на разных конференциях [3, 6,11 и др.].

Мониторинг на шельфе. Бурение скважин на шельфе стационара Марре-Сале проводилось в мае 2014 г. со льда, мощностью от 1,8 м до 2,3 м, буровыми станками "Стерх" и "УБШМ-20". Первая скважина (15-14) была пробурена на изобате -5 м при удалении от берега на 860 м, вторая (16-14) на изобате ~ - 4,5 м в 500 м от берега. После окончания бурения скважины были обсажены наблюдательными металлическими трубами диаметром 57 мм и оборудованы измерительными комплексами LPC-F (морской вариант), с расстановкой датчиков в термометрической косе, начиная с поверхности донных отложений и далее через 1 м до забоя скважины. Оголовок трубы в придонном слое был оборудован гибким шлангом, диаметром 80 мм и длиной 8 м, который был снабжен специальными якорными грузами, всплытию гибкого патрубка. Привязка препятствующими местоположения пробуренных скважин была выполнена различными способами, включая GPSнавигатор, теодолит, береговые створы различных конструкций. После завершения всех работ по оборудованию скважин была проведена проверка работоспособности наблюдательного пункта. В течение нескольких суток снимались температурные замеры в разрезе, свидетельствующие о полной выстойке скважин и стабилизации теплового режима грунтов, нарушенного в ходе буровых работ.

Бурение скважин на дне моря проводилось с отбором образцов для лабораторных анализов: в скважине №15-14 шнеком, а в верхнем 1, 5-м песчаном слое разреза скважины № 16-14 – колонковой трубой диаметром 89 мм. Образцы для лабораторных определений отбирались с пера шнека (фиксированная глубина по проходке снаряда) из каждого слоя при смене состава, либо через 1 м при однородном составе отложений. В лабораториях ВСЕГИНГЕО законсервированные образцы донных отложений подверглись анализу гранулометрического состава, водно-физических свойств и определению химического состава водной выгяжки. Кроме того, на 23 образцах, взятых из обеих скважин, доктором географических наук Е.И.Поляковой (Московский университет) была определена диатомовая микрофлора [4]. На рис. 2 вместе с геологическими разрезами обеих скважин приведены первые температурные замеры, снятые в мае 2014 г. Анализ кривых показывает, что температура 20-метровой толщи донных отложений в конце зимы изменялась в интервале от -0.1 ÷ -0.3°C до -1.8÷-1.9°C.



Рис.2. Результаты опробования скважин 15-14 и 16-14 на акватории Карского моря

После схода ледового покрова в августе 2014 г. были сняты результаты автоматизированных измерений температуры в дальней скважине (15-14) за истекший период. Поднять прибор в скважине 16-14, расположенной в 500 м от берега, не удалось из-за мощного (более 0,7 м) заноса пригрузов песком, поскольку скважина эта находится ближе к берегу и испытывает влияние вдоль береговых потоков.

В сентябре 2015 г. в процессе выполнения полевых работ были получены значения ежедневных двухразовых замеров температуры донных отложений в скважине 15-14 за 17 месяцев, что позволило получить исчерпывающее представление о годовом температурном режиме донных отложений и его динамики в кратковременном интервале. Разновременные замеры температуры донных отложений в скважине 15-14 очень плотно легли на график, что свидетельствует о высокой точности измерения. Ежемесячные 8-часовые значения температуры пород в течение 17 месяцев приведены в таблице 1 и на рис.3.

Полученные данные свидетельствуют о том, что температура донных отложений в верхней части разреза скв.15-14 изменяется главным образом за счет колебания температуры летних месяцев, тогда как в зимний период она практически стабильна. Это объясняется теплоизолирующей ролью трехметрового слоя морской воды, обладающей высокой теплоемкостью и низкой теплопроводностью. В случае резкого понижения температуры воздуха происходит увеличение мощности морского льда, а температура воды остается практически постоянной и зависит только от ее солености. Повышение среднемесячной температуры в летнее время в 2015г году привело к значительному повышению максимальных и среднемесячных температур верхнего примерно 5 метрового слоя донных отложений.

Рисунок 3 демонстрирует динамику нулевой изотермы в течение года для различных климатических условий. Ниже глубины нулевых амплитуд среднегодовая температура неуклонно понижается от -0,7 до -1,34°С на глубине 19м. Такой характер температурной кривой дает основание предполагать, что нижележащие отложения находятся в твердомерзлом состоянии, а также подтверждают сделанный авторами ранее вывод о недавнем существовании на изученном участке шельфа субаэральных условий [4].

	Глубина датчиков, м											
Дата замера	0м	1м	2м	3м	5м	7м	9м	11м	13м	15м	17м	19м
20.05.2014	-1,86	-1,68	-1,31	-0,99	-0,55	-0,34	-0,35	-0,49	-0,69	-0,9	-1,13	-1,34
20.06.2014	-1,5	-1,68	-1,41	-1,1	-0,67	-0,46	-0,45	-0,54	-0,72	-0,91	-1,13	-1,34
20.07.2014	1,33	-0,55	-1,05	-1,09	-0,76	-0,53	-0,49	-0,55	-0,71	-0,91	-1,13	-1,33
20.08.2014	4,06	1,8	-0,1	-0,66	-0,76	-0,58	-0,55	-0,6	-0,76	-0,93	-1,15	-1,36
20.09.2014	3,11	2,99	1,47	0,29	-0,58	-0,6	-0,58	-0,61	-0,75	-0,92	-1,13	-1,33
20.10.2014	-1,31	0,95	1,45	0,81	-0,3	-0,57	-0,6	-0,65	-0,77	-0,94	-1,14	-1,33
20.11.2014	-1,56	-0,9	-0,07	0,28	-0,1	-0,49	-0,6	-0,67	-0,79	-0,94	-1,13	-1,34
20.12.2014	-1,64	-1,23	-0,63	-0,21	-0,15	-0,41	-0,59	-0,68	-0,8	-0,95	-1,14	-1,34
20.01.2015	-1,69	-1,37	-0,92	-0,53	-0,28	-0,4	-0,58	-0,68	-0,81	-0,95	-1,16	-1,33
20.02.2015	-1,77	-1,48	-1,09	-0,72	-0,41	-0,41	-0,56	-0,68	-0,81	-0,95	-1,15	-1,33
20.03.2015	-1,76	-1,56	-1,2	-0,87	-0,52	-0,46	-0,58	-0,67	-0,83	-0,98	-1,16	-1,34
20.04.2015	-1,72	-1,56	-1,28	-0,98	-0,62	-0,49	-0,57	-0,67	-0,82	-0,97	-1,16	-1,33
20.05.2015	-1,29	-1,59	-1,34	-1,06	-0,71	-0,57	-0,6	-0,68	-0,83	-0,99	-1,18	-1,35
20.06.2015	0,81	0,46	-0,7	-0,99	-0,84	-0,62	-0,63	-0,68	-0,81	-0,94	-1,14	-1,32
20.07.2015	11,9	7,35	2,07	0,07	-0,75	-0,66	-0,66	-0,7	-0,84	-0,97	-1,16	-1,34
20.08.2015	8,53	7,22	4,54	2,16	-0,3	-0,65	-0,68	-0,74	-0,85	-0,99	-1,17	-1,34
15.09.2015	5,9	6,15	4,72	2,81	0,28	-0,51	-0,68	-0,74	-0,84	-0,98	-1,17	-1,34

Таблица 1. Данные выборки из базы данных ежесуточных замеров LPC-F на 20 число на 17 месяцев непрерывных наблюдений в скважине 15-14



Рис. 3. Температурные замеры в скважине 15-14, снятые в 2014 г. (А) и в 2015 г. (Б)

Анализ повторных аэро-фото- и космических снимков с использованием ГИСтехнологий позволил установить, что ежегодное (среднемноголетнее) отступание подножья береговых обрывов Карского моря в районе п.с. Марре- Сале за 44 года (с 1969 г. по 2013г) равно 1,5 м, что составляет ~ 150 м в столетие [7]. Таким образом, повидимому, 300-350 лет назад берег моря здесь находился на расстоянии 450-500 м от современного положения, а 500-600 лет назад - на расстоянии 800-900 м. Это означает, что пробуренные в 2014г скважины на дне шельфа вскрыли древние субаэральные разрезы.

Мониторинг в береговой и материковой зоне. В основу обработки и анализа данных мониторинговых наблюдений на стационаре за температурным режимом ММП положен принцип, что изменения теплового состояния в различных природнотерриториальных комплексах (ПТК) могут происходить с разной величиной, но в одном направлении, обусловленном вариациями климата в данном регионе. Такой подход позволяет оценить интегральный тренд изменения температурного режима мерзлой толщи и сравнить его с трендами (или среднемноголетними значениями) изменения теплового состояния пород в отдельных ПТК. Для этих целей составлены рабочие таблицы среднемноголетних значений температуры грунтов (по данным 4-х срочных в сутки мониторинговых наблюдений) на фиксированных глубинах по всем наблюдательным скважинам на стационаре за период наблюдений 2008-2015г., на основании которых построены графики.

Для более полного понимания направленности температурных изменений в мерзлых толщах в регионе построены графики изменения температуры воздуха по метеоданным Марре-Сале - Салехард и приведена прогнозная оценка изменения температуры воздуха по этому ряду до 2040г. с использованием работы [10].

Как видно из приведенных данных на рис.4, температура воздуха в регионе повышается, хотя последние три года значения осредненных температур, также как и прогнозная оценка изменения температуры воздуха в регионе свидетельствует о предстоящем ее понижении (рис 5). На графиках (рис. 6 и 7) приведены тренд изменения интегральной среднегодовой температуры грунтов в скважинах за весь период наблюдений (красные линии) и фактические среднегодовые значения (или тренды) среднегодовых температур грунтов в скважинах за отдельные годы.



Рис.4. Средние скользящие по 11 годам температуры воздуха по метеоряду Марре- Сале – Салехард

Наблюдения в скважине № 1-95 расположенной в пределах краевой части местами нарушенной поверхности II - озерно-аллювиальной равнины с песчаными раздувами свидетельствуют о том, что повышение температуры грунтов происходит в соответствии с общим трендом и они более значительны, чем в остальных случаях. Так на глубине 10м за период с 2000г по 2015 г среднегодовая температура грунтов повысилась на 1,5°С, а на 20м - не более, чем на 0,3 °С (рис 6а).

В пределах хорошо дренируемой поверхности III-морской равнины, сложенной с поверхности преимущественно песчаным материалом, на участке раздувов в скважине 3-01, где сверху пройден 7-метровый слой подземного льда, повышение температуры

пород в интервале глубин 10м-37м за период наблюдений с 2009 г. по 2015г. изменяется от 0,5°С до 0,3 °С (рис.6б).



Рис. 5. Тренд изменения температуры воздуха до 2040 г.



Рис. 6. Изменение температуры пород в скважинах Марре-Сале по данным мониторинговых наблюдений: а - скв. 1-95; б-скв. 3-01; в -скв.32; г- скв. 11.

На участках с хорошо сохранившемся напочвенной травяно-моховой растительностью и мало изменяющемся снежным покровом в течение зимних периодов, температурные изменения менее значительны. Так в скважине 32, расположенной в пределах ненарушенной части Ш-морской равнины повышение температуры в интервале глубины 10 м-20 м не превысило 0,3 °C (рис.6в). В условиях более угнетенной растительности и меньшего по мощности снежного покрова повышение температуры на глубине 20 м-25 м достигают 0,7°C - 0,8 °C (рис.6г).

Интерес заслуживают результаты наблюдений за температурным режимом ММП на границе суши и моря непосредственно в береговой части. На рис. 7 приведены результаты наблюдений в скважине №2, пробуренной в 2000 г. и восстановленной в 2013 г. В 2000 г. скважина характеризовалась безградиентным распределением температур по глубине, в то время как в 2013г. градиентное положение кривых очевидно. Потепление за прошедший период в интервале глубин от 12 м до 20 м составило от 0,7 °C до 0,3 °C.

Интегральный (обобщенный для всех наблюдательных скважин) тренд изменения среднегодовой температуры ММП (за период наблюдений с 2000 г.) на фиксированных глубинах в общем виде характеризует деградационный тепловой процесс, происходящий в мерзлых толщах в регионе. Важно отметить, что следы этого процесса (растепления) прослеживаются до глубины 40 м.

В целом изменения теплового состояния мерзлых толщ закономерно корреспондируются с климатическими вариациями в регионе как по температуре воздуха, особенно в зимний период, так и по величине снежного покрова. В отличие от шельфа, влияние летней фазы теплообмена на повышение температуры мерзлых толщ выражено значительно слабее, чем в зимний период. Предполагаемое понижение среднегодовой температуры воздуха в регионе (рис.5) уже в течение первых 10-12 лет, вероятно, восстановит температурый режим ММП в прежнем диапазоне. Очевидно, что для подтверждения этого предположения мониторинг следует продолжить.



Рис.7. Изменение температуры пород в скважине 2 -78 на лайде Карского моря. а - пробуренная в 2000г ; б - восстановленная в 2013

**Тепловая модель «шельф-суша».** Составление постоянно-действующей модели теплового взаимодействия «шельф-суша» является одной из главных научных и прикладных задач геокриологического мониторинга в Арктических регионах страны. Это обусловлено тем, что именно в береговой зоне происходят наиболее масштабные морфологические изменения контуров абразионных и аккумулятивных берегов. Вопрос о том как при этом изменяется температурный режим многолетнемерзлых пород в пределах мелководной части шельфа и береговой зоне является наиболее важным при натурных наблюдений и моделирования.

На первоначальном этапе была построена планово-высотная цифровая модель территории стационара Марре-Сале в границах 2 км х 11 км (рис.8). Эта модель создана в рамках программы ArcGis в масштабе 1:25000 (1:10 000) с использованием всего

имеющегося картографического материала.

Рис.8. Планово-высотная цифровая модель геокриологического стационара Марре-Сале в масштабе 1:25000 (1:10 000).

В дальнейшем на основе этой модели выполнено построение геолого-геокриологического разреза по наблюдательным термометрическим скважинам, расположенным на стационаре



Марре-Сале в основных типах мерзлых толщ от высоких морских равнин до мелководного шельфа.

Следующим этапом, явилось составление базы температурных данных в виде атрибутивных таблиц в ArcMap, содержащих сведения о среднемесячных значениях температуры грунтов в скважинах на фиксированных глубинах в течение 2014-2015 г.г.

Скважины на разрезе увязывались с атрибутивными таблицами для построения термоизогипс для различных сезонов года и в многолетнем цикле.

Построение постоянно-действующей модели позволяет по мере накопления мониторинговой информации получить количественные характеристики протекания тепловых процессов в прибрежной зоне мелководного шельфа и разработать рекомендации по учету этих факторов при освоении и недропользовании в Арктике. Подобные работы выполняются впервые и не имеют аналогов в отечественной практике. На рис. 9-10 приведена модель теплового взаимодействия «шельф-суша» базе построенного геокриологического разреза и действующих мониторинговых наблюдательных скважин.



Рис. 9. Тепловое поле в разрезе в сентябре 2014 г.



Рис. 10. Тепловое поле в разрезе в сентябре 2014 г. и мае 2015 г.

В настоящей работе сделан лишь первый шаг на пути построения полноценной постоянно-действующей тепловой модели "море-суша". Следующими задачами являются разработка и расширение атрибутивной базы термометрической информации

по наблюдательным скважинам, с включением в нее данных срочных (суточных) наблюдений и увязки этих данных с моделью, а также показ на модели термоизоплет по отдельно выбранным скважинам.

Опыт ведения мониторинга на Ямале в течение длительного времени, а также новые данные о тепловом состоянии мерзлых толщ материковой и прибрежноакваториальной криолитозоны, дают основание считать необходимой безотлагательную разработку и формирование Федеральной Целевой Программы (ФЦП) "Криолитозона России", а также принятие нормативных документов, регламентирующих проведение опережающих мониторинговых исследований в качестве обязательных, при разработке крупных проектов недропользования в Арктике.

### Выводы

1. На геокриологическом стационаре Марре-Сале пробурены и впервые в отечественной практике оборудованы воздушно-сухой наблюдательной обсадной колонной две буровые скважины, глубиной по 20 м от морского дна. Получены уникальные не имеющие аналогов в отечественной и мировой практике данные о температурном режиме пород за 17 месяцев на мелководном участке шельфа Карского моря.

2. Количественные данные мониторинга и полученный интегральный тренд изменения теплового состояния мерзлых толщ в материковой и береговой частях территории свидетельствуют о повышении температуры ММП (за период автоматизированных наблюдений с 2000 г) до глубины 40 м.

3. Температурные разрезы на мелководном шельфе также свидетельствуют о процессах деградационной направленности на изученной глубине до 20 м от поверхности дна. Общий характер температурной кривой дает основание предполагать, что процесс растепления в субаквальной части по глубине может быть не только сопоставим, но и превышать изменения температуры мерзлых пород на суше. Однако для более глубокого понимания этих процессов необходимо пробурить и оборудовать для мониторинговых наблюдений скважину на глубину не менее 70 м.

4. Отмечено, что ежегодные изменения среднемесячных летних значений морской воды приводят к значительным изменениям температуры и амплитуды ее колебания в верхнем 5-7 - метровом слое донных отложений. Затухание колебаний температуры донных отложений в течение года происходит на глубине 9-11м от дна моря, а максимальная глубина положения нулевой температуры наблюдалась в 2014г в октябре-ноябре месяцах на глубине 3,0м, а в августе 2015г она составила 4,5м. Зимние вариации теплового поля в донных отложениях более стабильны.

5. Полученные отрицательные значения температуры горных пород на акватории (ранее относимых к талым грунтам) предопределяют необходимость постановки повторных геофизических (сейсмоакустических) работ в пределах шельфа Карского моря и переинтерпретации ранее полученных данных.

6. Бурение скважин на шельфе и лабораторные исследования диатомовых комплексов, позволили установить, что изученная толща донных отложений представляет собой реликтовую мерзлую толщу, подвергшуюся криогенной метаморфизации в субаэральных условиях [4].

7. Следует отметить успешное начало и необходимость продолжения работы по построению постоянно-действующей тепловой модели "суша-море".

### Литература

1. Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск, 1987, 111с.

2. Дубровин В.А. Геокриологические исследования в системе недропользования: проблемы, задачи, пути решения. //Разведка и охрана недр, № 9, 2009, с.36-42.

 Дубровин В.А., Крицук Л.Н. Оценка динамики температурного режима мерзлых пород района Марре-Сале по данным мониторинговых наблюдений. //Материалы Четвертой конференции геокриологов России, М.: Изл. МГУ, Т.2..2011, с. 236-243.

4. Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Полякова Е.И. Температура, состав и возраст отложений шельфа Карского моря в районе геокриологического стационара Марре-Сале. //Криосфера земли, 2015, т. XIX, №4, с.3-16.

5. Дубровин В.А., Караванова М.Е., Куликов А.И., Федосеев А.В. Автоматизированные средства измерений и геокриологические базы данных в системе ГМГС. //Материалы Первой конференции геокриологов России. Книга 2.М.: Изд-во МГУ, 1996, с.457-465.

 Крицук Л.Н., Дубровин В.А. Результаты изучения геокриологических условий района Марре-Сале в глубоких скважинах. //Материалы Междунар. конфер. «Теория и практика оценки состояния Криосферы Земли», том І. Тюмень, 2006, с.247-251.

7. Крицук Л.Н., Дубровин В.А., Ястреба Н.В. Результаты комплексного изучения динамики береговой зоны Карского моря в районе метеостанции Марре-Сале с использоваанием ГИС-технологий. //Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 59-69.

8. Круподеров В.С., Дубровин В.А. Проблемные аспекты изучения и освоения Арктической

криолитозоны. //Труды десятой конференции по мерзлотоведению, т.3, Тюмень 2012, с. 275-279.

 Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. /Новосибирск, Наука, 1995, 198с.

10. Основы геокриологии, том 6. / Под редакцией Л.С. Гарагули, Э.Д Ершова/, 2005, с.409-417.

11. Павлов А.В., Дубровин В.А., Харитонов Л.П. Экспериментальное изучение термического режима грунтов в арктических районах Западной Сибири. //Матер. Первой конференции геокриологов России. Книга 1.М.: Изд-во МГУ,1996, с.310-320.

 Пармузин С.Ю., Левантовская Н.П. Тепловое воздействие проектируемого газопровода на участке перехода через Байдарацкую губу //Труды Первой конференции геокриологов. М., Изд-во МГУ, 1996, т.3, с.159-170.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ГОДИЧНОГО ЦИКЛА НАБЛЮДЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПРИ НАРУШЕНИИ ПОКРОВОВ

### А.Ф. Жирков, С.П. Варламов, М.Н. Железняк

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Россия, e-mail: *zhirkov\_af@mail.ru* 

Проведены экспериментальные исследования за термическим режимом грунтов в условиях современного потепления климата. Дано сравнение результатов исследований температурного режима грунтов в начале 1970-х годов прошлого века и начало второго десятилетия XXI века. Результаты показывают, что наибольший вклад в современную динамику состояния грунтов вносит температура воздуха.

## GROUND TEMPERATURE REGIME IN DISTURBED AND UNDISTURBED SETTINGS: RESULTS OF AN ANNUAL OBSERVATION CYCLE

## A.F. Zhirkov, S.P. Varlamov, M.N. Zheleznyak

Melnikov's Permafrost institute SB RAS, e-mail: zhirkov\_af@mail.ru

Experimental studies the thermal regime of soils in conditions of modern climate warming. A comparison of the results of studies of temperature regime of soils in the early 1970-s of the last century and the beginning of the second decade of the twenty-first century. The results show that the greatest contribution to the modern dynamics of the soil condition makes the air temperature.

Введение. Изменения элементов климата оказывают влияние на температурный режим многолетнемерзлых грунтов (ММГ), под которыми, согласно определению Международной ассоциации мерзлотоведения, понимают любую субстанцию, находящуюся под земной поверхностью с температурой ниже 0°С на протяжении двух или более последовательных лет. Территорию, на которой распространены ММГ, принято называть криолитозоной.

Современная динамика криолитозоны в целом согласуется с наблюдаемыми изменениями температуры воздуха и осадков. Исчерпывающий анализ данных и обзор литературы об изменении климата приведены в Пятом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов [4,5]. Особенности изменения климата на территории России анализируются в ежегодных обобщающих докладах Росгидромета [1]. Согласно данным этих публикаций, в Арктической зоне увеличение среднегодовой температуры воздуха в ХХ столетии было почти вдвое больше, чем в среднем по планете. В последней четверти XX века она росла со скоростью до 1,6 °С/10 лет, при этом изменения минимальных температур были в 2,5-4 раза больше, чем максимальных. В среднем по всей России эти величины составили, соответственно, 1,4-2.6 °C/10 лет и около 0.6 °C/10 лет. Средние зимние температуры увеличивались примерно вдвое больше, чем летние (в среднем по России тренды составили, соответственно, 0,9 °C/10 лет и 0,4 °C/10 лет), т.е. уменьшилась амплитуда годовых колебаний, от которой в значительной степени зависит мощность сезонно-талого слоя (СТС). Изменения атмосферных осадков в Арктической зоне России были разнонаправлены и зависели от сезона и региона. Весной и осенью преобладали тенденции к увеличению во всех регионах России. С 1980-х годов произошло увеличение высоты снега на европейской территории России и в Западной Сибири на 10-20 % и на Чукотке до 30 %, в то время как в восточной Сибири она уменьшилась на 15-20 %.

К настоящему времени в районе г. Якутска произошли значительные повышения среднегодовой температуры воздуха. Например, по сравнению с начала пятилетия 1970-х годов с пятилетием второго десятилетия нынешнего века среднегодовая температура воздуха повысилась на 2,8 °С. Для современного потепления климата характерно значительное повышение температуры воздуха в холодный сезон по сравнению с теплым, что привело к изменению соотношения между параметрами атмосферного и почвенного климата. Одна из главных причин этого в том, что коэффициент теплопроводности мерзлого грунта выше, чем талого. Таким образом, происходящее асимметричные изменения зимних и летних температур требуют актуализации параметров криолитозоны с текущими климатическими условиями.

Постановка и методика исследований. В начале ноября 2014 г. на территории научно-экспериментального стационара Института мерзлотоведения СО РАН были начаты экспериментальные наблюдения за гидротермическим режимом и глубиной сезонного протаивания грунтов на 2 экспериментальных площадках: первая на разнотравно-злаковом лугу, вторая – с удалением снежного и напочвенного покровов (рис. 1 и 2). На площадках пробурены скважины и оборудованы для термометрических наблюдений термодатчиками логгерной системы НОВО. Регистраторы температуры были установлены на поверхности грунта 0 см и на стандартных глубинах 20, 40, 80, 120, 160, 240 и 320 см. Для надежности и контроля температурных измерений логгером были дополнительно установлены полупроводниковые терморезисторы ММТ-4 на двух глубинах (160 и 320 см). Данные измерений с дискретностью 1 час фиксировались на запоминающем устройстве. На естественной площадке велись наблюдения за высотой снежного покрова и температурой снега на отметках 0,1 0,2 м. Глубина сезонного протаивания определялась во время ручного бурения. На естественной и нарушенной площадке, также был отобран проб почвогрунтов на определение их влажности, теплофизических характеристик (плотность, теплоемкость, коэффициент теплопроводности) и гранулометрический состав. Образцы грунта были доставлены в С.Петербург для анализа с использованием современного оборудования. Эта работа



Рис. 1. Территория научно-экспериментального стационара «Туймаада» ИМЗ СО РАН. Цифрами показаны расположения контрольной (2) и экспериментальной (1) площадок, а также метеостанции (3)



Рис. 2. Площадка с нарушенными условиями (растительность удалена) (а, в) и контрольная площадка в естественных условиях (б, г) зимой (в, г) и летом (а, б)

была проведена в российско-немецкой лаборатории полярных исследований им. Отто Шмидта в рамках действовавшего соглашения с GEOMAR Центром имени Гельмгольца океанических исследований в Киле. Был определен гранулометрический состав, влажность и содержание органики в образцах грунтов. С помощью гранулометрического анализа были определены типы залегающих грунтов.

Ранее в конце 1960-х в начале 1970-х годов на подготовленных площадках велись подобные комплексные экспериментальные исследования, целью которых было изучение и прямое измерение воздействия различных естественных и искусственных покровов на температурный режим ММГ. Проводились круглогодичные наблюдения за температурным режимом грунтов на ненарушенных естественных условиях и на экспериментальных покрытий, удаление растительности, мохово-торфяного слоя и верхнего органического слоя почвы [2, 3].

В непосредственной близости от площадок на расстоянии 100 м расположена метеостанция СВФУ и ИМЗ СО РАН, срочные данные которой по температуре воздуха и осадкам использовались в работе (см. рис.1).

Обсуждение результатов. Получен результат годового цикла наблюдений. На рис. 3 показан временной ход температуры грунта на глубинах 1,6 м и 3,2 м на



Рис. 3. Временной ход температура воздуха, высоты снежного покрова, температуры грунта на глубинах 1,6 м (верхний рисунок) и 3,2.м (нижний рисунок) на контрольной и экспериментальной площадках за период наблюдений (температура воздуха и высота снежного покрова по контрольной площадке).

нарушенной и контрольной площадках. Здесь же показан ход температуры воздуха и высоты снежного покрова на контрольной площадке. Как и следовало ожидать, в зимний период температура грунта на площадке с расчищенным снегом и удаленным растительным покровом оказалась ниже, чем на контрольной площадке. Разница температур к концу зимы составила около 5°C на глубине 3,2 м и около 8°C на глубине 1,6 м. С началом теплого периода эта разница стала уменьшаться.

В результате выполненных экспериментальных работ был получен полный объем данных о гранулометрическом составе, плотности, влажности и теплофизических характеристиках грунтов низкой надпойменной террасы р. Лены для типичных геокриологических и климатических условий Центральной Якутии (табл. 1). Влажность, плотность и основные теплофизические свойства грунтов являются осредненными за теплый период года (с мая по сентябрь включительно). Влажность грунтов варьирует в пределах от 5,3 до 14,5 %, плотность – от 2540 до 2700 кг/м<sup>3</sup>, теплопроводность – от 0,24 – до 1,18 Вт/(м\*К), температуропроводность – от 0,18 до 0,52\*10<sup>6</sup> м<sup>2</sup>/с; объемная теплоемкость – от 1,28 до 2,36\*10<sup>-6</sup> Дж/(кг\*К).

Таблица 1

				1 17		
Глу- бина, в м	Разрез	Влажность, W в %	Плотность грунтов, р в кг/м <sup>3</sup>	Теплопроводность, λ в Вт/(м*К)	Температура проводность, а*10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup> /с	Объемная теплоемкость, С*10 <sup>-6</sup> Дж/(кг*К)
0,1	Алевриты (супесь, с растительностью)	14,5	2580	0,24	0,19	1,28
0,2	Алевриты (супесь, с растительностью)	12,3	2610	0,26	0,19	1,33
0,3	Алевриты (супесь мелкозернистая)	10,3	2550	0,25	0,18	1,37
0,4	Алевриты (супесь мелкозернистая)	8,5	2630	0,42	0,32	1,3
0,5	Алевриты (супесь мелкозернистая)	6,2	2540	0,48	0,3	1,56
0,6	Алевриты (супесь)	6,2	2590	0,44	0,26	1,71
0,7	Алевриты (супесь)	5,5	2610	0,56	0,31	1,82
0,8	Алевриты (супесь)	5,3	2640	0,66	0,34	1,95
0,9	Песок пылеватый	5,7	2630	0,53	0,25	2,09
1,0	Песок пылеватый	6,8	2660	0,76	0,36	2,14
1,1	Песок пылеватый	7,2	2680	0,9	0,39	2,27
1,2	Песок мелкозернистый	7,1	2650	1,05	0,5	2,06
1,3	Песок мелкозернистый	6,4	2690	0,98	0,46	2,1
1,4	Песок мелкозернистый	5,9	2700	1,18	0,52	2,23
1,5	Песок мелкозернистый	6,1	2680	1,04	0,44	2,36

Теплофизические характеристики грунтов

Сравнение влажности, теплопроводности почвогрунтов и мощности деятельного слоя, полученные в 1970-е годы и в 2014/15 гг. показали, что они сопоставимы и имеют

незначительные отклонения (табл. 2 и 3). Отчасти это можно объяснить как различной точностью использованных в 1970-х и в настоящее время методов измерения, так и конкретными погодными условиями летнего сезона. Максимальная среднемесячная высота снежного покрова настоящего времени по сравнению с 1970-х годов отличается увеличением на 5-12 см. Среднегодовая температура воздуха как выше отмечено за пятилетие повысилась на 2,8°С, среднегодовая температура грунтов на глубине 3-3,2 метра повысилась на 0,6°С на естественной площадке и 1,5°С на нарушенной площадке (табл. 4).

Таблица 2

Годы	Глубина, м	Разрез	Влажность, %	Теплопроводность, Вт/(м*К)
1972, [2, 3]	0,2	Суглинок пылеватый	12	0,523
	1,0	Песок мелкозернистый	6,1	0,84
2015	0,2	Алевриты (супесь, с растительностью)	12,3	0,605
	1,0	Песок пылеватый	6,8	0,76

### Теплофизические характеристики грунтов, проведенных в 1972 и 2015 гг.

Таблица 3

#### Мощность деятельного слоя, м

Годы	Ec	Нарушенные	
	Высота снега, м	условия	
1972	0,25	1,84	2,0
1973	0,22	1,99	-
2014	0,37	2,10	-
2015	0,27	2,23	2,03

Таблица 4

Среднемесячные и среднегодовые температуры грунтов на глубине 3 м (1971/73гг.) и 3.2 метра (2014/15гг.)

Голи	Месяцы										20 007		
т оды	XI	XII	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	затод
Естественная площадка													
1971/73	-0,7	-0,7	-0,7	-1,7	-3,2	-4	-3,6	-2,8	-2	-1,4	-1,1	-0,8	-1,9
2014/15	-0,6	-0,6	-0,6	-1,1	-2	-2,6	-2,4	-1,9	-1,5	-1,1	-0,9	-0,7	-1,3
	Нарушенная площадка												
1971/73	-0,6	-0,7	-4,0	-8,5	-10,5	-9,9	-7,5	-4,4	-2,7	-1,4	-0,9	-0,7	-4,3
2014/15	-0,7	-0,6	-1,6	-4,1	-6,2	-6,2	-4,8	-2,9	-2,1	-1,5	-1,1	-0,9	-2,8

На рисунке 5-7 показаны сравнения среднемесячных температур на глубине 3 метра 1972 года и 3,2 метра 2015 года по данным термокос, среднемесячные температуры воздуха на высоте 2 метра и динамика снегонакопления по месяцам.

Выводы. По данным наблюдений установлено, что в теплый период поверхность оголенной площадки в среднем теплее на 0,8 °С, чем на площадке с луговой растительностью. В холодный период (ноябрь-апрель) отепляющее влияние снежного покрова составило в среднем 7,7 °С. Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов на оголенной площадке ниже на 1,5-1,7 °С, чем на лугу.

Получен полный объем данных о гранулометрическом составе, плотности, влажности и теплофизических характеристиках почвогрунтов низкой надпойменной террасы р. Лены для типичных геокриологических и климатических условий Центральной Якутии.

Рассматриваемый период с 1970-х гг. и первой половине второго десятилетия XXI века при не значительных изменений теплофизических характеристик почвогрунтов деятельного слоя, температура многолетнемерзлых грунтов на глубине 3 метра повысилась на 0,6°С на естественной площадке и 1,5°С на оголенной площадке. Таким образом, при актуализации параметров криолитозоны, в расчетах и прогнозах температурного режима грунтов необходимо учитывать современные изменения климата и её элементов.

#### Литература

1. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год // Москва, Росгидромет, 2015, 107 стр.

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

 Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. – Новосибирск: Наука, 1980, стр. 240.

4. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. - Новосибирск: Наука, 1979, 282 стр.

5. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2013, 1535 p.

6. IPCC Summary for Policymakers / Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press: P.1–30.

# СЕЗОННЫЕ И МНОГОЛЕТНИЕ БУГРЫ ПУЧЕНИЯ ЮЖНО-ТАМБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### М.В. Касымская, А.А. Попова, Э.С. Гречищева, Е.С. Гусева

ОАО «Фундаментпроект», Москва, Россия, mvkasymskaya@yandex.ru

В статье представлены результаты исследования процесса сезонного и многолетнего пучения Южно-Тамбейского месторождения, полученные в результате полевых исследований ОАО «Фундаментпроект» за период 2011-2014 г. Приводится описание форм и проявлений процесса пучения и их приуроченность к геоморфологическим уровням изученной территории. Рассматривается процесс пучения при естественных и нарушенных поверхностных условиях.

## SEASONAL AND PERENNIAL FROST HEAVE MOUNDS OF THE YUZHNO-TAMBEISKOYE GAS FILD

### M.V. Kasymskaya, A.A. Popova, E.S. Grechischeva, E.S. Guseva

OJSC Fundamantproject, Moscow, Russia, mvkasymskaya@yandex.ru

The article presents the study results of seasonal and perennial frost heave mounds of the Yuzhno-Tambeyskoye field. Field researches were carry out of "Fundamentproject" in period 2011-2014. The article describes heave process and its distribution on the investigated territory. The problems of heave process in the natural and disturbed surface conditions are discussed.

В последние годы существенно возрос интерес к освоению северо-восточной части Ямала, связанный с открытием газоконденсатных и нефтяных месторождений. Одной из проблем возникающих при строительстве и эксплуатации объектов инфраструктуры является процесс пучения. В результате полевых исследований ОАО «Фундаментпроект» в 2011-2014 г. на территории Южно-Тамбейского месторождения были обнаружены различные формы проявлений процесса пучения – кочковатые

площади пучения, одиночные сезонные бугры, многолетние миграционные бугры и инъекционные бугры - гидролакколиты.

Суровые климатические условия региона, наличие несквозных таликов, нарушающих сплошность многолетнемерзлых пород, грунтовые воды слоя сезонного оттаивания в совокупности с литологическим составом пород способствуют активному проявлению пучения грунтов в естественных условиях. Поэтому процесс пучения является достаточно распространенным криогенным процессом на изучаемой территории.

Исследователи северной части восточного Ямала не однозначны в оценках существования, распространения и генезиса бугров пучения [1; 2; 4; 5]. По нашему предположению район Южно-Тамбейского месторождения ( $71^0$  с.ш. и  $71-72^0$  в.д.) является недостаточно изученным, и именно поэтому исследователи расходятся во мнениях.

В формировании четвертичных отложений описываемой территории большое значение имели события, происходившие на протяжении плейстоцена и голоцена. Неотектонические движения и связанные с ними трансгрессии и регрессии Арктического бассейна, а также суровые климатические условия региона привели к образованию комплекса позднеплейстоцен-голоценовых террас морского и лагунноморского генезиса, отложения которых переходили в субаэральные условия и промерзали [3].

Поверхность второй и третьей лагунно-морских террас в целом плоская, в разной степени изрезана речной и овражной сетью, разбита полигональными трещинами, заозерена и заболочена. Хорошо дренированные, расчлененные склоны граничат, как правило, с дренированными участками полигональной тундры. Центральные части водоразделов заняты обширными хасыреями, болотами и озерами. Поверхность первой лагунно-морской террасы и лайды плоская, в значительной степени заболоченая и заозеренная. Наиболее распространенными криогенными формами рельефа на водораздельных пространствах лагунно-морских террас являются термокарстовые образования (озера, хасыреи), полигональный рельеф и приуроченные к хасыреям – бутры пучения.

На всех геоморфологических уровнях изученной территории многолетнемерзлые породы (ММП) имеют сплошное распространение. Сплошность мерзлых пород нарушается подозерными и подрусловыми таликами, а также межмерзотными таликами на лайде и в поймах низовий рек, на участках развития охлажденных засоленных пород и криопэтов. Подземные воды представлены надмерзлотными водами сезонно-талого слоя и водами таликов. Наиболее характерный диапазон среднегодовых температур на водораздельных пространствах составляют минус 5 – минус 6<sup>0</sup>С. На общирных поймах фоновые температуры составляют минус 4 – минус 5<sup>0</sup>С. Минимальные температуры (минус 6 – минус 7<sup>0</sup>С) свойственны выпуклым водораздельным поверхностям и бровкам склонов.

Криогенное пучение грунтов сезонноталого слоя активно протекает на заболоченных и обводненных участках всех геоморфологических уровней, сложенных супесчано-суглинистыми отложениями. Неравномерность сезонного пучения вызывает формирование плоских бугров высотой до 1,0 м и диаметром 5-10 м или плосковыпуклых поднятий с поперечником 0,5-1,0 м и высотой не более 0,5-1,0 м.

Многолетнее криогенное пучение приводит к образованию миграционных бугров и инъекционных бугров - гидролакколитов. Среди миграционных бугров преобладают овальные бугры высотой 2-5 м, реже 6-8 м. В поперечнике их размеры изменяются от 15 до 100 м. Бугры сложены сильнольдистыми торфом, суглинками, глинами, реже супесями. В разрезе бугров отмечается ледяное ядро, залегающее на глубине от 1,5-2,0

м до 5 м (рис.1, 2). Такие бугры встречаются на низких геоморфологических уровнях, первой лагунно-морской террасе и поймах рек.



A

Рис. 1. Многолетний торфо-минеральный миграционный бугор на I лагунно-морской террасе, вблизи пос. Сабетта.

Рисунок 2. Разрез бугра пучения в пойме р.Сабеттаяхи - А; положение бугра пучения на топографической основе – Б.



В промерзающих хасыреях, полосах стока сложенных супесчано-суглинистыми отложениями, с линзами обводненных песков образуются инъекционные бугры, высота которых не превышает 3-4 м и увеличивается по мере их промерзания. Образуются залежи чистого инъекционного льда за счет внутригрунтового замерзания и кристаллизации свободных подземных вод внедряющихся под напором в грунтовый массив. Крупные реликтовые инъекционные бугры–гидролакколиты (высотой 8-10 м, в поперечнике до 200 м) в настоящее время активно деградируют (рис.3). Такие формы видны за многие километры на фоне плоского рельефа и часто связаны с культовыми местами коренных народов Ямало-Ненецкого автономного округа (рис.4).



Рисунок 3. Гидролакколит в хасырее на II лагунно-морской террасе (на врезке - центральная часть обнажения).



Рис. 4. Вершина гидролакколита с предметами культа коренного населения.

Особенности современного распространения форм пучения определяются происхождением и условиями их формирования. Данные о многообразии форм пучения и их приуроченности к конкретным геологическим условиям на месторождении, обнаруженные при маршрутных наблюдениях и выявленные при дешифрировании космоснимков высокого разрешения, были систематизированы и приведены в Таблице 1.

Все выше перечисленные встреченные формы и проявления процесса пучения в естественных условиях свидетельствуют о возможности активизации процесса в результате хозяйственной деятельности. При ряде нарушений естественного покрова, даже сезонное пучение грунтов может привести к деформациям дорожных покрытий из природных материалов, к деформациям зданий и сооружений. Поэтому строительство должно вестись с обязательным сохранением многолетнемерзлых пород. Одним из примеров проявления пучения как опасного процесса в нарушенных условиях может служить пучение опор водовода в пос. Сабетта (рис.4).

~I	<u>i i</u>				
Генезис	Инъекционный механизм образования	Миграционный механизм образования			
логический уровень	многол	сезонные			
Лайда <i>(ml IV)</i> (на высокой лайде)	-	—	кочковатые площади пучения		
Первая лагунно-морская терраса (ml III-IV)	_	бугры в пределах	кочковатые площади пучения и единичные крупные кочки		
Вторая лагунно-морская терраса <i>(ml III<sup>3-4</sup>)</i>	гидролакколиты	хасыреев, по берегам озер			
Третья лагунно-морская терраса <i>(ml III<sup>2-3</sup>)</i>	-		кочковатые		
Пойма низовий рек ( <i>am IV)</i> (на высокой пойме)	_	кочковатые площади пучения и единичные бугры	площади пучения		
Пойма <i>(а IV)</i> (на высокой пойме)	бугры в перемерзающих старичных озерах	кочковатые площади пучения, единичные бутры на поймах больших рек, многочисленные бутры на бортах четковидных русел ручьев	кочковатые площади пучения и единичные крупные кочки		
Первая надпойменная терраса <i>(а III-IV)</i>		бугры в пределах хасыреев, по берегам озер			

Таблица 1. Сводная таблица распространения проявлений процесса пучения на территории Южно-Тамбейского ГКМ



Рис. 5. Опоры старого и нового водоводов в поселке Сабетта.

### Литература

 Андреев В.И. Гидролакколиты (булгуняхи) в западно-сибирских тундрах//Известия Государственного Географического общества. Т.68, выпуск 2, 1936

 Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Миграционные бугры пучения на севере Западной Сибири: южный и северный пределы ареала и современная динамика// Инженерная геология, июнь, 2012

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

4. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Фирсов Н.Г. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. – М.: Наука, 1987

5. Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К., Баулин В.В. и др. Геокриология СССР. Том 2. Западная Сибирь. М.: Недра. 1989

# ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОРОД В Нарушенных и ненарушенных криогенных ландшафтах европейского севера

Малкова Г.В.<sup>1,2</sup>, Садуртдинов М.Р.<sup>2</sup>, Скворцов А.Г.<sup>2</sup>, Царев А.М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тюменский государственный нефтегазовый университет, <sup>2</sup> Институт криосферы Земли СО РАН

Приведены результаты температурного режима пород в нарушенных и ненарушенных криогенных ландшафтах, расположенных в зоне вечной мерзлоты на Европейском севере. Показано, что тренды температуры пород отстают от трендов температуры воздуха в несколько раз. Тренд температуры воздуха за 30-летний период составляет 0.08°C/год, тренд температуры ММП изменяется в различных естественных ландшафтах от 0.01 до 0.04°C/год, а в нарушенных площадках стали формироваться нескозньке талики, а кровля ММП опустилась на 4 и более метров.

### THERMAL STATE OF PERMAFROST IN DISTURBED AND UNDISTURBED CRYOGENIC GEOSYSTEMS IN THE EUROPEAN NORTH

### Malkova, G.V., Sadurtdinov, M.R., Skvortsov, A.G. and Tsarev, A M. Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia Tyumen State Oil and Gas University, Tyumen, Russia

The results of the temperature regime of the permafrost in disturbed and undisturbed cryogenic landscapes located in the cryolithozone in the European North are considered. It is shown that the temperature trends of the permafrost behind air temperature trends several times. The trend of  $T_{air}$  for a 30-year period is 0.08°C/year and  $T_{ground}$  trend changes in various natural landscapes from 0.01 to 0.03°C/year, and in disturbed landscapes exceed 0.04°C/year. Found that in disturbed sites began to form closed taliks, and the roof of permafrost dropped to 4-12 m.

Введение. Изучение температурного режима пород является необходимым условием для оценки современного состояния и тенденций развития криогенных ландшафтов в условиях потепления климата и техногенных воздействий. В последние 20 лет началось интенсивное освоение нефтегазовых месторождений на европейском Севере. Осуществляется строительство нефтеотгрузочных герминалов в береговой зоне Баренцева моря и Печорской губы (Варандей и др.). Строительство и эксплуатация объектов нефтегазовой отрасли сопровождается нарушением природных геосистем. Но современных данных об изменении геокриологических условий в естественных и нарушенных ландшафтах оказывается недостаточно.

В Ненецком Автономном округе в настоящее время существуют только два постоянно действующих объекта мониторинга – Болванский и Кашин. В 2014 году удалось обследовать законсервированный в 1993 г. стационар Шапкина и подготовить

для продолжения температурных замеров несколько скважин. Размещение названных объектов показано на рис.1.

Для изучения геокриологических условий района использовался комплекс полевых методов: ландшафтное описание профилей и опорных точек, бурение скважин с описанием и опробованием пород, определение глубины залегания кровли и подошвы ММП с помощью геофизических методов. Проведено сравнение температурного режима мерзлоты на нарушенных и ненарушенных экспериментальных площадках.

В статье рассматриваются результаты мониторинга криогенных ландшафтов на Европейском севере за последние 30 лет.



Рис. 1. Геокриологические стационары института криосферы Земли СО РАН на европейском севере

Общая характеристика района исследований. По данным метеорологических наблюдений с 1983 по 2015 гг. на севере европейской части России произошли существенные

климатические изменения. Среднегодовая температура воздуха (T<sub>в</sub>) для периода климатической нормы на м/с Болванский (ближайшая к геокриологическим стационарам метеостанция) была равна -4.7°С, а среднее значение T<sub>в</sub> за последние 15 лет составляет только -2.7°С. В 1998 г наблюдалась самая низкая (-9.1°С), а в 2013 г самая высокая (-0.7°С) среднегодовая T<sub>в</sub> за весь период функционирования метеостанции с 1935 года. В целом за последние 30 лет тренд изменения T<sub>в</sub> составляет 0,08°С/год. Показательно, что такой же тренд характерен как для среднезимней, так и для среднелетней температуры воздуха (рис. 2). Средняя максимальная толщина снегоотложений составляет 61 см и практически не увеличивается, только в 2003/2004, 2007/2008 и 2008/2009 гг. она превышала 80 см.



Рис. 2 Среднегодовая, среднелетняя и среднезимняя температура воздуха по данным метеостанции и стационара Болванский

Стационар Болванский расположен в дельте Печоры на южном берегу Печорской губы (бассейн Баренцева моря) в подзоне южной тундры, в пределах эродированной IV морской равнины с абсолютными отметками от 25 до 35 м, сложенной морскими и прибрежно-морскими супссями и сутлинками с прослоями и линзами пылеватых песков. В пределах полигональных торфяников и болот, расположенных в верховьях логов, в седловинах холмов, в днищах озерных котловин с поверхности залегает торф мощностью от 0,5 до 5 м. Территория стационара относится к области сплошного распространения мерзлоты. Мощность ММП здесь составляет 100-200 м. Опущенная кровля ММП наблюдается в логах с густыми ивняками, в краевых частях озерных котловин или у подножия склонов, где накапливается большое количество снега. Практически под всеми непромерзающими зимой озерами встречаются несквозные талики. Под руслом р. Печора, под Болванской и Печорской губой развиты сквозные талики [1]. Организация и первичные геокриологические исследования на стационаре Болванский осуществлялись сотрудниками Тиманской ГРЭ и ВСЕГИНГЕО с 1983 по 1993 гг. Затем с 1999 г. наблюдения были продолжены институтом криосферы Земли (ИКЗ СО РАН) во всех температурных скважинах и на площадке по изучению сезонноталого слоя. С помощью сейсмических методов было установлено, что в геосистемах кустарниковых склонов и в краевой части озерных котловин кровля ММП погружается от 3 м в верхней части склона до 6-8 м в днище котловины. В ложбинах стока и логах с густым ивняком сейсмические исследования определили кровлю мерзлоты на глубине 5 - 6 м [2].

В 2009 г в 50 км к западу от стационара Болванский. организован новый геокриологический стационар «Кашин». Он расположена в краевой части дельты Печоры на острове Кашин в Коровинской губе (1 морская терраса, абс. отметки поверхности составляют около 10 м.). Остров Кашин сложен мерзлыми песками, в верхней части разреза на отдельных участках встречается торф различной мощности. По геофизическим данным мощность ММП в пределах острова составляет 30-40 м [3].

Стационар «Шапкина» распложен в 100 км к югу от побережья Печорской губы, в пределах 5 ледово-морской равнины с абсолютными отметками около 100 м. Рельеф поверхности в районе стационара Шапкина - холмисто-увалистый, расчлененный оврагами. Поверхностные долинами ручьев И отложения представлены среднечетвертичными морскими и ледово-морскими суглинками с прослоями и линзами песков. На плоских участках и в седловинах холмов с поверхности залегает торф мощностью до 3 м. Поверхностные отложения находятся преимущественно в многолетнемерзлом состоянии [4]. Опущенная кровля ММП наблюдается в долинах ручьев, в логах с густыми ивняками, или у подножия склонов, где накапливается большое количество снега.

Обсуждение результатов. На стационаре Болванский за 30 лет наблюдений получен уникальный массив фактических данных, позволяющий изучать как ритмические, так и трендовые изменения температуры мерзлых пород (T<sub>n</sub>). В пределах стационара «Болванский» в 1980-е годы среднегодовая температура ММП на глубине 10 м в естественных ландшафтах изменялась от -0.5°С, до -2.5°С. На возвышенных участках, вершинах холмов и гряд температура ММП достигала -2.0...-2.5оС; на полигональных торфяниках, на склонах и в седловинах холмов с тундровой растительностью температура ММП составляла -1.5...-2.0°С. Бровки озер и террас, а также верховья логов имели температуру ММП от -0.6 до -1.4°C. В днищах логов и озерных котловин поверхность ММП опущена на некоторую глубину (первые метры и десятки метров), и температура талых пород на глубине 10 м составляет +0.3...+1.0°С. По нашим данным Т<sub>п</sub> на глубине 10 м в различных ландшафтных условиях повысилась только на 0.2...1.0°С. Временная динамика среднегодовой температуры пород для каждого отдельного ландшафта обусловлена климатическими вариациями – динамикой Т<sub>в</sub> и толщины снежного покрова. Общий характер изменения Т<sub>п</sub> на глубине 10 м во всех обследованных скважинах стационара Болванский за 32-летний период наблюдений приведен на рис. 3.

Для трех скважин №№ 55, 56 и 59, расположенных в типичных ландшафтных условиях и отнесенных к трем различным температурным типам, приводятся графики изменения T<sub>п</sub>, которые сопровождаются уравнениями регрессии, коэффициентом вариации и линиями тренда, отражающего общую многолетнюю тенденцию изменения температур (рис. 4). Наибольшие тренды повышения  $T_n$  (0.04°С/год) характерны для участков дренированных тундр (скв. 59 и аналогичные ей скв. 54, 83), сложенных самыми низкотемпературными для данного стационара породами. На полигональном торфянике (скважина 55) повышение  $T_n$  имеет тренд 0.02°С/год. Наименее чувствительными к колебаниям климата оказываются эродированные бровки и останцы, сложенные высокотемпературными ММП, где тренд изменения температуры грунтов 0.01°С/год, (рис. 4, скважина 56). За соответствующий период наблюдений многолетний тренд изменения  $T_в$  составлял 0.08°С/год (см. 2).



Рис. 3. Среднегодовая температура пород в скважинах на глубине 10 м. Стационар Болванский



Рис. 4. Среднегодовая температура ММП на стационаре Болванский. Условные обозначения: скв. 59 – вершина холма, дренированная тундра; скв. 55 – полигональный торфяник; скв. 56 – бровка террасы, склон, тундра

Таким образом, темпы потепления ММП в условиях естественных ландшафтов южной тундры на Европейском севере отстают от темпов потепления климата примерно в 2-8 раз. Наибольшие тренды среднегодовой температуры ММП характерны для низкотемпературных криогенных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных [5, 6, 7]. Замедленную реакцию высокотемпературных ММП на изменения климата можно объяснить тем, что при T<sub>n</sub> в интервале 0...-1°С начинаются активные фазовые переходы, большая часть поступающего тепла идет на оттаивание мерялых пород, и поэтому повышение температуры пород идет относительно медленно

Для оценки реакции ММП на потепление климата при нарушении естественной поверхности ландшафта на стационаре Болванский были организованы специальные площадки мониторинга. Скважина 60 была пробурена в 1983 г. на искусственно нарушенном участке со снятым растительным покровом (на той же вершине холма, где расположена скважина 59). На рис.3 видно, что в первые три года (1984-1987 гг.) вслед за похолоданием климата в скважине 60 произошло понижение среднегодовой  $T_n$  с -2.2 до -2.4°C, а в аналогичных ненарушенных условиях в скважине 59 только до -2.3°C. Затем вслед за потеплением климата на нарушенной площадке началось резкое повышение среднегодовой  $T_n$ . По нашим наблюдениям общее повышение среднегодовой  $T_n$  за период с 1983 по 2009 гг составило 0.8°C. Среднемноголетний тренд повышения температуры ММП на данной нарушенной площадке, таким образом, составил 0.04°C/год.

Несколько иная картина наблюдалась еще в одной скважине 72 на нарушенной площадке, где кроме растительности был снят почвенный горизонт (на 0,5 м) и изменен рельеф поверхности. Такие нарушения сказались на условиях снегонакопления в зимний период и на изменении условий теплообмена на поверхности - в летний. С 1984 по 1987 гг. наблюдалось понижение  $T_n$  с -2.1 до  $-2.3^\circ$ С, вызванное понижением среднегодовой  $T_в$  в этот период с -2.3 до  $-5.9^\circ$ С. С 1988 г началось повышение среднегодовой  $T_в$ , и как следствие - повышение  $T_n$  в скважине 72, причем еще более интенсивное, чем на описанной ранее нарушенной площадке скважины 60. Повышение температуры ММП в сумме достигло 1°С. Тренд повышения  $T_n$  в данных условиях составил 0.06°С/год, что приближается к темпам потепления климата.

Изучение температурного режима ММП на стационаре Кашин проводится только три года в двух термометрических скважинах, расположенных в типичных ненарушенных ландшафтных условиях – скважина 1-к на участке дренированной лишайниковой тундры (абс.отм. 10 м), скважина -к (абс.отм. 2 м) – на участке плоского торфяника. В 2012 г температура ММП в скважине 1-к на забое составляла -1.9°С, в скважине 2-к была чуть выше -0.9°С. За три года наблюдений температура ММП в скважине 2-к на глубине 10 м постепенно повысилась на 0.3°С и достигла в 2015 г. - 0.6°С, а в скважине 1-к повысилась на 0,5°С и составила в 2015 г. - 1.4°С. Это очень существенные и быстрые изменения термического состояния ММП, что, очевидно, связано с климатическими аномалиями последних лет.

Для изучения термического режима ММП на стационаре Кашин в 2014 г. были заложены две термометрические площадки на участках с глубоким протаивание ММП. Первая площадка расположена на ненарушенном участке лишайниковой тундры с сохраненной растительностью (глубина протаивания равна 1.8 м). Вторая площадка расположена в 300 м к СЗ от первой в центральной часть карьера, на участке, полностью лишенном растительности, со слабоволнистой поверхностью и с котловинами выдувания (глубина протавиания увеличивается до 2.2 м.). В течение одного гидрологического года (2014/2015 г.) на этих площадках определялась температура пород в деятельном слое (до глубины 2.5 м). Амплитуда колебания температуры воздуха на поверхности в нарушенном и лишенном растительности участке значительно больше, чем в аналогичном естественном ландшафте лишайниковой тундры. Вниз по разрезу колебания температуры грунтов сокращаются, но все равно превышают значения температуры на аналогичных глубинах в ненарушенных условиях. Например, температура грунтов на площадке карьера на глубине 1.5 м в зимний период опускается до -6...-8°С, тогда как в естественных ландшафтных условиях только до -1°C. Летом на нарушенной площадке прогрев грунтов составляет 3...4°С, а под лишайниковым покровом не более 1.5°С.

Различия в температурном режиме грунтов на двух площадках наглядно демонстрирует рис. 5 А, Б. Показаны кривые распределения среднегодовой, минимальной и максимальной температуры грунтов по глубине. Среднегодовые



температуры довольно близки, но очень существенно отличаются минимальные и максимальные температуры пород.

Рис. 5. Средняя, максимальная и минимальная температура грунтов на площадках с естественными (А) и нарушенными (Б) условиями. Стационар Кашин.

Получены предварительные результаты обследования динамики температуры ММП в скважинах на стационаре Шапкина. Регулярные геокриологические исследования проводились на этом стационаре в период с 1983 по 1993 год сотрудниками Тиманской ГРЭ, затем более 20 лет стационар не функционировал. Летом 2014 г нам удалось обследовать часть скважин этого стационара и возобновить температурные измерения в них. За 30-ти летний период температура ММП на глубине 10-12 м существенно повысилась. Наибольшие изменения произошли в геосистемах вершин холмов и водоразделов, занятых плоскими кустарничково-моховыми слабодренированными тундрами (скв. 12). В 1983 гг. там наблюдалась температура - 1.7°С, а в 2014 г – уже только -0.6°С, т.е. произошло повышение на 1.1°С. В болотных геосистемах (скв. 8) произошли минимальные температурные изменения. В 1983 г. температура пород на глубине 10 м составляла -0.7°С, а в 2014 г. – только -0.4°С. Промежуточное положение занимают участки плоских торфяников (скв. 9) (рис. 6).

На техногенных нарушенных площадках стационара Шапкино (при локальном снятие растительного покрова) в 80-е годы прошлого века также были организованы температурные скважины. При обследовании стационара в 2014 г оказалось, что все скважины на нарушенных площадках затекли и непригодны для продолжения температурных замеров. Установлено, что за счет изменения теплообмена на поверхности грунта кровля ММП на нарушенных участках опустилась на 4-5 м.

Таким образом, для Европейского севера в период с 1983 по 2014 гг. характерен высокий тренд климатического потепления, равный 0,08°С/год. ММП обладают некоторой инерционностью, тренды повышения среднегодовой температуры ММП в



Рис. 6. Стационар Шапкина. Среднегодовая температура пород на глубине 10 м в скважинах 8 (болото), 9 (торфяник), 12 (слабодренированная тундра).

естественных ландшафтных условиях изменяются от 0.01 до 0.04°С/год, но на нарушенных участках повышаются до 0.06°С/год. Вечная мерзлота является основным средообразующим фактором Арктических территорий. Изучение температурного режима ММП является необходимым условием изучения современного состояния и тенденций развития криогенных геосистем в условиях потепления климата и существенных климатических аномалий. Необходимо расширять сеть мониторинга, привлекать автоматизированные методы сбора информации, широко использовать дистанционные, в том числе геофизические методы для определения параметров ММП.

Благодарности. Работы выполняются при финансовой и технической поддержке международных проектов САLМ и TSP, гранта поддержки экспедиций Президиума СО РАН, проекта ClimaEast (ПРООН/ГЭФ), гранта РНФ 16-17-00102. При проведении полевых работ большое содействие оказывают сотрудники заповедника Ненецкий и лично директор Золотой С. А.

### Литература

 Mazhitova G., Ananjeva-Malkova G., Chestnykh O.V., Zamolodchikov D. D. Active layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites// Permafrost and periglacial processes. 2004, Ne15: 113-139.

 Мельников В.П., Скворцов А.Г., Малкова Г.В., Дроздов Д.С., Пономарёва О.Е., Садуртдинов М.Р., Царёв А.М., Дубровин В.А. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью сейсмических методов // Геология и геофизика, 2010, №1, т.51, с. 171-180

3. Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М., Малкова Г.В. Изучение геокриологических условий острова Кашин в дельте Печоры с помощью сейсмических методов // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 5: Расширенные тезисы на русском языке. – Тюмень, Россия: Печатник, 2012. с. 273-274

 Оберман Н.Г. Многолетние тенденции естественной эволюции криолитозоны Европейского северо-востока // Международная конференция «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений», Тюмень, 2006. Материалы, т. I, с. 93 – 101

 Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли т. XIV, №3, 2010, с. 22-35

6. Малкова Г.В. Мониторинг температуры и глубины сезонного протаивания пород на стационаре Болванский в дельте Печоры / Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ имени М.В.Ломоносова 7-9 июня 2011 г. Т.2, ч.5: Региональная и историческая геокриология. М., Изд-во Университетская книга, 2011. С. 111-118.

 Дроздов Д.С., Малкова Г.В., Украинцева Н.Г., Коростелев Ю.В. Мониторинг геокриологических условий южнотундровых ландшафтов Европейского Севера и Западной Сибири //10я Международная конференция по мерзлотоведению, ТІСОР: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Салехард, 2012, Т.3, с. 159-164.

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕПЛОВОГО И МЕХАНИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ ПРИ ШТОРМОВЫХ РАЗМЫВАХ АРКТИЧЕСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

### В.П. Марахтанов, А.М. Камалов

Географический факультет МГУ, Москва, Россия; ecology\_n@mail.ru

Предложена методика учета совместного воздействия суммы положительных температур воздуха и периодических штормов на скорость отступания береговых откосов, сложенных рыхлыми мерзлыми породами. В основе методики лежит понятие «термомеханическое оттаивание грунта». Степень воздействия теплового и механического факторов определяется через величину специального показателя, рассчитываемого по метеоданным. В районе Марре-Сале на полуострове Ямал этот показатель имеет тесную корреляцию с величиной отступания берега за 1979 – 2009 г.г.

## THE INTERACTION OF THERMAL AND MECHANICAL FACTORS DURING STORM EROSION OF ARCTIC COASTS

## V.P. Marakhtanov, A.M. Kamalov

Geographical faculty of Moscow state University, Moscow, Russia; ecology\_n@mail.ru

The method of account of the joint effect of the sum of positive air temperatures and periodic storms on the rate of retreat of coastal slopes, composed of loose permafrost rocks. The basis of this technique is the notion of a "thermo mechanical thawing soil". The effect of thermal and mechanical factors is determined by the value of the special index calculated from the data of meteorological observations. In the Marre-Sale region on the Yamal Peninsula this figure correlates closely with the magnitude of retreat of the coast during 1979 – 2009.

Тепловой и механический фактор играют главную роль в развитии деструктивных природных процессов на арктических побережьях, сложенных рыхлыми многолетнемерзлыми породами (ММП) или льдом. Это находит отражение даже в самом названии указанных процессов - термоабразия, термоденудация, термоэрозия. Важно отметить, что воздействие тепловой энергии во всех этих процессах опережает воздействие механической, поскольку «Размыв ММП в естественных условиях происходит только по мере их оттаивания» [1, стр. 37]. Другими словами, деструкция породы происходит по схеме «оттаивание-снос», причем процесс может иметь циклический характер [2].

Считается, что при штормовом размыве берегов арктических морей основным процессом является термоабразия, при которой «механическое и тепловое воздействия водных масс на ММП береговой зоны неразрывно связаны» [1, стр. 6]. В ряде работ, содержащих определение понятия термоабразии [1,3,4,5], говорится, что при этом процессе морская вода непосредственно контактирует с размываемой ей толщей ММП. Исходя из такого подхода, «не следует также тепло воздушных масс и солнечную радиацию считать агентами термоабразии» [1, стр. 6]. а размыв и отступание берега должны обусловливаться образованием абразионных ниш в ММП под воздействием волнения и вдольбереговых течений с последующим обрушением мерзлых блоков и размывом их морской водой. О возможном эффекте такого процесса можно, например, судить по данным из [6], согласно которым шторм продолжительностью 156 часов выработал в песчано-алевритовых ММП термоабразионные нищи глубиной до 10 - 12 м, а на 2-километровом участке берега обрушились блоки грунта длиной до 25 - 30 м и шириной до 8 - 10 м.

«Однако реальный механизм разрушения берегов далеко не всегда ограничивается процессом термоабразии. Для побережья Карского моря, скорее наоборот, термоабразия является всего лишь одним из механизмов разрушения берегов» [7, стр. 60]. Так, в летний период, в промежутках между штормами, происходит оттаивание ММП, слагающих склон, под воздействием тепла воздушных масс и солнечной радиации. Часть оттаявшего грунта сносится вниз под действием гравитации (термоденудация), а большая часть (особенно на склонах с малольдистыми ММП), формирует относительно устойчивый сезонноталый слой (СТС). При каждом шторме «Динамическое воздействие вод на оттаявшие породы приводят к размыву СТС и продуктов денудации в основании берега. Вследствие этого лежащие выше по склону отложения СТС лишаются опоры, сплывают вниз к подножию берегового уступа» [8, стр. 78]. Поскольку при этом склон отступает только под динамическим воздействием моря, Л.А. Жигарев считает такой процесс абразионным, а не термоабразионным [8]. По нашему мнению, в данном случае мы имеем дело с термоабразией, так как отступание склона происходит под совокупным (хотя и разделенным во времени) воздействием термического (тепло воздуха, формирующее СТС) и механического (морская абразия, размывающая СТС) факторов. Таким образом, мы вслед за Т.П. Кузнецовой и Т.Н. Каплиной считаем термоабразией разрушение берегов, сложенных ММП, в результате механического и термического воздействия морской воды, а также под действием тепла воздушных масс [1, стр. 5].

Периодический штормовой размыв СТС береговых откосов как основной фактор их отступания широко распространен на участках побережий арктических морей, сложенных эпигенетически промерзшими песчано-глинистыми грунтами сравнительно небольшой (порядка 20 – 40 %) льдистости. Подобные берега, например, характерны для Карского моря [7]. На морях восточного сектора российской Арктики общая протяженность таких берегов составляет, более 3000 км [9].

С целью изучения последствий штормового размыва берегового откоса крутизной 40 – 50°, сложенного с поверхности песчано-алевритовыми грунтами СТС, на югозападном берегу Байдарацкой губы нами были проведены экспериментальные работы в октябре 1993 г. На трех профилях до начала осеннего штормового периода через каждые 1,5 м была измерена мощность СТС. Сильный шторм при скорости ветра до 20 м/с наблюдался 3 – 5 октября 1993 г. Он сопровождался нагоном воды, достигавшим подножия береговых откосов. В результате воздействия штормовых волн продукты денудации были унесены в море, а на склоне обнажились мерзлые породы. В таблице 1 показана мощность СТС до и после шторма.

Таблица 1

NºNº	Мощность сезонноталого слоя, см									
точек	Проф	оиль № 1	Прос	филь № 2	Профиль № 3					
	до шторма	после шторма	до шторма	после шторма	до шторма	после шторма				
1	65	25	130	30	>0	50				
2	105	0	>150	0	145	0				
3	>150	0	>150	0	150	35				
4	135	0	>150	0	150	75				
5	110	0	>150	0	155	65				
6	75	0	>150	0	135	60				
7	45	60	85	70	65	46				
8	55	55	-	-	-	-				

Мощность слоя оттаявших отложений береговых откосов
В основании берега были размыты мерзлые породы с формированием термоабразионных ниш. На профиле № 1 глубина ниш составила 1,0 -1,5 м, на профиле № 2 глубина 2,5 – 4,0 м, высота по краю откоса 2,0 м, на профиле № 3 глубина 2 м, высота 1,1 м. К западу от профиля № 3 глубина ниш не превышала 0,5 м.

Расчеты количества материала, унесенного в море с берега, показали, что его основная часть (70 - 75 %) уносится уже в рыхлом состоянии под воздействием гидродинамических факторов (штормового волнения и волнового прибойного потока) и только 25 – 30 % размывается под воздействием термического (температура воды) и гидродинамического факторов. При этом над термоабразионными нишами впоследствии не происходило блоковых обрушений мерзлого грунта, т.е. термоабразия «в чистом виде» на скорость отступания берегового откоса не влияла. Унесенный морем рыхлый материал представлен грунтами СТС, из которых меньшая часть образована продуктами термоденудации, скопившимися у подножия откоса до начала шторма, а большая – грунтами СТС, смытыми со склона во время шторма.

Таким образом, значительный вклад в отступание арктических берегов, сложенных ММП песчано-глинистого состава, в большинстве случаев вносят:

- тепловая энергия воздушных масс;

- механическая энергия моря.

Для конструктивного исследования воздействия этих факторов на динамику арктических побережий необходимо использовать их количественные показатели, значения которых можно сопоставлять с величиной отступания берега в тех или иных условиях. Тепловой фактор можно оценить количественно через сумму положительных температур воздуха  $\Sigma t$ . Этот параметр выражается через произведение температуры

(°C) на время (секунды, часы, сутки и т.д.). Мы в дальнейшем будем использовать в качестве времени сутки, т.е. выражать тепловой фактор через сумму положительных температур °C-сут. Для оценки механического фактора разные исследователи применяли различные показатели: ветроволновая энергия [10], условная волновая энергия [11], повторяемость штормов [12]. Важную роль играют параметры ветра (скорость и направление), определяющие возможность возникновения волнения, способного вызывать размыв береговых откосов. Согласно [9], процесс эрозии берегов реализуется при штормовых ветрах морских румбов скоростью более 10 м/с, которые генерируют волнение, направление к побережью. Особую ценность для исследований представляют работы, в которых изложены результаты многолетних измерений скорости отступания берега в совокупности со значениями (в том же временном интервале) обозначенных выше показателей теплового и механического факторов, например [7, 11, 13].

Там представлены многолетние (1979 – 2010 г.г.) данные, полученные на специально оборудованном стационаре на западном побережье Ямала в районе полярной станции Марре-Сале. На участке берега протяженностью 4,5 км было оборудовано более 60 створов. Начиная с 1979 г., ежегодно в конце теплого сезона по каждому створу проводились измерения расстояния от кромки берегового обрыва до ближайшего пикета на створе [11]. Было изучено геологическое и геокриологическое строение клифа, содержание льда, морфология клифа и прилегающего участка морского дна, механизм и скорость разрушения берега [7, 11]. Размыву подвергаются отложения марресальской свиты, представленные глинами с прослоями алевритов и тонкозернистых песков, со льдистостью глин преимущественно 0,1 – 0,2, местами с пластовыми льдами двух генераций – нижней (2 - 5 м над уровнем моря) с мощностью льда 1 - 2 м и верхней (на высоте около 20 м над уровнем моря, на контакте с вышележащей толщей песков ненецкой свиты) мощностью 2,5 - 3,5 м [11].

В таблице 2 представлены многолетние (осредненные по створам) данные по скорости отступания берегового откоса H, сумме положительных температур воздуха  $\sum t.u$  величине ветроволновой энергии E на Марре-Сале. Скорость отступания заимствована из [11] (данные за 1979 – 2000 г.г.) и [13] (данные за 2001 – 2009 г.г.). Сумма положительных температур получена на сервере «Погода России», ветроволновая энергия определена по графику [14, рис. 7]. Для интервалов в несколько лет в таблице 2 приведены осредненные данные за соответствующий интервал.

Таблица 2

Годы	1979	1980	1981	1982-	1985-	1987-	1989-	1991	1992-	1994-	1996	1997
				1984	1986	1988	1990		1993	1995		
Н, м	1	1,5	1	2,2	1,7	2	3,3	1,9	1,7	1,9	1,2	0,8
$\sum t., {}^{0}C \cdot cyT$	663	365	657	719	586	681	825	744	672	820	544	-
$E * 10^{5}$	10,1	9,0	3,5	8,5	8,8	10,5	10,3	11,6	9,8	17,2	9,2	10,7
Годы	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Н, м	1,3	0,5	0,8	1,1	1,4	0,9	1,3	1,45	2,8	2,1	2,8	1,5
$\sum t., {}^{0}C \cdot cyT$	603	393	773	708	627	784	808	849	718	827	795	802
$E * 10^{5}$	6,0	8,0	5,3	5,0	5,1	4,0	4,3	18,4	8,3	11,4	12,0	15,8

#### Многолетние данные по Марре-Сале за период 1979 – 2009 г.г.

По данным таблицы 2 нами были определены коэффициенты корреляции r между скоростью отступания берега H и суммой положительных температур воздуха  $\Sigma t$ , а также между H и величиной  $E *10^5$ . В первом случае r = 0,40, во втором r = 0,35. Результаты эти свидетельствуют об отсутствии значимой связи скорости отступания берега с используемыми показателями теплового и механического фактора. Несущественная роль показателя  $\Sigma t$  в динамике берегов Карского моря отмечается в [7, 13]. В [9] термические характеристики атмосферы причисляются к основным природным факторами, определяющими динамику береговой криолитозоны. Там предложена методика оценки влияния средней температуры воздуха безледного периода на предложенный С.О. Разумовым параметр неустойчивости, который или иной интенсивностью под воздействием активных внешних факторов в данных климатических и геокриологических условиях» [9, стр. 87]. В то же время напрямую определить зависимость скорости отступания берега о суммы положительных температурь воздуха в рамках предложенной методики не представляется в стой

В свете существующих представлений, главную роль в эрозии морских арктических берегов играет волновая деятельности моря, причем характер этой деятельности различными исследователями оценивается по-разному. Так, в [7, 11] говорится об основном вкладе невысоких волн, поскольку повторяемость штормов с высотой волны 1 м и более не превышает 5 %. В этих работах приведены графики зависимости скорости отступания берега на Марре-Сале (см. таблицу 2) от суммарной энергии волн. Корреляция между этими показателями составляет 0,7 – 0,8. Корреляция между энергией штормов и скоростью отступания берега равна всего лишь 0,1 [7]. В то же время в [9] считается, что «Наиболее весомое влияние оказывают дрейфующие льды и повторяемость разрушительных штормов. Их совместный вклад в динамику берегов составляет приблизительно 70 % от общего влияния всех основных факторов» (стр. 86).

Установленный ранее факт большего вклада в штормовой размыв арктических побережий механического (энергия морского волнения) фактора по сравнению с тепловым (сумма положительных температур воздуха) был предопределен методическими особенностями предшествующих исследований, а именно рассмотрением воздействия каждого фактора изолированно от другого. Подобная односторонность может быть преодолена в рамках концепции термомеханического оттаивания грунта, когда тепловой и механический фактор учитываются совместно [2].

Термомеханическое оттаивание – «циклический процесс послойного оттаивания и удаления грунта при совокупном воздействии тепловой энергии воздушных или водных масс и механической энергии земного тяготения или движущейся воды» [2]. Примером проявления термомеханического оттаивания служит периодический размыв штормами береговых откосов, сложенных дисперсными мерзлыми породами.

Данный процесс может подразделяться на несколько циклов «оттаивание берегового откоса – размыв оттаявшего слоя грунта морскими волнами при шторме». Суммарная толщина оттаявшего и удаленного слоя (величина термомеханического оттаивания) может в несколько раз превосходить толщину слоя сезонного оттаивания грунта при отсутствии размыва [2]. Это различие зависит от степени неоднородности распределения суммы положительных температур между циклами – энтропии *I*, которую можно рассчитать по известной в информатике формуле Шеннона:

$$I = -\sum_{i=1}^{N} p_i \log_2 p_i$$

где N - количество циклов «оттаивание - штормовой размыв»,  $p_i = \sum t_i / \sum t_i - сумма$  положительных температур воздуха в течение д (1) цикла,  $\sum t - сумма$  положительных температур воздуха за время оттаивани зого откоса. Для учета не только неоднородности распределения тепла, но и его количества, можно использовать произведение  $I\sum t$ . В этом произведении совместно учитываются воздействие механического (через I) и теплового (через  $\sum t$ ) факторов на штормовой размыв берега.

Возможность использования подобного подхода для совместного учета теплового и механического факторов при прогнозе величины штормовом размыве берегового откоса, сложенного ММП, лучше всего пояснить на следующем примере. Допустим, мы располагаем данными о среднесуточных температурах воздуха в летний период в районе берегового откоса, сложенного глинистой толщей со следующими характеристиками: среднегодовая температура грунта  $t_{\xi} = -5$  °C, теплота фазовых переходов при оттаивании грунта Q = 84000 кДж/м<sup>3</sup>, теплоемкость C = 2100 кДж/м<sup>3</sup>. °C,  $\lambda = 1,5$  Вт/м·°C. Необходимо определить величину штормового размыва при двух вариантах. В обоих случаях число штормов равно трем, но распределены они во времени неодинаково. При варианте I штормы происходят в конце июня, в конце июля и в конце второй декад сентября, при варианте II — в конце августа и по окончании первой и второй декад сентября. Сумма положительных температура з пельй сезон  $\Sigma t$  равна 1100 °C·сут. Исходные данные и результаты расчетов представлены в таблице 2.

Расчет величины оттаивания грунта в зависимости от суммы положительных температур, приведенной в таблице 3, выполнялся по формуле В.А. Кудрявцева [15, формула (4.1.9)]. Для возможности расчете величины оттаивания грунта в зависимости от суммы положительных температур эта формула была модифицирована [2]. В ней вместо параметра  $A_0$  использовался параметр  $|t_{\xi}| + U$ , в котором U вычислялось по эмпирической формуле [2]:

$$U = 2,59 \cdot 10^{-9} \Sigma t^3 - 9,48 \cdot 10^{-6} \Sigma t^2 + 0,01356 \Sigma t.$$
(2)

В таблице 3 в клетках с темным фоном представлена толщина оттаявшего слоя, который был смыт под воздействием шторма. Величина термомеханического коэффициента G показывает, во сколько раз толщина смытого слоя больше мощности СТС ( $\xi$ ) при отсутствии размыва [2].

Таблица 3

Прогноз	величины	штормового	размыва	берегового	откоса	при	различных	вариантах
взаимодо	ействия теп	ілового о мех	аническо	го факторов				

			1	1			
Месяц	Патала	Среднесуточная	Сумма <sup>0</sup> С•сут	температур	,Величина оттаивания и сноса, м		
месяц	декада	nemieparypa	за	накопленная н	a		
		воздуха, С	декаду	конец декады	I вариант	П вариант	
	Ι	5	50	50	0,19	0,19	
Июнь	II	8	80	130	0,41	0,41	
	III	12	120	250	0,63	0,63	
Июль	I	12	120	370	0,79	0,79	
Июль	II	15	150	520	0,45	0,93	
	III	15	150	670	0,71	1,03	
	I	13	130	800	0,85	1,09	
Август	II	10	100	900	0,34	1,12	
	III	8	80	980	0,52	1,15	
	I	6	60	1040	0,62	0,23	
Сентябрь	II	4	40	1080	0,68	0,34	
-	III	2	20	1100	0,71	0,09	
Суммарна	я величи	на размыва <i>Н</i> , м			2,35	1,58	
Термомеха	анически	й коэффициент G	= <i>Η/ξ</i> ( <i>ξ</i>	= 1,18 м)	2	1,34	
Энтропия	Ι			, í	1,57	0,57	
$I\Sigma t$ .					1757	625	

Для оценки влияния параметра  $I \sum t$  на интенсивность штормового размыва была выполнена соответствующая обработка климатических данных метеостанции Марре-Сале за период 1979 – 2009 г.г. По каждому году было вычислено значение энтропии I на основе использования ежедневных данных по положительной температуре воздуха и датах штормовых ветров морских румбов со скоростью более 10 м/сек, с продолжительностью не менее суток. Величина  $\sum t$  бралась из таблицы 2. На рисунке 1 показана зависимость годового отступания берега H (таблица 2) от величины  $I \sum t$ .



Рисунок 1. Зависимость скорости отступания берега H от параметра  $I \sum t$ Коэффициент корреляция между  $I \sum t. u H$  равен 0,9 Аппроксимирующая формула:  $H, m \approx 0.38(10^{-3}BI)^2 + 0.39(10^{-3}BI) + 1$  (3).

На рисунке 2 представлена рассчитанная по изложенной выше методике динамика оттаивания ММП и отступания берегового откоса на Марре-Сале в 2006 г. Число циклов «оттаивание - штормовой размыв» (по метеоданным) равнялось 9,  $\Sigma t =$ 718 (таблица 2),  $I = 2,416, I\Sigma t = 1735$ .



Рисунок 2. Расчетная динамика берегового откоса на Марре-Сале в 2006 г

Величина отступания откоса после каждого шторма рассчитывалась как частное от деления толщины размытого (оттаявшего) слоя на синус угла склона, принятого равным 50°. По расчету берег отступил на 2,65 м. Фактическое отступание в 2006 г. составило 2,8 м (см. таблицу 2). Подобные графики можно построить по каждому году, для которого имеются соответствующие исходные данные для расчета.

#### Литература

1. Арэ Ф.Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1985. 172c.

2. Марахтанов В.П. Термомеханическое оттаивание грунтов (понятие и методика расчета) // Криосфера Земли. 2006. Том Х. № 4. С. 59 - 67.

3. Романовский Н.Н. К вопросу о формах разрушения берегов о. Большого Ляховского. - В кн. Новосибирские острова. Л.: Морской транспорт, 1963. С. 54 - 66.

4. Арэ Ф.Э. Развитие рельефа термоабразионных берегов // Известия АН СССР. Серия география. 1968. № 1. C. 92 - 100.

5. Сафьянов Г.А. Динамика береговой зоны морей. М.: МГУ, 1973. 175 с.

6. Жигарев Л.А., Новиков В.Н., Попов Б.А., Совершаев В.А. Исследование береговой зоны Арктических морей // Вестник МГУ. Серия 5, география. 1984. № 3. С. 45 – 50.

7. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря// Криосфера Земли. 2006. Том Х. № 2. С. 56 - 67.

8. Жигарев Л.А. Роль термоабразии и термоденулации в разрушении берегов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1984. С. 77 - 81.

9. Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: Основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Том Х. № 4. С. 74 – 94.

10. Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выбора исходных данных для расчета потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. С. 47 - 52.

11. Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала// Криосфера Земли. 2001. Том V. № 1. С. 44 - 52.

12. Разумов С.О. Модель эрозии льдистых морских берегов в условиях многолетних колебаний средней летней температуры воздуха и стационарной повторяемости штормов // Криосфера Земли 2003. Том VII. № 4. С. 39 - 50.

13. Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Динамика морских берегов западного Ямала // Криосфера Земли. 2011. Том XV. № 4. С. 72 - 75.

14. SPE 166927 Алексей Вергун, Алиса Баранская, Наталия Белова, Анатолий Камалов, Осип Кокин, Дмитрий Кузнецов, Наталья Шабанова, Станислав Огородов. Мониторинг динамики берегов Баренцева и Карского морей // Конференция SPE по разработке месторождений в осложненных условиях и Арктике 15 - 17 октября 2013 года в Москве, Россия.

15. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: МГУ, 1974. 431с.

# РАЗМЫВАЕМОСТЬ БЕРЕГОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПОС. ЛОРИНО (ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА)

А.А. Маслаков<sup>1</sup>, Г.Н. Краев<sup>2</sup>, Мерзляков В.П.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия; alekseymaslakov@yandex.ru <sup>2</sup>ЦЭПЛ РАН, Москва, Россия; kraevg@gmail.com <sup>3</sup>ИГЭ РАН, Москва, Россия, cryo2@yandex.ru

Эрозия по берегам Арктических морей, сложенным в основном мерзлыми дисперсными породами, превращает в бедленды прибрежные полосы шириной десятки метров, нанося ущерб инфраструктуре. Общие тренды к отступанию Арктических берегов связаны с последствиями климатических изменений, в частности, с сокращением площади морского ледяного покрова. Данная работа посвящена исследованию мерзлотно-литологических и морфологических факторов дифференциации береговой динамики в малоисследованном регионе – на побережье Берингова моря в пределах поселения Лорино (Восточная Чукотка).

#### COASTAL DEPOSITS ERODIBILITY IN LORINO (EASTERN CHUKOTKA) A.A. Maslakov<sup>1</sup>, G.N. Kraev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov MSU, Moscow, Russia; *alekseymaslakov@yandex.ru* <sup>2</sup>CEPF RAS, Moscow, Russia; *kraevg@gmail.com* 

Erosion of Arctic coasts composed by fine-grained permafrost turns coastlines dozens of meters wide to badlands and causes harm to coastal infrastructure. Regional-level variations in coastal retreat rate in the Arctic tend to follow the climate change dynamics and its consequences, mainly the shrinkage of the perennial sea ice area. This study considers the lower level local-scale variability linked to permafrost features, lithology, and morphology of the coasts in the remote region on the western shore of the Bering Sea within Lorino settlement (Chukotka, Russia).

Введение. Ежегодно Россия теряет до 50 км<sup>2</sup> суши за счет отступания берегов [14]. Принимая во внимание протяженность береговой линии, средняя скорость отступания берега составляет 2,2 м г<sup>-1</sup>. Однако, местами она превосходит это значение: по берегам морей Восточного сектора Российской Арктики, сложенных в основном тонкодисперсными льдистыми отложениями, скорость отступания берега составляет 2-3,8 м г<sup>-1</sup> в зависимости от характера слагающих берега отложений [9]. Регулярные комплексные (полевые и дистанционные) наблюдения за скоростями отступания арктических берегов покрывают участки общей протяжённость ю не более 100-10<sup>3</sup> км (25% общей протяженности береговой линии) [22]. Изменчивость геологического строения и морфологии берегов не позволяют экстраполировать значения скоростей отступания наблюдаемые локально. Эту проблему можно решить, используя дистанционные методы. Однако они имеют свои ограничения, что будет показано ниже.

Скорость отступания является внешней характеристикой береговой динамики, которая неоднозначно отражает физическую сущность процессов разрушения берегов: размыв горных пород и удаление продуктов размыва [2]. Скорость и характер разрушения берега может также зависеть от ширины пляжа и высоты термоабразионного клифа [2, 7, 12, 15]. Поэтому для целей прогнозирования

недостаточно найти взаимосвязь скорости отступания берега с метеопараметрами или гидрологическими характеристиками. Как для целей экстраполяции, так и прогноза, требуется учитывать влияние мерзлотно-литологических условий на формирование береговой динамики. Анализ этих факторов береговой динамики и является целью нашего исследования.

Береговая динамика рассматривается нами в пределах сельского поселения Лорино (65.4978° N, 171.7247° W, Рис. 1) на побережье Берингова моря, в мало исследованном районе Арктики: на Чукотском полуострове. Мы допускаем, что в пределах рассматриваемого участка протяженностью 750 м, изменчивость климатических и



Рис. 1. Район исследований.

гидродинамических факторов отражается на береговой динамике существенно меньше, чем морфологическая неоднородность берега и свойства слагающих мерзлых отложений.

Лоринский разрез является стратотипом для Берингии [10]. Поэтому эрозионные свойства пород могут быть экстраполированы на аналогичные отложения региона, гле активные агенты размывания действуют иначе (иное направление и сила ветра, иное количество штормов, и т.п.), и получить прямое практическое применение при его освоении.

Мерзлотно-литологические условия участка исследований. Побережье в районе Лорино характеризуется ровной береговой линией северо-восточного простирания с однородным рельефом подводного берегового склона (батиметрическая съемка проводилась в 1992 г.) [5, 11]. Рассматриваемый участок берега представляет собой эрозионный уступ останца пологой морской террасы высотой 22-25 м, протяженностью 750 м. В центральной части террасы заложился термоэрозионный овраг и уровень поверхности понижается до 10 м. Уступ представлен незадернованным осыпным склоном с субвертикальным обнажением оттаивающих пород в верхней части. В восточной части останца сформировалась оползневая терраса, Рис. 2а. Для оценки скоростей отступания берега, он по всей длине был разбит на поперечные створы (Рис. 2в), вдоль которых измерялись скорости отступания, а также в пределах каждого был составлена мерзлотнолитологическая колонка. По данным измерений было выявлено, что с 1967 по 2014 гг., за 47 лет, средняя величина отступания иучаемого участка берега составила 15,8±5,7 м, то есть берег отступал со средней скоростью 0,34±0,09 м/год.

Многолетнемерзлые породы в этом районе имеют сплошное распространение, залегают до глубины 100-150 метров [4]. Средняя температура мерзлоты около -4°С [18]. На пляже мерзлые породы до глубины 10 метров не обнаружены. Берег сложен мерзлыми дисперсными морскими и гляциально-морскими отложениями плейстоцена и

голоцена, представленными следующими типами пород (по описаниям авторов и использованным материалам [10, 17-20]), Рис. 26:

- Суглинки темно-серые, тугопластичные (вскрыты скважиной 1979 г. на пляже в интервале 1,5-8,5 м ниже уровня моря, которые также наблюдаются в основании разреза (1,5-2,0 м над урезом моря) в 2012-14 гг.). В некоторых материалах данный тип отложений идентифицирован как глина [19].
- 2. Основной разрез террасы до глубины 0,5-1,0 метра от её поверхности, сложен песками разнозернистыми и мелкозернистыми, местами с включениями гальки и прослоями гравия (отложения Мечигменской (mII<sup>3</sup>) и Крестовской (fgII<sup>4</sup>) свит [10]). Наблюдаемая мощность отложений достигает 15 м, их подошва местами уходит под уровень моря [18]. Эти отложения в центральной части перекрываются линзами засолённых льдистых мелкозернистых песков с примесью растительных остатков.
- 3. поверхности терраса сложена торфом, супесью и насыпным грунтом (в пределах застройки). Торф коричневый с примесями супеси в центральной части разреза достигает толщины 4,0 м. В центральной части обнажения торф подстилается пластовыми льдами, вскрывающимися с глубины 0,5-1,0 м, видимой мощностью 1,5-3,0 м. Лёд чистый, реже матовый, с включениями пузырьков воздуха различной формы и ориентировки, подстилается супесями. Супесь льдистая, засолённая, серого цвета с включениями гальки встречается в интервале 0,5-1,3...2,5-5,0 м. Насыпной грунт представлен гравийно-галечными отложениями с супсечаным заполнителем.



Рисунок 3. Морской берег в пос. Лорино: а) внешний вид центральной части берега, осложнённой береговой террасой и термоэрозионными оврагами: б) геологический разрез берегового обнажения; в) динамика отступания берега с 1967 по 2014 гг. Цифрами обозначены: 1 – лёд; 2 – торф; 3 – песок; 4 – песок с включениями гальки и дресвы; 5 – валуны; 6 – песок с растительными остатками; 7 – супесь; 8 – осыпи; 9 – суглинок/глина; 10 – индекс возраста

4. Отложения основания берегового уступа перекрыты осыпным материалом, который при оттаивании многолетнемерзлых отложений, аккумулируется у основания уступа, образуя чехол для мерзлых пород, слагающих террасу до высоты 6-8 м над уровнем моря. Иногда осыпной материал перекрывает и сохраняет снежники.

5. Пляж с поверхности (1,5 м выше уреза моря) до 1,5 м ниже уреза моря сложен талыми песками разнозернистыми с галькой, желтовато-коричневого цвета. Он отделяет урез моря от берегового склона полосой шириной 10-15 м, которая затапливается во время штормов и нагонов, когда отложения берегового уступа подвергаются прямому волновому воздействию.

Ввиду мерзлотно-фациальной изменчивости разреза, льдистость отложений варьирует в пределах – от 10 до 100% (залежные льды), уменьшаясь от поверхности к основанию разреза. Максимальная льдистость наблюдается в торфе и оторфованных супссях – 50-65%; в супссях, мелкозернистых песках, а также в песках с включениями органики льдистость варьирует в пределах 20-40%; в крупнозернистых песках и песках с облышим включением гальки от 15 до 30%. Наименьшие значения льдистости отмечаются в основании разреза в разнозернистых песках и суглинках – 10-15%. Стоит также отметить, что на основании результатов бурения [18] средняя льдистость по разрезу в юго-западной и северо-восточной частях обрыва составляет 23-24%, а в центральной – 42%.

Расчёт размываемости пород. Классификация размываемости пород, слагающих береговой обрыв основана на определении *прочностного показателя размываемости пород К*<sub>пp</sub>, численно равного объёму пород, вынесенному потоку воды с энергией 1 Дж [13]. Этот параметр редко определяют в полевых условиях методом пенетрации. Результаты измерений различаются в зависимости от криогенной текстуры и структуры грунта. Поэтому в данной статье предлагается расчётная схема определения параметра К<sub>пp</sub>.

Эта характеристика обратно пропорциональна предельному напряжению сдвига породы (R) ( $R^2 = 0.98$ ) [13]:

$$K_{\rm np} = \frac{10^{-3}}{R} \ (1)$$

Предельное напряжение сдвига можно принять равным предельно-длительному сцеплению породы, с поправкой на коэффициент *M*, зависящий от угла внутреннего трения  $\varphi$  [8]:

$$R = C_{\infty} \times M (2)$$
  
$$M (\varphi) = 0.0006\varphi^2 - 0.0463\varphi + 1.0056 (3)$$

Угол внутреннего трения фзависит от коэффициента пористости *e*, определяемого по таблицам [16].

Окончательная формула для расчёта прочностного показателя размываемости выглядит следующим образом:

$$K_{np} = \frac{10^{-3}}{C_{\infty} \times M(\varphi)} (4)$$

С использзованием формулы (4) прочностной показатель размываемости был расчитан для всех встреченных в разрезе типов отложений. Эквивалентное сцепление грунтов для пород, для которых предельно-длительное сцепление и угол внтреннего трения фактически не определялись, приняты значения из опубликованных данных, представляющих собой серии лабораторных испытаний большого массива образцов с различными характеристиками [1, 8].

С учётом того, что мёрзлые породы при размыве обнажаются на поверхность и взаимодействуют с воздухом и водой положительной температуры, их собственная температура принималась близкой к нулю. В расчёт были включены не все типы пород, что связано с полным или частичным отсутствием указанных выше параметров некоторых типов отложений в материалах инженерно-геологических изысканий. Оценка вклада размываемости пород в отступание берега на каждом участке расчитывалась по нормализованному коэффициенту размываемости с учетом толщины различных слоев, слагающих уступ в разных точках наблюдения за береговой динамикой, и морфометрии берега. Чтобы учесть влияние морфометрических факторов берега в скорость отступания, средневзвешенное значение прочностного коэффициента размываемости было поделено на сумму высоты клифа и ширины пляжа, поскольку чем больше значения этих параметров, тем медленнее (при прочих равных условиях) отступает берег [7, 12]

$$N = \frac{\sum_{i=1}^{n} \mathcal{K}_{\text{mp}\,i} * h_i}{h+d}$$
(5),

где N – нормализованный коэффициент размываемости для каждого створа с учётом морфометрии берега (м<sup>3</sup>/Дж), n – количество слоёв в разрезе,  $K_{np}_{i}$  – прочностной показатель размываемости пород для i-го слоя грунта,  $h_i$  - толщина i-го слоя грунта, соотносимая к толщине всего разреза (дол. ед.), h – высота клифа, d – ширина пляжа.

Сравнение нормализованного коэффициента размываемости N с измеренными значениями отступания берега позвояет оценить достоверность этого параметра и возможность его применения на других участках морских берегов.

**Результаты.** Попытки провести взаимосвязи нормализованного коэффициента размываемости *N*, (см. рис. 3b), со значениями отступания берега по каждому створу показывают в целом более сильную корреляцию, чем связь с морфометрическими параметрами берега (высота клифа и ширина берега) и скорости береговой эрозии. При этом наблюдается интересная закономерность корреляции *N* со скорости отступания (Табл. 1).

Таблица 1. Корреляция данных об отступании морского берега в пос. Лорино за разные годы с нормализованным коэффициентом размываемости по створам N, высотой берегового уступа и шириной пляжа.

Период и способ получения	Корреляция (r) с	Корреляция (r)	Корреляция (r)
данных об отступании	нормализованным	с высотой	с шириной
берега	коэффициентом	берегового	пляжа
	размываемости N	уступа	
2010-2012 (космоснимок +	0,638	-0,465	-0,393
геодезия)			
2012-2013 (геодезия)	0,191	-0,104	-0,113
2013-2014 (геодезия)	0,587	-0,277	-0,423
2010-2014 (космоснимок +	0,782	-0,478	-0,535
геодезия)			
1967-2014 (комплексный	0,193	0,143	-0,329
подход)			

Как показано в таблице, значения *r* варьируют в широких пределах. Это связано в первую очередь с тем, что в разные временные периоды обнажению подвергались различные типы пород, тем самым изменяя значения *N* для этих периодов, что особенно видно на примере всего временного ряда (1967-2014). Также стоит отметить, что разовые замеры скорости отступания берега (в пределах одного года) не всегда хорошо взаимосвязаны с коэффициентом *N*, и чем больше временной ряд детальных исследований, тем сильнее эта взаимосвязь прослеживается: r = 0,191-0,587 за один год, 0,638 -за два; 0,782 -за четыре (Рис. 4). Как показано на рисунке 3, при значениях *N* меньше  $0,1 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{Дж}$  при текущих гидродинамических и мерзлотно-литологических условиях береговая линия может сохранять постоянное положение.



Рис. 3. Взаимосвязь скорости отступания берега и нормализованного коэффициента размываемости (N)

Заключение.

Полученные на основе представленной схемы нормализованные расчёта коэффициенты размываемости Ν для каждого измерительного створа были сопоставлены с измеренными скоростями отступания берега за различные периоды. Анализ показал, что для измерений линамики берега несколько лет (в данном случае, 4 года) корреляция скорости отступания и N

будет значительной (r = 0,782), а увеличение или уменьшение сроков наблюдений будет ослаблять эту взаимосвязь. Это связано в первом случае с неоднородностью соотношения отложений, обнажаемых за длительный срок, во втором – со статистической незначительностью массива измеренных скоростей. Такой метод расчёта перспективен для прогнозирования скоростей разрушения льдистых дисперсных берегов приморских низменностей, а также удобен тем, что легко применяется на территориях хозяйственного освоения.

Работа проведена в рамках темы РАН «Климатогенные и антропогенные модификации биосферных функций бореальных лесов и арктических экосистем России» (№ 01201355191), при поддержке U.S. National Science Foundation (grant OPP-0352957).

#### Литература

 Аксёнов В. И. Засолённые мёрзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. М.: «Всё о мире строительства», 2008. – 340 с.

2. Арэ Ф. Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей //Новосибирск: Академическое изд-во ГЕО. – 2012.

3. Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов, изд-во «Наука», Москва, 1980 г. – 160 с.

4. Афанасенко В. Е., Замолотчикова С. А., Тишин М. И., Зуев И. А. Северо-Чукотский регион // В кн. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Ершова Э. Д. – М.: «Недра», 1989. – С. 280-293.

5. Батиметрическая съемка берегового дна в с. Лорино. М. 1:500. ЧукотТИСИз, 1992. – 1 л.

6. Васильев А. А., Покровский С. И., Шур Ю. Л. Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала //Криосфера Земли. – 2001. – Т. 5. – №. 1. – С. 44-52.

7. Вильнер Б. А. Особенности динамики берегов северных морей // Сб. работ Ин-та океанологии АН СССР, т. 4. - М.: Изд-во ИО АН СССР – 1955. – с. 53-57.

8. Вялов С. С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов // М.: Издво АН СССР, 1959. – 153 с.

9. Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 4. С. 74–94.

10. Иванов В. Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. – 140 с.

 Карта-схема планировки и застройки с. Лорино масштабом 1:2000. - Росгипрозем. Магаданская землеустроительная экспедиция, 1967.

 Качутин Е. Г. Инженерно-геологические исследования и прогнозы переработки берегов водохранилищ // М.: Госгеолтехиздат. – 1959. – С. 3-89.

Лабораторные методы исследования мёрзлых пород / под ред. Э. Д. Ершова. – М.: изд-во МГУ, 1985. – 350 с.

14. Лукьянова С.А., Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. Некоторые оценки размыва морских берегов России // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 4. С. 389-394.

15. Совершаев В. А. Береговая зона арктических морей // В кн. Геоэкология Севера (введение в геокриоэкологию) / под ред. В. И. Соломатина. – М.: изд. Моск. ун-та, 1992. – С. 55-61.

 Свод правил СП 22.13330.2011. Основания зданий и сооружений (актуализированная редакция СНиП 2.02.01-83). М.: Минрегионразвития РФ, 2011. — 155 с.

17. Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: жилые дома в с. Лорино. Анадырь: Чукотское отделение СевВостТИСИЗ, 1989. – 29 с.

 Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: корректировка проекта планировки и застройки с. Лорино – центральной усадьбы совхоза им. Ленина Чукотского района. Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостТИСИЗ, 1979. – 64 с.

 Технический отчёт по инженерно-строительным изысканиям. Объект: пункт по переработке и утилизации продуктов морских млекопитающих в с. Лорино. Анадырь: Чукотский комплексный отдел СевВостТИСИЗ, 1984. – 46 с.

20. Топографическая съемка с. Лорино. М. 1:500. ЧукотТИСИз, 1992. – 3 л.

21. Atkinson D. E. Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime //Geo-Marine Letters. – 2005. – V. 25. – № 2-3. – P. 98-109.

22. Lantuit H. et al. The Arctic coastal dynamics database: A new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines //Estuaries and Coasts. – 2012. – V. 35. – № 2. – P. 383-400.

# КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ БАССЕЙНА РЕКИ АК-АЛАХА (РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ)

# Л.В. Мельничук<sup>1</sup>, Г.С. Дьякова<sup>2</sup>, О.В. Останин<sup>3</sup>

Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; <sup>1</sup>melnichuk.lubov@mail.ru;<sup>2</sup> galinabarnaul@mail.ru;<sup>3</sup> ostanin oleg@mail.ru

В работе выявлены каменные глетчеры, расположенные на территории бассейна р. Ак-Алаха (Республка Алтай) и проанализированы их основные морфодинамические характеристики.

# ROCK GLACIERS OF THE AK-ALAHA RIVER BASIN (ALTAI REPUBLIC)

# L.V. Melnichuk<sup>1</sup>, G.S. Djakova<sup>2</sup>, O.V. Ostanin<sup>3</sup>

Altai State University, Barnaul, Russia; <sup>1</sup>melnichuk.luboy@mail.ru; <sup>2</sup> galinabarnaul@mail.ru; <sup>3</sup> ostanin\_oleg@mail.ru

Rock glaciers were identified, located on the territory of the Ak-Alaha river basin (Altai Republic) and analyzed their main morphodynamic characteristics.

**Введение.** К каменным глетчерам относятся лопастевидные и языкообразные образования, состоящие из мерзлого щебня и глыб, сцементированных льдом, включающие ледяные линзы или ядра льда и имеющие непосредственную связь с современным оледенением [2].

Исследователи стали обращать внимание на каменные образования в горных странах, похожие на потоки около 100 лет назад. Они упоминались при исследованиях других горных объектов и в литературе имелись лишь отрывочные сведения о каменных глетчерах.

Длительное время изучением каменных глетчеров преимущественно занимались в Северной Америке и Западной Европе. В нашей стране анализом имеющихся данных по каменным глетчерам занимались А.Ф. Глазовский, В.В. Заморуев, М.И. Иверонова, А.П. Горбунов, А.А. Галанин, Н.Н. Михайлов.

В связи с активным освоением горных территорий, в настоящее время появилась возможность всесторонне изучать вопросы образования, существования и развития каменных глетчеров, на основе анализа данных дистанционного зондирования.

**Исходные материалы.** Для анализа морфодинамических параметров каменных глетчеров был выбран бассейн реки Ак-Алаха, расположенный в пределах плато Укок, на северном склоне хребта Южный Алтай, массиве Табын-Богдо-Ола и прилегающему к плоскогорью склону хребта Сайлюгем, на территории Республики Алтай (рис. 1).



Рисунок 1 – Территория бассейна р. Ак-Алаха (Республика Алтай)

Современные климатические изменения создали условия для активизации каменных глетчеров. Отдельные эти образования сползают со склонов и «наступают» на лесные массивы, ломая стволы деревьев и частично, либо полностью погребают их, а так же заваливают и деформируют деревья, произрастающие на их поверхности.

Инвентаризация каменных глетчеров бассейна р. Аргут проводилась методом визуального дешифрирования космических снимков и изображений. Для работы использовались космические снимки Landsat-7, 8, ALOS и др. и изображения с электронных ресурсов Google, Yandex, Bing, Роскосмоса и др.

Дешифрирование производилось в программах SASPlanet, Google Earth и ENVI.

Методика исследования. В ходе наших исследований проводилось выявление пространственного расположения каменных глетчеров, определялось их современное состояние и основные параметры (форма, размер, площадь, динамическая активность, тип).

Инвентаризация каменных глетчеров бассейна р. Ак-Алаха проводилась методом визуального дешифрирования космических снимков и изображений. В результате была получена информация об их основных морфометрических характеристиках (тип, местоположение, поверхностный рельеф, форма, очертание, динамическая активность).

Каждому каменному глетчеру присваивался порядковый номер. При нумерации использовался принцип группировки образований по речным бассейнам, который применялся при каталогизации ледников. Каменные глетчеры нумеровались по часовой стрелке, от устья р. Ак-Алаха по правому берегу, последовательно в каждом притоке, вплоть до истоков реки, и аналогично вниз по левому берегу.

Географические координаты определялись у основания каменного глетчера. Местоположение каменных глетчеров (на склонах горных долин, спустившиеся в долину, в древнеледниковых цирках и карах, на боковых и передних краях ледников) позволили определить тип каменных глетчеров (каменные глетчеры и каменные потоки).

Данные о высоте каменных глетчеров измерялись в трех точках: в головной, средней и концевой части тела каменного глетчера. В каталог заносились данные об абсолютной высоте.

Динамическая активность, форма и комплексность каменных глетчеров оценивались методом визуального дешифрирования. При выделении каменных глетчеров, за один объект принимался отдельный поток с четко выраженными границами, визуально отеляющийся от соседних образований. Если образования располагались друг от друга настолько близко, что визуально отличить один поток от другого практически невозможно, выделялись их комплексы. Динамическая активность определялась по наличию растительности на поверхности каменного глетчера, выраженности гребней и валов и по осыпающимся фронтам.

Выявленные параметры были представлены в виде картографического и табличного материала (табл. 1).

ory		Координ	аты	Тип			M <sup>2</sup>	Дополнительная информация
№ по катало		в. д., °	с. ш., °		Абсолютная высота, м	Экспозиция	Площадь, к	
	1	87.21	49.56	КП	2545	SE	0,03	активный, подножие склона, комплексный
	2	87.22	49.56	КП	2462	S	0,05	активный, подножие склона, комплексный
	3	87.21	49.57	КГ	2347	SE	0,12	неактивный
	4	87.23	49.58	КП	2270	S	0,04	активный, подножие склона, комплексный
	5	87.24	49.58	КГ	2381	NE	0,17	активный, передний край ледника
	6	87.24	49.57	КΓ	1849	Е	0,06	активный, подножие склона
	7	87.25	49.58	КГ	1817	s	0,23	активный, подножие склона

Таблица 1 – Фрагмент каталога каменных глетчеров

Заключение. В результате проведенного анализа были выявлены основные параметры каменных глетчеров.

По типу каменных глетчеров были выделены:

 Глетчеры осыпных конусов («каменные потоки»). Они формируются на склонах горных долин, иногда в древнеледниковых цирках и карах в результате преобразования осыпей и обвалов под влиянием мерзлотных деформаций. Языки каменных потоков спускаются в днища долин, где обычно расширяются;  Обломочные глетчеры («каменные глетчеры»). Лопастевидные и языкообразные образования, имеющие непосредственную связь с современным оледенением (ледниковые или приледниковые каменные образования), располагающиеся в верховьях основных и боковых долин, в цирках и карах их боковых отрогов.

Каменные глетчеры выделяются в верховье долин и в ледниковых цирках; на склонах долин; у подножий склонов (спустившиеся в долину); у переднего или бокового края ледника.

Поверхностный рельеф:

- хорошо развитый с выраженными гребнями и ложбинами;
- среднеразвитый;
- выровненная поверхность без гребней и ложбин.

В бассейне р. Ак-Алаха выделяют каменные глетчеры, имеющие:

- Простую форму (одиночное вытянутое в длину или в ширину образование).
- Комплексную (составную) форму (несколько образований каменных глетчеров, сливающиеся между собой: состоящие из нескольких генераций, имеющие несколько языков, несколько краевых частей (языков), несколько слившихся смежных потоков).

Каменные глетчеры на изучаемой территории имеют языкообразные, лопастевидные или переходные очертания. Очертания каменных глетчеров зависят от рельефа, в пределах которого располагается данное образование. В узких долинах или на их склонах – каменный глетчер приобретает языкообразное очертание, так как он зажат с боков. При выходе каменного глетчера из узкой долины на более широкое пространство или при стекании со склона в широкую длину, то образуются условия для веерного расширения самого образования – каменный глетчер приобретает лопастевидное очертание.

По динамической активности выделяют:

- Активные (имеют незадернованную поверхность, с хорошо выраженными гребнями и ложбинами, осыпающиеся фронты, напорные валы, смятые в складки перед фронтами).
- Неактивные (обычно располагаются на более низком гипсометрическом уровне; их поверхность покрыта растительностью).
- Реликтовые (их очертания очень схожи с древними конечными моренными комплексами – имеется вогнутый прогиб языка).

Выводы. Мерзлотные явления широко развиты в зоне сплошного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород на Южном и Юго-Восточном Алтае. Нами исследовались особенности географического распространения, формирования и динамики каменных глетчеров в гляциально-нивальной зоне высокогорий.

На территории бассейна р. Ак-Алаха было выявлено 164 каменных глетчера. Их суммарная площадь составляет 22,5 км<sup>2</sup>. Морфометрические параметры каменных глетчеров достигают следующих значений: длина – 0,1 – 2,2 км, ширина – 0,2 - 2,2 км, площадь – 0,002 - 1,5 км<sup>2</sup>. Они распространены на высотах от до м. Средняя высота – 2493 м.

Составлены картосхемы распространения каменных глетчеров северных склонов хребта Южный Алтай, массиве Табын-Богдо-Ола и прилегающему к плоскогорью склону хребта Сайлюгем (рис. 2). Эти горные хребты характеризуются развитием наибольшего современного оледенения на Алтае.

В целом каменные глетчеры распространены достаточно равномерно по территории, не формируя выделяющихся центров концентрации.



Рисунок 2 - Каменные глетчеры на территории бассейна р. Ак-Алаха

Широтное простирание хребтов, господство западных и юго-западных ветров создают условия для экспозиционной зависимости развития каменных образований. Почти 70% этих образований имеют северную, северо-западную и северо-восточную экспозицию, что так же определяется их более благоприятными условиями для существования многолетней мерзлоты на северных склонах, чем на южных.

В бассейне р. Ак-Аллаха большая часть каменных глетчеров приурочена к высокогорным ландшафтам.

#### Литература

1. Гляциологический словарь // Под ред. В.М. Котлякова. Гидрометеоиздат, 1984. 526 с.

 Дьякова Г.С. Гляциально-Мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуя (Горный Алтай): монография. Изд-во Алт. ун-та, 2014. 152 с.

3. Руководство по составлению Каталога ледников СССР // отв. ред. Г.А. Авсюк. Гидрометеорологическое издательство, 1966. 154 с.

## ДИНАМИКА ТАЛИКОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН В СВЯЗИ С СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИКОЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

#### В.М. Михайлов

Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция Института мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН (филиал), Магадан, Россия; *e-mail: vmmikhailov@gmail.com* 

Рассмотрены три направления исследований, находящиеся в различных стадиях разработки. Они включают влияние на динамику пойменных таликов и сопутствующие гидрологические и гидрогеологические процессы следующих двух факторов (в своей основе тектоногенных): смены типов русловых процессов при сохранении динамического равновесия, перехода от равновесия к накоплению аллювия, а также (третий фактор) непосредственно разрывной тектоники.

# DYNAMICS OF TALIKS IN RIVER VALLEYS IN NORTH-EASTERN RUSSIA AS RELATED TO ACTIVE TECTONICS

#### V.M. Mikhailov

North-Eastern Permafrost Research Station, branch of the Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Magadan, Russia; e-mail: vmmikhailov@gmail.com

Three lines of research are discussed that are developed to different extents. They include an influence on dynamics of floodplains taliks and accompanying hydrological and hydro-geological processes of the following two factors (basically tectonogenic): change of a river channel pattern (dynamic equilibrium sustained), transition from equilibrium to aggradation and also (the third factor) of fracture tectonics immediately.

Связь таликов речных долин с тектоникой многообразна и с наибольшей силой проявляется в горных сооружениях, которые и будут рассматриваться в данной статье. Так же, как и в случае литологии коренных пород [1], эта связь опосредуется через морфодинамику речных руссл. Влияние крупно- и среднемасштабных процессов (от воздымания и планации горных стран до формирования межгорных впадин и поднятия отдельных небольших массивов) достаточно очевидно. Намного больший интерес представляют мелкомасштабные дифференцированные движения. При этом об их структуре и характере иногда можно судить лишь путем совместного анализа результатов этих движений, включая динамику таликов. Наиболее яркий пример – существование талых зон в поймах некоторых меандрирующих водотоков.

Пойменные талики и меандрирование речных русел. Согласно теоретическим представлениям [2], протяженные пойменные талики формируются только в долинах рек, разветвленных на рукава, а такие русла, за исключением ограниченных по длине участков локальных опусканий, вырабатываются в породах щебнистого типа, который на Северо-Востоке России (далее СВР) пользуется преимущественным распространением. Соответствующие причинно-следственные связи вкратце изложены в работе [3]. Исследованиями последних лет установлено, что пойменные талики встречаются и в долинах некоторых меандрирующих водотоков III-V порядков, выработанных в таких же породах. Казалось бы, этот факт ставит под сомнение обе вышеизложенные концепции. Но подобные водотоки могли ранее иметь разветвленные русла, и тогда талики представляют собой всего лишь остаточные образования. Результаты проведенных исследований подтверждают такое предположение.

Как известно [2], пойменные талики существуют благодаря конвективному теплообмену с реками. Основным источником тепла в системе «река – талик» служит водная поверхность, а механизмом его переноса – водообмен, развивающийся в процессе движения грунтовых вод вниз по уклону долины. Высокая интенсивность водообмена объясняется формированием в аллювии рек, разветвленных на рукава, отложениях многочисленных предпочтительных путей фильтрации (ППФ). Следует подчеркнуть, что они сосредоточены в относительно маломощном слое, подошва которого проходит по границе между часто перемываемым перстративным аллювими) отложениями [2].

Смена ветвления меандрированием неизбежно связана с ослаблением теплового потока в поймы вследствие уменьшения ширины русел и продольных уклонов долин. В относительно мягком климате приморских районов Магаданской области с островным распространением многолетнемерзлых пород (ММП) это обстоятельство не оказывает заметного влияния на размеры талых зон. В суровых условиях континентальных районов с мощной толщей низкотемпературных ММП талики в поймах меандрирующих рек фрагментарны и имеют существенно меньшие поперечные размеры по сравнению с равновеликими вствящимися водотоками. В обоих случаях речь идет о бассейнах, сложенных породами щебнистого типа. Что касается бассейнов с породами глыбово-каменного типа, то в них пойменные талики отсутствуют даже в непосредственной близости от моря. Таким образом, меандрирующие водотоки с пойменными таликами несомненно являются продуктом трансформации рек, ранее имевших разветвленные русла.

Уменьшение продольного уклона речной долины (непременное условие подобной трансформации) теоретически может быть обусловлено либо глубинной эрозией, усиливающейся по направлению к истокам, либо тектоническим погружением днища долины – также более интенсивным в приводораздельных участках. Рассмотрим первый вариант. При отсутствии восходящих движений (приводящих к увеличению уклонов долин) причиной врезания может быть только уменьшение поступления обломков руслообразующих фракций в результате снижения водоразделов, выполаживания склонов и замедления денудации. Этот процесс описан, например, в работе [4]. Существенно, что по такому сценарию глубинная эрозия должна распространяться трансгрессивно, так как верховья рек начинают испытывать дефицит наносов раньше, чем нижележащие участки (в которые рыхлый материал поступает, в том числе, с врезающихся верховьев). Кроме того, фракционный состав руслообразующих наносов должен при этом смещаться в сторону увеличения содержания мелкозернистых частиц.

Основной аргумент, свидетельствующий в пользу второго варианта – сам факт сохранения в долинах пойменных таликов. Схематические разрезы речной долины при переходе от ветвления к меандрированию по первому варианту показаны на рис. 1. По мере врезания речной поток постепенно опускается ниже подошвы слоя с ППФ и утрачивает с ним гидравлическую связь. Пойма становится надпойменной террасой, конвективный теплообмен с рекой прекращается, и талик промерзает (рис. 1Б). Со временем врезание «...вновь сменяется динамическим равновесием, но уже при менее крутом уклоне» [4, с. 83], при котором формируется уже не разветвленное, а меандрирующее русло (рис. 1В).

Все остальные признаки также не укладываются в схему трансформации водотоков по первому варианту. Во-первых, при трансгрессивном распространении глубинной эрозии типы русел должны сменяться вниз по течению в следующей последовательности: меандрирующие (завершившие врезание и расширившие свои долины) – врезающиеся – ветвящиеся (еще не затронутые глубинной эрозией). В действительности же меандрирующие и ветвящиеся русла чаще всего непосредственно примыкают друг к другу; если же имеется переходная область, то в ней водоток формирует относительно прямолинейное широкопойменное русло, все характеристики которого носят промежуточный характер.

Во-вторых, процесс глубинной эрозии всегда сопровождается формированием «молодых», отчетливо выраженных в рельефе террас (см. рис. 1,В), которые в исследованных долинах отсутствуют.

Наконец, не наблюдается также существенного измельчения руслообразующих наносов, кроме некоторого увеличения содержания в них мелкозернистого материала на фоне неизменного доминирования гальки и крупного гравия.

Второй вариант, в противоположность первому, не только допускает сохранение пойменных таликов, не противореча также и всем остальным перечисленным фактам, но и хорошо увязывается с преобладанием в настоящее время в горах СВР нисходящих движений [5]. Он также согласуется с современными представлениями о том, что тектонические подвижки могут быть сильно дифференцированными в самых малых пространственных масштабах [6], что позволяет объяснить резкую смену ветвления меандрированием в узлах слияния.



Рис. 1. Схематические поперечные разрезы речной долины при выполаживании ее продольного профиля путем врезания (А – начальное положение, разветвленное русло; Б – промежуточное положение, врезанное русло; В – конечное положение, меандрирующее русло).

 коренные породы; 2 – русловой аллювий с предпочтительными путями фильтрации; 3 – относительно слабопроницаемый аллювий; 4 – аллювий пойменной фации; 5 – граница талых и многолетнемерзлых пород.

Этот вариант требует лишь одного дополнительного допущения – о том, что блоки, приуроченные к водоразделам, опускаются с большей (или хотя бы равной) интенсивностью по сравнению с днищами долин: в противном случае усиленное поступление со склонов рыхлого материала будет препятствовать выполаживанию продольного профиля долин. Но и такое предположение вряд ли можно считать принципиальной новацией. Опережающее погружение более возвышенных блоков (хотя и в другой геоморфологической обстановке) допускают, например, Г.Ф. Уфимцев с соавторами [7]; Е.Н. Былинский [8] обосновывает опережающее опускание водораздельных участков в бассейне р. Печора.

Пойменные талики в стадии накопления аллювия. Как и в предыдущем случае, это комплексная проблема, включающая причины направленной аккумуляции, признаки процесса и морфологические особенности русел и пойм, влияющие на динамику таликов. Начать целесообразно с характерных черт данной стадии. По существу имеется лишь один общепризнанный признак: усиленное ветвление русла, т.е. увеличенное количество рукавов и проток [9,10]. Во втором из этих источников перечислены еще семь признаков, однако в работе [11] показано, что одни из них по той или иной причине «не работают» на территории CBP, другие весьма затруднительно применять на практике. Вероятно, в будущем удастся выработать четкие количественные критерии, пока достаточно отметить, что при умеренном ветвлении в каждом поперечном сечении долины редко наблюдается более трех рукавов и проток.

На СВР интенсивное ветвление наблюдается практически на всех реках бассейнов Охотского и Берингова морей, а также на большинстве их притоков, имеющих IV–V и более высокие порядки. Нередко этот процесс прослеживается на расстояниях 200–300 км от устья и более. На реках арктического бассейна он распространен не столь широко, хотя также вполне обычен.

В последние десятилетия довольно популярны представления о климатической обусловленности направленной аккумуляции. Некоторые авторы – например, [12,13] - считают, что в плейстоцене на CBP эпохи аккумуляции (с холодным засушливым климатом) закономерно повторялись в каждом из климатических циклов. Соответственно, процесс должен был иметь региональное распространение. Но примеры длительного равновесного состояния ряда рек, захватывающего не один такой цикл [14] вызывают сомнения в реальном существовании подобных эпох (равно как и современное сосуществование рек равновесных и накапливающих аллювий). В этой работе убедительно показана также ошибочность имевших широкое хожление представлений о связи накопления аллювия с повышением базиса эрозии реки. Таким образом, единственным фактором направленной аккумуляции, безусловно имеющим широкое распространение, является компенсационное заполнение аллювием участков, охваченных относительным (иногда и абсолютным) опусканием. Это могут быть низменности, впадины, но чаше всего отрезки долин различной протяженности. По мнению Л.В. Зорина [15, с 170], «реки, как правило, наследуют тектонические зоны, отличающиеся по интенсивности и даже знаку движений от окружающих их горных обрамлений». Е.М. Щербакова [16] предлагая выделять грабен-долины, считает их намного более многочисленными по сравнению с «подлинными грабенами». Е.В. Максимов [17] свидетельства «проседаний», «грабеноподобных опусканий» приводит И «разверзаний» днищ долин на фоне интенсивных восходящих движений

Для мерзлотоведения долины рек с направленной аккумуляцией представляют интерес в трех аспектах.

1. Формирование пойменных таликов с увеличенными поперечными размерами. Пояс ветвления в этой стадии становится намного шире по сравнению со стадией динамического равновесия, и во всей этой обширной области создаются условия для формирования слоя с ППФ, а следовательно и пойменного талика.

2. Формирование сквозных таликов в долинах небольших водотоков. Накопление аллювия зачастую настолько интенсивно, что свеженамытые участки поймы не успевают закрепляться растительностью. Вполне вероятно, что нижележащие его слои также не успевают заиливаться и сохраняют относительно высокую проницаемость. Тогда на субгоризонтальный (в масштабах долины) фильтрационный поток накладывается вторичная субвертикальная циркуляция, способствующая усиленному переносу тепла вглубь. Оба эти обстоятельства благоприятны для формирования сквозных талых зон в долинах, где ранее существовали лишь надмерзлотные талики.

3. Длительность существования талого режима вне пояса ветвления. Зачастую зона относительного опускания днища долины намного шире этого пояса (река не успевает заполнять ее наносами). Вне пояса ветвления конвективный теплообмен с руслом сильно ослабевает, и при неизменных условиях талик здесь рано или поздно промерзнет, несмотря на поступление дополнительного тепла от ранее прогретых нижележащих отложений. Однако в подобных долинах мигрирует и весь пояс ветвления, так что промерзание может и не наступить, либо едва начавшись вновь смениться протаиванием.

Долинные талики и разрывная тектоника. Традиционно в литературе эта связь сводится по существу к формированию инфильтрационных и напорнофильтрационных таликов в местах пересечения долин омоложенными разломами. В предыдущем подразделе обсуждалась ситуация заложения долины вдоль тектонического нарушения. Но и это не исчерпывает данную проблему.

Рассмотрим «классическую» ситуацию пересечения рекой локального тектонического поднятия (сопровождающегося сужением долины и – обычно – формированием врезанного суженного русла). Исходя из бытующих представлений, здесь должны также иметь место следующие характерные черты.

1. Уклон долины максимален на участке пересечения и минимален непосредственно перед ним.

2. На этом участке пойменный талик прерывается либо (у более крупных рек) сужается до подруслового.

3. Здесь также возрастает расход воды в русле за счет вытеснения в него (частично или полностью) подземного потока.

4. Непосредственно перед участком пересечения развивается направленная аккумуляция аллювия, сопровождающаяся расширением поймы и увеличением числа рукавов и проток.

Но на самом деле перечисленные геоморфологические и прочие особенности наблюдаются далеко не всегда – во всяком случае, на СВР. В работе [18] приведены примеры уменьшения уклонов у крупных рек (картометрические измерения); аналогичные результаты получены и при непосредственных измерениях на двух небольших водотоках; мало того в них наблюдается также уменьшение расходов воды на участках врезания с последующим их возрастанием ниже по течению. Единственное возможное объяснение – поглощение части руслового потока зоной резко повышенной трещиноватости коренных пород (по неясным причинам совпадающей с поднятием) и последующим вытеснением воды обратно в русло. Если процессы действительно развиваются по такой схеме, то имеются основания полагать, что здесь даже у небольших водотоков сохраняются талики и что скорее всего их поперечные размеры увеличиваются книзу, становясь существенно больше по сравнению с руслом.

Что касается признака 4, то изучение карт и аэрокосмических материалов показывает, что в большинстве случаев в зоне перехода от широкопойменного разветвленного русла к врезанному вместо направленной аккумуляции наблюдается противоположная картина: постепенное уменьшение числа рукавов и проток.

В заключение раздела – о явлении, для которого пока не найдено сколько-нибудь удовлетворительного объяснения. Речь идет об оценках интенсивности водообмена русла с пойменными таликами. Поскольку в большинстве из них мощность слоя, пронизанного ППФ, невелика (много меньше ширины речного русла), то движение грунтовых вод сосредоточено в целом в субгоризонтальной плоскости. Тем не менее, высокие скорости фильтрации в этом слое обеспечивают интенсивность водообмена порядка  $10^{-5}$  м/с, что вполне достаточно для формирования таликов. В последнее время в ряде случаев были получены значения *обеих* составляющих (как инфильтрации, так и высачивания) порядка  $10^{-4}$  м/с. Это может объясняться либо чрезвычайно высокими скоростями фильтрации (что мало правдоподобно), либо развитием мощной субвертикальной циркуляции непосредственно под руслом водотока – вероятно, вследствие заложения его долины по зоне растяжения. Остается, правда, неясным механизм, вызывающий столь неординарный характер движения подземных вод, когда восходящие струи близко соседствуют с нисходящими.

Интересно отметить, что в двух исследованных случаях из трех какие-либо признаки активного разломообразования отсутствуют. Не исключено, следовательно, что в будущем простые эксперименты по запуску индикатора могут стать полезным инструментом в геологических исследованиях.

#### Литература

- Михайлов В.М. Морфодинамика русел рек горных стран и литология коренных пород // Геоморфология, 2011. № 4. С. 11–21.
- Михайлов В.М. Пойменные талики Северо-Востока России. Новосибирск, акад. изд-во "Гео", 2013. 244 с.
- Михайлов В.М. Результаты и перспективы мерзлотных и междисциплинарных исследований в речных долинах Северо-Востока России – статья в настоящем сборнике.
- Токмаков Р.П. Условия формирования повышенных концентраций минералов тяжелой фракции в речных долинах Дальнего Востока // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока). Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 82–93.
- Золотарская С. Б., Никитенко Ю.П., Уфимцев Г.Ф. Восточная Сибирь и Дальний Восток // Процессы формирования рельефа Сибири. Современные вертикальные движения земной коры. Новосибирск, Наука, 1987. С. 116–121.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Вахромеев А.Г., Черемных А.В., Бобров А.А., Когут Е.И. Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы: особенности проявления на разных масштабных уровнях // Литосфера, 2008. № 4. С. 3–21.
- Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Алексеенко С.Н. Озера Нижнего Амура. Статья 1. География и типы озер. Статья 2. Геоморфология и морфотектоника озерных котловин // Геоморфология, 2005. № 1. С. 82–106.
- Былинский Е.Н. Выявление новейших тектонических движений путем изучения речных долин // Известия АН СССР. Сер. геогр., 1962. № 6. С.66–74.
- Germanoski G., Schumm S.A. Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. The Journal of Geology, 1993. Vol 101. P. 451–466.
- Чалов Р.С. Морфологические проявления современных направленных вертикальных русловых деформаций в речных долинах // Геоморфология, 2007. № 2. С. 28–36
- Михайлов В.М. Реки горных сооружений Северо-Востока Азии в стадии направленной аккумуляции. // Чтения памяти А.П. Хохрякова: М-лы Всеросс. научн. конф. (Магадан, 28–29 октября 2008 г.). – Магадан: Ноосфера, 2008. С. 261–264
- Гричук М.П. О ритмах накопления аллювия в долинах рек и ритмах изменения климата в плейстоцене и голоцене // Продольный профиль рек и их террасы. М., МФГО СССР, 1978. С. 18–32.
- 13. Постоленко Г.А. Условия и история формирования аллювиальных россыпей Яно-Колымского пояса // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. М-лы XI сессии Сев.-Вост. отд. ВМО "Рег. научно-практ. конф., посв. 100-летию со дня рожд. Ю.А. Билибина" (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). Т.З. Магадан, 2001. С. 100–102.
- Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М., Наука, 1972. 184 с.
- Зорин Л.В. Признаки тектонических движений и их графическое изображение // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры (М-лы совещ. по проблемам неотектоники). М., Недра, 1967. С. 167–170.
- Щербакова Е.М. О недооценке роли экзогенных процессов в рельефообразовании // Рельеф и ландшафты. М., Изд-во МГУ, 1977. С. 91–103
- Максимов Е.В. Новое подтверждение верхнеголоценовых подъемов Памира // Динамика природных процессов горных стран. Л., ГО СССР, 1977. С. 22–33.
- Михайлов В.М. Реки горных территорий Северо-Востока России: однородность и разнообразие морфологических характеристик их руссл // Геоморфология, 2015. № 1. С. 3–13.

# МЕЖБАССЕЙНОВОЕ ПЕРЕТЕКАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В КРИОЛИТОЗОНЕ И ПРОБЛЕМА РЕЧНЫХ ПЕРЕХВАТОВ

#### В.М. Михайлов

Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция Института мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН (филиал), Магадан, Россия *e-mail: vmmikhailov@gmail.com* 

Ключевая проблема в изучении речных перехватов – механизм преодоления пояса отсутствия линейной эрозии. За рубежом популярно мнение, что поверхностному перехвату предшествует подземный, который «подтачивает» водораздел. На примере подземного перехвата на Охотско-Колымском водоразделе показано, что в сплошной криолитозоне подобная взаимосвязь не может иметь места. Отступание водораздела вглубь материка свидетельствует о наличии универсального механизма речных перехватов, которым, повидимому, является разрывная тектоника.

#### INTERBASIN GROUNDWATER FLOW IN THE PERMAFROST AREA AND PROBLEM OF STREAM PIRACIES V.M. Mikhailov

North-Eastern Permafrost Research Station, branch of the Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Magadan, Russia; e-mail: vmmikhailov@gmail.com

The key problem in studies of stream piracies is a mechanism of breaking through the belt of no erosion. Abroad, a popular opinion is that the surface capture is preceded and prepared by the subterranean stream piracy undermining the interfluve. On example of the subterranean capture occurring across the continental divide between the Pacific and Arctic Oceans, it is shown that in the continuous permafrost region such relation cannot take place. A general inland retreat of the fracture tectonics.

Дискуссия о механизмах речных перехватов имеет более чем вековую историю. Ключевой вопрос состоит в том, каким образом река-перехватчик преодолевает пояс отсутствия эрозии, окаймляющий водораздел с обеих сторон. В последние десятилетия наибольшую популярность в зарубежной литературе приобрела точка зрения, согласно которой поверхностный перехват всего лишь завершает процесс, в основе которого лежит перехват подземный. который «подтачивает» водораздел [1–3]. В данной работе описан подземный перехват на Охотско-Колымском водоразделе, в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП). Особенности циркуляции подземных вод – следствие наличия ММП – исключают возможность трансформации подобных перехватов в поверхностные. Тем не менее, последние широко распространены в этой части водораздела, обусловливая его отступание вглубь материка [4]. Следовательно, существует некий универсальный механизм речных перехватов, действующий независимо от наличия или отсутствия подземного межбассейнового перетока. Анализ приведенных ниже сведений позволяет выяснить его природу.

Район исследований. Он расположен по обе стороны водораздела, в 120 км от побережья (рис. 1), и принадлежит к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, сложенному здесь в основном породами кислого состава. Пояс ассоциирован с региональной системой разломов, в недавнее время омоложенных. Считается [5], что тектоническая активность максимальна на охотском склоне водораздела. Исходя из

обобщений, сделанных в монографии [6], мощность многолетнемерзлых пород в понижениях рельефа составляет примерно 70 м.



Рис. 1. Район исследований и его расположение. 1 – наледи; 2 – тектоническая депрессия; в обеих частях рисунка пунктиром обозначен водораздел

Водоток-перехватчик и объект перехвата – соответственно ручьи Татынгычан (охотоморский бассейн) и Малтан, принадлежащий к бассейну Колымы. Малтан в верховьях, где он течет субпараллельно водоразделу (рис. 2), в целом типичный горный ручей второго порядка, выделяющийся только небольшим продольным уклоном долины (0.02). После пересечения с автотрассой (точка D на рис. 1,2) он резко поворачивает под прямым углом и течет в широкой долине с пологими склонами и уклоном всего 0.012; в горах Северо-Востока России (далее СВР) такие величины характерны для рек, имеющих на порядок большие водосборные площади. Днище долины практически лишено древесной растительности, напоминая кустарниковую тундру. В конце этого участка, далее называемого нижним, ручей вновь пересекает автотрассу в точке Е.



Рис. 2. Аэрофотоснимок долины руч. Малтан осенью 1965 г. (деталь)

Днище долины сложено галечниками, перекрытыми тонким слоем (до 0.4 м) илистого песка. По результатам электроразведочных работ ММП распространены здесь почти повсеместно (за исключением тектонической депрессии, подробно описанной ниже) вплоть до слияния с руч. Хивегчан (точка F на рис. 1). Последний в соответствии с топографическими картами является притоком Малтана, хотя имеет в 2.5 раза большую водосборную площадь (21.1 км<sup>2</sup> против 8.0 км<sup>2</sup> соответственно в точках F и E). Его долина имеет уклон 0.02, обычный для подобных ручьев, но в остальном мало отличается от вышеописанной. Ниже по течению Малтан принимает еще ряд притоков, многие из которых не уступают ему размерами, однако при этом выдерживается общее направление, изначально «заданное» нижним участком самого Малтана (DEF на рис. 1). Все эти черты складываются в картину наследования Малтаном долины более крупного водотока, обезглавленного путем вершинного перехвата, что соответствует также и конфигурации речной сети (см. рис. 1).

Ручей Татынгычан резко отличается как от Малтана, так и от вышеупомянутых его притоков. На крутых склонах его долины осыпи чередуются со скальными выходами, которые у оснований часто становятся практически вертикальными. Отложения имеют намного более грубый состав, включают валуны, неокатанные камни и глыбы. Днище долины почти целиком занято интенсивно ветвящимся руслом, покрытая растительностью пойма фрагментарна, равно как и короткие отрезки цокольных террас.

Сказанное дает основания полагать, что долина ручья заложена по активному раздвигу. Признаки того, что рыхлые отложения проваливаются в разверзающиеся трещины коренных пород, достаточно многочисленны. Они включают воронкообразные углубления на незадернованных участках поймы (до 1 м и более в поперечнике) и проседающие опоры заброшенных автодорожных мостов. При маршрутных обследованиях галечный аллювий нередко проседает под ногами, образуя ямки глубиной 5–7 см. На задернованных участках травяно-моховой покров местами перекрыт свежеотложенной галькой с гравием.

Начиная от слияния Татынгычана с руч. Таран талик занимает всю ширину поймы. Зимой здесь образуются наледи, причем две самые крупные из них продолжают расти вплоть до начала снеготаяния.

**Результаты.** В руч. Малтан начиная от слияния его составляющих и до второго пересечения с автодорогой (точка Е на рис. 1, 2) большую часть теплого сезона сток полностью отсутствует, хотя в самих составляющих он продолжается вплоть до осеннего перемерзания. Поглощение стока прекращается в районе тектонической депрессии (см. рис. 1, 2), которую ручей огибает по окраине. Ниже по течению при средних погодных условиях в углублениях русла во все больших количествах появляется вода, но лишь за автодорогой начинается слабый сток.

Поскольку физико-географические характеристики долин Малтана и Хивегчана близки, то сравнение расходов воды в этих ручьях при различной интенсивности выпадения осадков (табл. 1) дает приближенное представление о масштабах и режиме инфильтрации. В последнем случае (22.08) имеется возможность оценить вклады (примерно равные) нижнего и верхнего участков в питание подземных вод.

Необходимо отметить, что расход воды в Хивегчане 22.08, несмотря на продолжительные осадки, был намного меньше средней максимальной величины, характерной для ручьев такого размера. Есть поэтому основания считать, что Хивегчан также питает подземный сток. Тогда оценки инфильтрации из русла Малтана занижены по отношению к действительным величинам. Их «кажущесся» сокращение от 10 к 22.08 не согласуется ни с сезонным трендом, ни с изменениями гидрологической обстановки и таким образом подтверждает это предположение. Альтернативная гипотеза – та, что последняя оценка инфильтрации отражает максимальную

пропускную способность подземных водопроводящих путей (перед заполнением «на отказ» они могли некоторое время поглощать несколько больший расход воды).

таолица т	Та	блица	1
-----------	----	-------	---

	Дата	17.07 10.08		22.08
Погодя	ные условия	средние	После умеренных дождей	После продолжительных дождей
Хивегчан		326	728	1400
Малтан	Расход (D/E)	0/0	0/~3.5	269/267
	Инфильтрация	124	277	267

Расходы воды в 2013 г. в ручьях Хивегчан и Малтан и инфильтрация из Малтана, л/с

Несомненно, что вода из ручья просачивается по трещинам, которые пронизывают всю толщу ММП, формируя таким образом инфильтрационный талик. Активизация разломов в целом на исследуемой территории проявляется, например, в свежих тектонических рвах до 1.5 м шириной, проходящих по гребню водораздела. Свидетельства наличия перпендикулярно ориентированного раздвига в долине руч. Татынгычан описаны выше. В пологосклонной долине Малтана признаки тектонической активности выражены не столь ярко. Один из них - депрессия диаметром примерно 100 м (см. рис. 1,2). Выше по течению имеются явные признаки врезания ручья в рыхлые отложения с последующей боковой эрозией: во многих местах в русло свисают большие пласты дернины. Днище депрессии большей частью покрыто недавно отложенным аллювием, лишь частично покрытым травой и кустарниками. В ее нижней оконечности задернованная почва сползает в провалы шириной 1.5-2 м, вытянутые поперек оси долины. Их днища лежат ниже тальвега ручья (у самого глубокого – на 1 м и на 4 м ниже близлежащей кромки депрессии). Они могут производить впечатление термокарстовых образований, но отсутствие в них воды большую часть теплого сезона свидетельствует о постоянном ее оттоке в глубинные горизонты и следовательно, о тектоническом происхождении. Эти провалы заполнились водой лишь после продолжительных дождей, выпавших в период 10-22.августа. Во время весеннего половодья вода имелась только в ближайшем провале, соединявшемся с руслом Малтана из-за высокого уровня воды.

Еще один «ложно-термокарстовый» провал глубиной 4 м (при ширине 35 м) расположен выше по течению, у подножия правого борта долины (см. рис. 2). Он постоянно заполнен водой, и следовательно, трещины под ним заилены и проморожены.

Имеются свидетельства того, что в недавнем прошлом инфильтрация из русла Малтана была намного интенсивнее. На аэрофотоснимке 1965 г. (см. рис. 2) ручей ниже депрессии не имеет отчетливо выраженного русла – в противоположность вышележащему участку. По-видимому, большая часть расхода воды с этого участка и практически весь расход наносов дальше депрессии не попадали: наносы выстилали ее днище, а вода просачивалась сквозь ММП в долину Татынгычана. У слияния с руч. Таран мощные выходы подземных вод формировали наледь, которая в начале августа 1965 г. еще занимала все днище долины. В настоящее время все наледи здесь исчезают уже в июле, а в долине Малтана ослабление инфильтрации позволило ручью промыть широкое прямое русло (рис. 3).

Основания для уверенности в том, что вода, инфильтрующаяся из русла Малтана, попадает именно в долину Татынгычана, иллюстрирует рис. 4. Прежде всего, это самая глубоковрезанная долина в радиусе десятка километров. Еще два важных преимущества – наличие пойменного талика и активного разрывного нарушения; каждое из них по отдельности способно обеспечивать беспрепятственный выход подземных вод. Наконец, ни в одной другой из близлежащих долин сколько-нибудь значительных наледей нет.



Рис.3. Руч. Малтан, вид вниз по течению от тектонической депрессии в конце снеготаяния в 2013 г.



Рис. 4. Схематический разрез по линии ABCDEF. Заштрихованная область – ММП; стрелками обозначено движение грунтовых вод; остальные обозначения см. рис.1

Обсуждение. В соответствии с взглядами авторов работы [3], подземный перехват «пробивается» на поверхность следующим образом (с. 450 перевод мой – В.М.): «водораздел разрушается либо путем обрушения "collapse" подземных водопроводящих путей, либо (или совместно) путем регрессивной эрозии – поскольку подток подземных вод увеличивает эрозионную способность реки-перехватчика и позволяет ей развивать этот процесс вплоть до водораздела и за него». Эта схема явно неработоспособна как в рассматриваемом случае, так и в других ему подобных.

Траектория движения подземных вод, получающих питание из Малтана, состоит из трех отрезков (см. рис. 4). На первом они опускаются ниже подошвы ММП, на втором образуют подмерзлотный поток, и на третьем выходят на поверхность в долине Татынгычана. Первый из двух цитированных способов преодоления водораздела в принципе не может действовать ни на первом, ни на последнем из них. Но и на промежуточном отрезке, где поток подземных вод субгоризонтален, не видно, каким образом он может оказать разрушающее воздействие на вышележащую кровлю коренных пород. Химическое выветривание исключено ввиду их состава, а физическое – из-за отсутствия перепадов температур в холодном подземном потоке. Что касается регрессивной эрозии, то в строгом смысле она никак не может быть усилена источниками подземных вод, выходящими на поверхность не ближе 2 км от ближайшего истока Татынгычана (см. рис. 1,4). С более широких позиций, этот процесс, казалось бы, мог бы развиваться от места наиболее мощного выхода подземных вод (точка «В») у слияния Татынгычана с Тараном «по прямой» к водоразделу. Но здесь ручей имеет водосборную площадь 21 км<sup>2</sup>, и в паводки – которые сосредоточивают в себе практически всю эрозионную деятельность водотоков – вклад подземного притока явно ничтожен.

Для смещения самого восходящего потока в сторону водораздела, т.е. выхода на более высоком гипсометрическом уровне нет никаких причин. Мало того, это возможно лишь после предварительного протаивания ММП на всю их мощность, а источник необходимого для этого тепла отсутствует.

Подводя итог, подземные межбассейновые перехваты в криолитозоне никак не могут способствовать будущим поверхностным перехватам. Общепризнанный факт отступания Охотско-Колымского водораздела вглубь материка совместно с изложенными сведениями приводит к выводу, что универсальным механизмом речных перехватов (как подземных, так и поверхностных) служит разрывная тектоника. Поверхностный перехват Малтана (скорее всего, уже не первый) мог состояться в сравнительно недавнем прошлом, однако разлом, образовавший тектонический провал (см. рис. 2) прошел недостаточно близко к руслу ручья, а более мелкие трещины смогли обеспечить лишь относительно слабый подземный переток.

Тектоническая обусловленность речных перехватов мало освещена в литературе. Причина, по-видимому, состоит в том, что явные признаки подобных событий быстро уничтожаются речной эрозией, и их обнаружение – скорее редкая удача. Один из таких случаев описан в работе [7], причем автор подчеркивает, что тектоническое происхождение перехвата было очевидно лишь благодаря его «молодости».

#### Литература

- Pederson D.T. Stream piracy revisited: a groundwater sapping solution. GSA Today, 2001. Ne11. P. 4–10. doi:10.1130/1052-173(2001)011<0004:SPRAGS>2.0.CO;2.
- Brocard G., Teyssier C., Dunlap W. J., Authemayou C., Simon-Labric T., Cacao-Chiquín E. N., Guttiérrez-Orrego A., Morán-Ical S. Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation, and groundwater flow // Basin Res., 2011. Vol 23. №6. P. 631–651. doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00510.x
- Brocard G., Willenbring J., Suski B., Audra P., Authemayou C., Cosenza-Muralles B., Moran-Ical S., Demory F., Rochette P., Vennemann T.W., Holliger K., and Teyssier C. Rate and processes of river network rearrangement during incipient faulting: the case of Cahabon River, Guatemala // Am. J. Sci., 2012. Vol. 312. P. 449–507. doi: 10.2475/05.2012.01.
- Резанов И.А. Проблемы современной тектоники на Северо-Востоке СССР. М., Наука, 1964. 148 с.
- 5. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск, изд-во ИГУ, 2002. 493 с.
- Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ золота и редких металлов, 1960 Т.XVIII. 469 с.
- Лебедева Е.В. Перестройки речной сети: причины и факторы // Геоморфология, 2012. №3. С. 21–32.

# РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕРЗЛОТНЫХ И МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

#### В.М. Михайлов

# Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция Института мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН (филиал), Магадан, Россия *e-mail: vmmikhailov@gmail.com*

Исследования, проводившиеся в СВНИМС ИМЗ СО РАН с 1991 г., охватывают ряд взаимосвязанных проблем: формирование и распространение пойменных таликов и речных русел различных морфодинамических типов, литология коренных пород, взаимодействие речных и подземных вод, их гидрологический и термический режим. Результаты по большей части не имеют мировых аналогов и получены во многом благодаря уникальности изучаемой территории (связанной с ее геологическим строением), которая предоставляет исключительные возможности для дальнейших исследований.

# RESULTS AND PERSPECTIVES OF PERMAFROST AND INTERDISCIPLINARY RESEARCHES IN RIVER VALLEYS OF NORTH-EASTERN RUSSIA

#### V.M. Mikhailov

North-Eastern Permafrost Research Station, branch of the Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Magadan, Russia; e-mail: vmmikhailov@gmail.com

The researches conducted in NEPRS PI SB RAN since 1991 cover a range of interconnected problems: formation and distribution of floodplain taliks and rivers with different channel patterns, bedrock lithology, interaction between rivers and groundwater and their hydrologic and thermal regimes. The results obtained mostly have no analogies worldwide; this is due to the large extent to uniqueness of the territory (in the final analysis closely related to its geological composition) which gives excellent opportunities for further research.

Северо-Восток России (далее для краткости СВР) послужил источником фактического материала для многих региональных и территориально ориентированных исследований, в том числе монографий [1–5]. Но ни при разностороннем описании его природы [2], ни при углубленном изучении отдельных аспектов [1, 3–5], не было отмечено наличие у региона специфических черт, имеющих большое значение для каждого из них. Как показали результаты исследований, проводившихся в СВНИМС ИМЗ СО РАН начиная с 1991 г. и обобщенных в монографии [6], СВР обладает целым рядом особенностей природной среды, выделяющих его из большинства (возможно, из всех) территорий сопоставимого размера. В первую очередь сказанное относится к горным сооружениям, занимающим большую часть региона, и далее речь пойдет именно об этой территории. В первом из нижеследующих разделов дана краткая сводка ранее полученных результатов.

Природные комплексы речных долин. Описанные ниже результаты не имеют близких аналогов ни в отечественной, ни в зарубежной литературе – за одним «двойным» исключением, рассмотренным в конце раздела. Поскольку практически все эти результаты были подробно изложены в монографии [6], и оттуда же взяты краткие выдержки из логико-физических построений, то далее ссылки на эту работу опущены.

В формировании геосистем речных долин очень большое значение имеет характер взаимодействия обломков, преобладающих на начальных стадиях выветривания, с водными потоками. По этому признаку породы подразделяются на три типа: глыбовокаменный, щебнистый и слабо литифицированные породы. Целесообразность такой типизации, наряду с выделением территорий, однородных по принадлежности к тому или иному типу, видна из следующего. На СВР доминируют породы щебнистого типа, обильно поставляющие в водотоки «готовые» руслоформирующие наносы, и как следствие преобладают реки, разветвленные на рукава. Подробно эта закономерность рассмотрена в работе [7]. Преобладание в продуктах выветривания щебня означает пониженное содержание более мелких обломков и образование в аллювии многочисленных прослоев, лишенных мелкозернистого заполнителя. Специфический гидрологический режим ветвящихся рек (периодическое отшнуровывание второстепенных рукавов и проток) вызывает резкие повышения в отложениях градиентов гидравлического напора и объединение прослоев в разветвленные системы предпочтительных путей фильтрации (ППФ). Сосредоточение подземных потоков в этих путях проявляется в целом ряде нетривиальных особенностей термического и уровенного режимов подземных вод и обеспечивает высочайшую эффективную проницаемость отложений. Фильтрационный поток во всех фазах гидрологического режима движется в целом по общему уклону долины, многократно пересекаясь с рукавами и протоками разветвленного русла.

Это влечет интенсивный водо- и теплообмен рек с вмещающими породами и формирование обширных и протяженных пойменных таликов, существенно нарушающих сплошность многолетнемерзлых толщ (рис. 1). На таликах развиты уникальные растительные сообщества высокоствольных смешанных лесов, резко контрастирующие с преобладающими вне долин угнетенными лиственничными редколесьями [2]. Высокая плотность сквозных таликов обеспечивает тесную взаимосвязь поверхностных и подземных вод и большие запасы последних.





Рис. 1. Схема циркуляции грунтовых вод в пойменных таликах.

1 – направление движения грунтовых вод; 2 – граница ММП; 3–5 – горные породы (а – талые, б – мерзлые): 3 – аллювий с повышенной проницаемостью; 4 – аллювий заиленный; 5 – скальные породы.

Наледи – еще одно природное явление, в отношении которого СВР занимает исключительное положение. Чаще всего используется показатель, называемый относительной наледностью (доля территории, покрытая наледным льдом перед началом его таяния). Но гидрологическую и гидрогеологическую роль наледей намного лучше характеризует доля талых наледных вод в суммарном речном стоке. Расчет по данным, приведенным в монографии [8], показывает, что на СВР *в целом* эта величина равна 8.7 % – против 2.7 % на ближайшей по наледным характеристикам территории Южной Якутии (при этом площадь последней меньше в 44 раза). По ряду причин, подробно рассмотренных в [6] и связанных в конечном счете с обилием таликов,

приведенная оценка преуменьшает истинные масштабы как сезонного оледенения региона, так и (в еще большей мере) взаимодействия поверхностных и подземных вод.

Взаимоотношения между характерными особенностями рассмотренных компонентов природной среды схематически показаны на рис. 2.



Рис. 2. Причинно-следственные связи между специфическими характеристиками компонентов геосистем речных долин на Северо-Востоке России

Из всего рассмотренного круга проблем близкие подходы использованы в исследованиях ППФ и водообмена рек с поймами (причем вне прямой связи друг с другом), описанных в англоязычных источниках. Изучение водообмена в нашей стране и за рубежом началось примерно в одно и то же время [9,10]. Но если в работах автора с самого начала рассматривался встречный водообмен (почти в каждом поперечном сечении русла одновременно происходят как высачивание грунтовых вод, так и инфильтрация речных), то в зарубежных публикациях аналогичные сообщения начали появляться намного позже – впервые, по-видимому, в 2003 г. [11]. И только по результатам одного исследования [12] интенсивность процесса сравнима с величинами, характерными для рек CBP (10<sup>-5</sup> м/с). Необходимые для этого проницаемость отложений и их строение, т.е. наличие ППФ, остались вне поля зрения авторов. При этом сами по себе ППФ в зарубежной литературе весьма популярны, хотя их формирование исследуется исключительно на лабораторных либо численных моделях, а водопропускная способность, во всех случаях, не идет ни в какое сравнение с ППФ, изучавшимися в поймах СВР. Нередко речь идет всего лишь об участках относительно повышенной проницаемостью (причем не обязательно сообщающихся) в илисто-песчаных отложениях.

Перспективы дальнейших исследований. Не подлежит сомнению, что потенциал региона для исследований, сходных в в своей основ е с описанными в предыдущем разделе, далеко не исчерпан. Наиболее перспективные направления, хотя и не являются прямым продолжением обсужденных выше, опираются на аналогичные подходы: комплексирование мерзлотных исследований со смежными дисциплинами. Как и ранее, в качестве основного связующего звена выступает морфодинамика речных русел.

В целом совместный анализ результатов разнообразных исследований, проводившихся на территории СВР, демонстрирует уникальность ряда физикогеографических характеристик территории СВР, связанную в конечном счете с особенностями геологического строения региона. В более широком смысле показано выдающееся значение литологии коренных пород в формировании природных комплексов речных долин. Принадлежность пород к одному из трех выделенных типов следует, по-видимому, отнести к разряду ведущих компонентов литогенной основы ландшафта.

Для геосистем речных долин горных стран не меньшее значение имеет тектонический режим территории. Его влияние в сильно обобщенном виде сводится к следующей схеме: интенсивные восходящие движения, сопровождающиеся глубинной эрозией, способны подавить все прочие факторы и обусловить формирование исключительно врезанных типов русел – обычно порожисто-водопадных и практически прямолинейных. При прекращении или сильном замедлении этих движений глубинная эрозия сменяется боковой, литологический контроль ослабевает, и в пределах расширяющегося коренного ложа долины начинают развиваться горизонтальные русловые деформации с образованием адаптированных типов русел. В обстановке, близкой к тектоническому покою, наступает динамическое равновесие, и русловые деформации становятся свободными; наконец, в стадии накоплении аллювия (причины перехода к которой дискуссионны) те же деформации обычно приобретают гипертрофированный характер, но может измениться и сам морфодинамический тип русла.

Эта схема в основных чертах действует и в гораздо меньших пространственновременных масштабах, но при этом влияние современных дифференцированных движений на гидрологические, геокриологические и гидрогеологические процессы намного более многообразно. Результаты натурных наблюдений иногда заставляют пересмотреть самоочевидные, казалось бы, представления как о характере этого влияния, так и о взаимоотношениях между соответствующими компонентами природных комплексов речных долин.

В настоящее время выбраны три направления исследований. Они включают влияние на динамику пойменных таликов и сопутствующие процессы следующих двух факторов (в своей основе тектоногенных): смены типов русловых процессов при сохранении динамического равновесия, перехода от равновесия к накоплению аллювия, а также (третий фактор) непосредственно разрывной тектоники. Эти направления находятся в различных стадиях разработки; ввиду ограниченного объема данной статьи детальное описание выделено в отдельную публикацию [13].

#### Литература

- Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ золота и редких металлов, 1960. Т. XVIII. 469 с.
- 2. Пармузин Ю.П. Северо-Восток и Камчатка. М., Мысль, 1967. 367 с.
- Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М., Наука, 1972. 184 с.
- Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1974. 164 с.
- Перлыштейн Г.З. Водно-тепловая мелиорация мерзлых пород на Северо-Востоке СССР. Новосибирск, Наука, 1979. 290 с.

- Михайлов В.М. Пойменные талики Северо-Востока России. Новосибирск, акад. изд-во "Гео", 2013. 244 с.
- Михайлов В.М. Морфодинамика русел рек горных стран и литология коренных пород // Геоморфология, 2011. № 4. С. 11–21.
- 8. Алексеев В.Р. Наледи. Новосибирск, Наука, 1987. 253 с.
- Михайлов В.М. Взаимосвязь термического режима таликов речных долин и открытых водотоков. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Якутск, 1993. 19 с.
- Harvey J.W., Bencala K.E. The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange // Water Resour. Res., 1993. Vol.29. № 1. P. 89–98.
- Story A., Moore R.D., Macdonald J.S. Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads: downstream cooling linked to subsurface hydrology // Canadian Journ. of Forest Res., 2003. Vol. 33. Ne8. P. 1383-1396.
- Covino T.P., McGlynn B.L., Mallard J.M. Stream-groundwater exchange and hydrologic turnover at the network scale // Water Resour. Res., 2011. Vol. 47. №12. [Электронный ресурс]. http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010942 (дата обращения 11.01.2016).
- Михайлов В.М. Динамика таликов речных долин в связи с современной тектоникой на Северо-Востоке России – статья в настоящем сборнике.

# СВЯЗЬ ДИНАМИКИ СЕЗОННО-ТАЛОГО СЛОЯ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ЯМАЛЕ

# Д.Р. Муллануров<sup>1</sup>, Ю.А. Дворников<sup>1</sup>, А.Н. Полухин<sup>2</sup>, А.В. Хомутов<sup>1,3</sup> <sup>1</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; <u>damir.swat@mail.ru</u> <sup>2</sup>Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия <sup>3</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Собраны и проанализированы ланные мониторинга на стационаре Васькины Лачи на

Центральном Ямале. Анализ проведен по данным за период 1999-2015 по следующим параметрам: глубина протаивания, температура воздуха, температура пород, сумма осадков. Корреляционные зависимости показали, что наибольшее влияние на динамику сезонно-талого слоя оказывают параметры температуры: суммы летних и зимних температур. Связи между глубиной протаивания и осадками не выявлено.

#### CONNECTION OF ACTIVE LAYER DYNAMICS WITH CLIMATIC AGENTS ON THE CENTRAL YAMAL

**D.R. Mullanurov<sup>1</sup>, Yu.A. Dvornikov<sup>1</sup>, A.N. Polukhin<sup>2</sup>, A.V. Khomutov<sup>1,3</sup>** <sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; <u>damir.swat@mail.ru</u> <sup>2</sup>Tyumen State Oil and Gas University, Tyumen, Russia <sup>3</sup>University of Tyumen, Tyumen, Russia

Monitoring data received from Vaskiny Dachi key site were analyzed. Observed period from 1999 to 2015. Next parameters were analyzed: active layer depth, air temperature, ground temperature, precipitation. Correlation dependence showed the most impact on active layer dynamics has thawing index and freeze index. Connection between active layer depth and precipitation was not revealed.

Динамика сезонно-талого слоя (СТС) на Центральном Ямале является результатом воздействия ряда факторов, оказывающих влияние в различной степени. В статье [1] рассмотрена динамика СТС в период 1993-2000. Выделены основные факторы, влияющие на глубину протаивания: температура воздуха, рельеф, растительность, субстрат. Последние три агента вместе образуют устойчивое сочетание и постоянны для коротких промежутков времени (10 лет). Поэтому в данной работе рассмотрено влияние температуры и осадков на глубину СТС за период 1999-2015, а также динамика температуры пород сезонно-талого слоя.

Экспериментальной является площадка CALM, размером 100x100 метров, включенная в международную программу мониторинга как R5 [2] и расположенная на плоской вершинной поверхности, сложенной песчано-супесчаными породами, и на склоне, сложенном суглинистыми породами, подстилаемыми глинами. На данной площадке через каждые 10 м ежегодно измеряется глубина протаивания в конце теплого периода.

В качестве расчетного принят условный год (далее год), начало и окончание которого относится к дате 1 сентября. Эта дата обосновывается тем, что является ближайшей к датам фактически проводимых измерений глубины протаивания, а также соответствует дате максимального протаивания.

При расчетах использованы данные с 99 точек, т.к. в оставшихся 22 точках нет достоверных данных. В таблице 1 за каждый условный год приведены средние, максимальные и минимальные значения глубины протаивания. Также рассчитаны среднемноголетние значения этих характеристик. Для сравнения температуры пород СТС с климатическими параметрами использовались данные за 2009-2015 гг. с 1,5-метровой скважины, расположенной в непосредственной близости от одной внешних точек площадки САLM.

Таблица 1. Глубина протаивания и ее связь с другими параметрами (Твозд – среднегодовая температура воздуха, Ті – сумма летних температур, Fi – сумма зимних температур, R – сумма осадков)

Vaar		Глуби	на протаин	зания	Твозд	R		
rear		Сред	Макс	Мин	1			
1999/20	000	89	115	69	-5.8	15.8	-134.0	
2000/20	001	90	117	70	-9.4	17.0	-146.8	
2001/20	002	89	115	69	-7.0	17.2	-143.6	
2002/20	2002/2003				-7.6	15.3	-129.4	
2003/20	004	90	116	70	-7.4	21.3	-131.6	
2004/20	005	93	121	71	-6.9	17.7	-126.2	
2005/20	)06	93	123	74	-6.4	21.1	-128.9	417.2
2006/20	007	90	120	69	-6.4	18.9	-133.7	330.8
2007/20	008	93	135	72	-5.2	21.1	-113.0	533.4
2008/20	)09	73	108	40	-6.3	18.3	-120.8	520.2
2009/20	010	84	120	59	-8.9	14.6	-148.4	384.5
2010/2011		87	119	61	-6.1	14.5	-125.8	431.4
2011/2012		102	169	75	-3.4	25.5	-97.6	526.2
2012/2013		103	150	76	-6.3	20.5	-117.0	407.2
2013/2014		92	130	64	-7.7	12.2	-135.3	343.8
2014/20	2014/2015		150	73	-6.0	21.1	-126.0	364.2
Среднее		91.3	127.2	67.5	-6.7	18.3	-128.6	425.9
Max		103	169	76	-3.4	25.5	-97.6	533.4
Min		73	108	40	-9.4	12.2	-14.8	330.8
Стандар	тное	57	16.6	5.0	1.4	3.4	12.8	76.2
отклонение		5.7	10.0	5.0	1.4	5.4	12.8	70.2
Коэффициент		804	1304	1304	2104	10%	10%	1804
вариац	ии	870	1370	1370	2170	1970	10%	1070
Kood	Твозд	0.58	0.65	0.51				
KODDenguru	Ti	0.69	0.64	0.82				
с.	Fi	0.74	0.80	0.58				
·.	R	-0.15	0.17	-0.19				

Наиболее интенсивное протаивание наблюдается в период 2011-2013 гг., а также в 2014/2015 условном году. Средняя глубина протаивания в 2011/2012 достигает 102 см (в отличие от среднемноголетнего значения 91 см). При этом значение среднегодовой температуры воздуха (Твозд) в 2011/2012 значительно превышает среднемноголетнюю температуру (-6,7°С) и составляет -3,4°С. Сумма осадков (R) в этот период также больше по сравнению с остальными годами и составляет 526 мм при средней многолетней 425,9 мм. В 2012/2013 глубина протаивания составляет 103 см, но Твозд (-6,3°С) близка к среднемноголетней (-6,7°С), как и R равная 407,2 мм.

Динамика параметров Твозд и R не полно отражает динамику глубины протаивания. Коэффициенты корреляции данных параметров с глубиной протаивания приведены в таблице 1. Наибольшая корреляция наблюдается с динамикой суммы летних (Ti) и зимних температур (Fi). Для удобства анализа эти величины разделены на 1000. Коэффициент корреляции между средней глубиной протаивания и Ti составляет 0,69, с Fi – 0,74. Для 2011/2012 условного года характерны максимальные значения Ti и Fi: 25,5°C·ч и -97,6°C·ч. Для 2012/2013 года также характерны высокие показатели Ti и Fi: 20,5°C·ч и -117,0°C·ч, но меньшие чем в 2011/2012.

При этом средняя глубина протаивания на 1 см больше (102 и 103 см). Такое явление может быть связано с влиянием климатических характеристик предыдущего года.

В 2008/2009 году отмечена минимальная средняя глубина протаивания – 73 см. Этот год характеризуется Твозд равной -6,3°С, что близко к среднемноголетней (-6,7°С), а также значительным количеством осадков (520,2 мм). Значения Ті и Fi составляют 18,3°С·ч и -120,8°С·ч.

Также было установлено, что сумма температур за теплый период имеет тенденцию к снижению, в то время как средняя годовая температура воздуха и сумма отрицательных температур меняются в сторону потепления с большими колебаниями из года в год. Основные межтодовые колебания атмосферных осадков имеют незначительный тренд для зимних и летних осадков, в течение анализируемого периода.

Такая динамика параметров приводит к значительным колебаниям средней глубины протаивания. Максимальная средняя глубина по 99 точкам за период 1999-2015 г составляет 103 см, минимальная – 73 см. Коэффициент вариации составляет 8%. Вариация среднегодовой температуры воздуха составляет 21%, суммы летних и зимних температур 19% и 10% соответственно. Коэффициент корреляции между средней глубиной протаивания и суммой летних температур составляет 0,69, а с суммой зимних температур – 0,74. Максимальная сумма осадков характерна как для года с максимальной глубиной протаивания, так и с минимальной. Это свидетельствует о том, что нет четкой связи глубины протаивания и количества осадков.

Парная корреляция нормированных климатических параметров с нормированной температурой пород не показала удовлетворительных результатов. Корреляция среднегодовой температуры пород на глубине 1,5 м показала лучшие результаты относительно сумм температур за холодные периоды (0,85) и средней годовой температуры воздуха (0,80). Остальные параметры имеют невыраженную Слабое влияние зимних осадков объясняется корреляцию. ветровым перераспределением снега, которое зависит от скорости ветра, а не от суммы осадков.

Параметры также сравнивались друг с другом с помощью статистической программы (R3.2.2, рис.1). В данном случае использовалась глубина протаивания в ближайшей к 1,5-метровой скважине точке площадки CALM (ALT) и температура пород на глубине 1,5 м в этой скважине (МТа). Наблюдалась корреляция 0,49 и 0,5 между глубиной протаивания (ALT) и суммами температур за холодный и теплый

периоды (FI, TI), соответственно. Корреляция со значением 0,41 была обнаружена между глубиной протаивания (ALT) и среднегодовой температурой воздуха (MAAT). Корреляция между МТа и FI, TI, MAAT была 0,85, 0,58, 0,77, соответственно. Это позволяет сделать вывод, что параметры температуры воздуха (FI, TI, MAAT) являются наиболее важными факторами, объясняющими вариации глубины протаивания и температуры пород, чем другие, такие как атмосферные осадки и продолжительность теплого и холодного периодов.



Рис. 1. Корреляционные участки для глубины протаивания (ALT, а) и среднегодовой температуры пород на 1,5м (MTa, б); FI - сумма температур за холодный период; TI - сумма температур за теплый период; MAAT - среднегодовая температура воздуха; P\_W - сумма осадков за холодный период; P\_S - сумма осадков за теплый период; CP - продолжительность холодного периода; WP - продолжительность теплого периода.

Тренды температуры пород за период 2009-2015 гг. положительны. Линия тренда глубины протаивания за период 2006-2015 также положительна. Одиночные климатические параметры не объясняют эти тенденции, сочетание различных климатических факторов представляется более важным. Одной из причин недостаточно выраженных корреляций является слишком короткий срок для статистической обработки данных долговременных наблюдений.

#### Литература

 Лейбман М.О. Динамика слоя сезонного оттаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала//Криосфера Земли, 2001. Т.5. №3. -С.17-24.

2. CALM SUMMARY DATA TABLE // The George Washington University: сайт, 2015. URL: http://www.gwu.edu/~calm/data/north.html (дата обращения: 08.02.2016).

# РЕАКЦИЯ ОСТРОВНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРНОЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

О.Е. Пономарева1,2, А.Г.Гравис1, Т.А. Бляхарчук3, Ю.Н. Бочкарев4, Е.В. Устинова1, Н.М. Бердников1, Н.Г. Москаленко1 1 Институт криосферы Земли СО РАН, Россия; *o-ponomareva@yandex.ru* 2 МГРИ-РГГРУ, Россия; 3 ИМКЭС СО РАН
## 4 Московский государственный университет

Анализируются результаты 45-летнего мониторинга островной криолитозоны Западной Сибири. Доказывается, что под влиянием современного изменения климата происходит отступание мерзлоты, в результате которого криогенные ландшафты находится в состоянии близком к критическому. Применение дендрохронологического метода позволило выявить единичные случаи полной деградации криогенных ландшафтов. Восстановлена история образования одного из бугров пучения за 6 тысяч лет с использованием данных палинологического, радиоуглеродного методов, ботанического анализа торфа.

# RESPONSE OF SPORADIC WESTERN SIBERIA PERMAFROST TO CLIMATIC CHANGES

# O.E. Ponomareva 1,2, A.G. Gravis 1, T.A. Blyakharchuk 3, U.N. Bochkarev 4, E.V. Ustinova 1, N.M. Berdnikov 1, N.G. Moskalenko 1

1 Earth Cryosphere Institute SB RAS, Russia 2 MGRI - RGGRU, Russia 3 IMCES SB RAS, Russia 4 Moscow state university, Russia

This paper presents results of 45 year monitoring of sporadic permafrost in West Siberia. It is proved that under the influence of modern climate change permafrost is thawing, which resulted in the cryogenic landscapes is in a state close to critical. The use of dendrochronological method has allowed us to identify isolated cases of full degradation of cryogenic landscapes. The 6 thousand years history of one of the frost mounds restored using pollen data, radiocarbon dating methods, botanical analysis of peat.

Введение. Мониторинг температур многолетнемерзлых пород (ММП) в северной тайге Западной Сибири на Надымском стационаре был начат в 1970-е годы XX века, до начала интенсивного хозяйственного освоения территории. Инфраструктура района была создана в период относительного похолодания климата и относительно низкими температурами ММП [1]. К настоящему времени среднегодовые температуры воздуха выросли на 2°С, что негативно отразилось на тепловом состоянии ММП, температура которых в настоящее время близка к 0°С. Дальнейший подъем температуры воздуха может привести к оттаиванию ММП и разрушению существующей инфраструктуры. Мониторинг температур ММП в этой связи является особенно актуальным для выявления особенностей процессов деградации мерзлоты и своевременного предотвращения аварий.

Природные условия района. Надымский стационар расположен в подзоне северной тайги с широким распространением торфяников и болот, в зоне островного распространения ММП. Острова мерзлоты приурочены к торфяникам. Первая информация о геокриологических условиях района, отраженная в литературе [2] была получена в ходе съемки и отражала тепловое состояние ММП на начало 70-х гг. XX века. Температура ММП на глубине 10 м составляла – 2...-1°С. Под влиянием потепления климата происходило ее постепенное повышение, как и в других районах Арктики [3]. Темпы повышения температуры островной криолитозоны до 2012 г. приведены в монографии [4]. За 2013-2015 гг. была получена новая информация, позволившая уточнить представления об особенностях изменения теплового состояния ММП северной тайги, целью данной статьи является их рассмотрение.

**Методика исследований.** Мониторинг температуры ММП и грунтов слоя сезонного оттаивания и криогенных процессов проводится на стационарных объектах

(площадках и профилях). Динамика процессов (термокарст и криогенное пучение) изучается с помощью повторных нивелировок поверхности от глубинного репера в конце периода оттаивания. Кроме того, динамика термокарста изучалась дендрохронологическим методом. На буграх пучения отбор кернов деревьев производился с двух противоположных радиусов ствола для выявления асимметрии годичных колец, по которой устанавливался период начала их крена, обусловленного дестабилизацией грунтов. Для погибших деревьев, располагающихся вдоль современного уреза термокарстового озера на границе воды и суши, были определены годы гибели с помощью перекрестной датировки с живыми деревьями на буграх.

Наблюдения за температурой ММП выполнялись логгерами разных конструкций. 4-х канальными логгерами в десятиметровых скважинах на глубинах 1, 3, 5 и 10 м, в тридцатиметровой скважине на глубинах 5, 10, 15 и 30м. Запись результатов производится круглогодично [1]. Динамика слоя сезонного оттаивания изучалась с помощью измерений глубины оттаивания щупом на постоянных профилях и наблюдательных площадках. Измерения проводились в конце периода оттаивания отложений. История развития бугра пучения изучалась с помощью метода радиоуглеродного датирования, ботанического и палинологического анализа.

Динамика климатических параметров. Для анализа динамики климатических параметров использовался ряд данных по метеостанции Надым с 1960 г. (времени начала функционирования метеостанции). Установлены наличие тренда на повышение среднегодовой температуры воздуха с 1960 г, составляющего 0,04°С в год (рис.1) и увеличение длительности периода с положительными температурами воздуха, благоприятствующее увеличению глубины оттаивания грунтов сезонноталого слоя.



Рис.1 Среднегодовая температура воздуха по данным метеостанции Надым и линия тренда

Выявлена высокая межгодовая изменчивость общего количества осадков за год и количества осадков, выпавших в летние месяцы. Так, при норме суммы осадков за год - 479 мм, в отдельные годы этот показатель достигает более 650 мм (2002, 2008 и 2014 гг.), а сумма осадков в июле 2014 и 2015 гг. превысила норму в 2 и 3 раза соответственно. В целом, можно утверждать, что имеет место тренд к увеличению суммы выпадающих атмосферных осадков преимущественно за счет летней составляющей. В холодные периоды 2009-2010, 2010-2011, 2012-2013 гг. зафиксировано сочетание низких зимних температур воздуха и выпадение незначительного количества осадков. В эти периоды происходило проникновение

«волн холода» в грунт, что было зафиксировано круглогодично функционирующими логгерами, установленными в слое сезонного оттаивания-промерзания на всех доминантных ландшафтах Надымского стационара.

Результаты мониторинга глубины оттаивания грунтов сезонноталого слоя. Выполненные исследования позволили выявить тренд на увеличение глубины оттаивания грунтов сезонноталого слоя под влиянием повышения температуры воздуха и увеличения количества летних атмосферных осадков. За период с 70-х гг. XX века до 2015 г. увеличение максимальных глубин оттаивания составило на буграх пучения 50%, на плоскобугристых торфяниках от 10 до 45%.

В 2015 г. на ранее считавшихся наиболее устойчивыми по отношению к вариациям климата приподнятых, дренированных плоскобугристых торфяниках обнаружены зоны с мерзлотой несливающегося типа. По данным непрерывных круглогодичных температурных измерений глубина сезонного промерзания на этих участках составила 1,5 м.

На неоднократно нарушенном при строительстве ЛЭП минеральном бугре пучения глубина залегания кровли многолетнемерзлых пород опустилась с 1,5 до 7 м, под трассой газопровода по геофизическим данным до 8 м.

Результаты мониторинга температуры многолетнемерзлых пород. Анализ результатов термометрии по16-и (из 18) скважинам свидетельствует о повышении температуры многолетнемерзлых пород в слое годовых колебаний температуры. Тренд повышения температуры уменьшается с глубиной и на глубине 10 метров составляет около 0,01 °C в год и менее. Максимальные тренды отмечаются на глубине 1 и 3 метра (рис. 2).



Рис. 2. Температура многолетнемерзлых пород по данным термометрии в скважине 11-75- на глубинах 3, 5, 10 метров и линии трендов

Величина тренда не одинакова в разных ландшафтах. Наибольшее (0,03°С в год на глубине Зм) повышение температуры многолетнемерзлых пород отмечено на вершинах незалесенных бугров пучения и формах пучения, расположенных на границах с водоемами. Минимальный тренд (0,01°С в год на глубине Зм) характерен для центральных частей плоскобугристых торфяников.

В заболоченной ложбине стока с 1975 г до 1990 г. кровля ММП залегала на глубине 2 м, но начиная с 1991 г. ее положение начинает меняться. Положительные температуры установились в 1997 г. на глубине 3 м, в 2000 г. на 5 м, в 2011 г. На глубине 10 м сохраняются отрицательные температуры близкие к 0°С. В переходной от болота к плоскобугристому торфянику зоне в холодные периоды 2009-2010, 2010-2011,



2012-2014 гг. зафиксировано проникновение «волн холода» и понижение температуры ММП на глубинах 5 и 10м (рис.3) и ее стабилизация в 2015 г.

Рис. 3. Температура многолетнемерзлых пород по данным термометрии в скважине 23а в переходной зоне от торфяника к болоту на глубине 10 метров и линия тренда

Таким образом, для переходной зоны характерна быстрая реакция температуры ММП на изменение температурных условий на поверхности.

Результаты изучения экзогенных геологических (в том числе криогенных) процессов. Данные мониторинга высоты поверхности бугров пучения и торфяников для показало, что после 2000г. преобладает понижение отметок поверхности форм пучения, что свидетельствует о развитии тепловой осадки грунтов, обусловленной изменением климата. За 14 лет осадка составила 10-50 см. Максимальных значений (30-50 см) она достигает на вершинах бугров пучения и на высоких участках плоскобугристых торфяников, окруженных широкими периодически обводненными мочажинами. Скорость осадки менялась от года к году, в 2013г осадка достигла максимальных значений. Климатические условия 2015 г. привели к незначительному подъему поверхности, составившему 1-10 см, что в целом не изменило тенденции криогенных процессов и позволяет говорить о деградации форм пучения под влиянием потепления климата и увеличения количества атмосферных осадков, деградации ММП. Тем не менее, активизации термокарста на стационарной сети наблюдений выявлено не было. Мониторинг геометрии старой термокарстовой котловины в 2013-2015 гг. показал лишь незначительное расширении котловины за счет осадки юго-западного склона и небольшое погружение центральной части котловины, однако при визуальном осмотре котловины были выявлены свежие трешины на бортах, осалку по которым в 2014 и 2015 гг. пока сдерживает растительный покров.

Сравнение площадей озер и болот по космоснимкам залетов разных лет показало, что имеет место незначительное увеличение площадей отдельных озер в пойме р. Хейги-Яха (бассейн р. Надым), заболачивание периферийных участков лесов на II надпойменной террасе р. Надым.

Результаты изучения термокарста дендрохронологическим методом. За пределами распространения стационарной сети наблюдений за криогенными процессами в 2015 г. на Надымском стационаре были обнаружены необследованные ранее залесенные минеральные бугры с признаками разрушения. На большинстве их вершинных поверхностей были обнаружены провалы и трещины, а на склонах – оползневые тела, а также термокарстовое озеро на месте разрушенного бугра пучения.

Деревья на этой территории были изучены дендрохронологическим методом, что позволило получить следующие результаты.

Динамика всех обследованных бугров метахронна, несмотря на их однотипность (все они минеральные) и близость друг от друга. Периоды крена деревьев наступали у них в разное время, но не ранее начала 1990-х гг., а оползневые процессы на склонах бугров шли в течение всего периола роста деревьев, о чем свидетельствует постоянно большая разность прироста по двум радиусам ствола. На вершинах бугров дестабилизация увеличилась именно в 1990-гг и достигла максимума в 2000-е гг. Датировка гибели деревьев в термокарстовом озере (всего датировано 13 деревьев) показала, что все они погибли в конце 1990-х – начале 2000-х голов (максимум 2002-2004 гг., отдельные деревья погибли в 2008-2010 гг.). Причем нет разницы в годах гибели деревьев между затопленными деревьями в середине озера и по берегам на границе водной поверхности. Соответственно в эти годы произошла резкая интенсификация термокарстового процесса с обводнением. Изучение крена деревьев, располагающихся в термокарстовом озере показало, что в геосистеме, предшествующей термокарстовому озеру, грунты не были стабильны в течение всего периода роста деревьев, также, как и на склонах ныне существующих бугров. Были периоды нестабильности после 1885 г., 1920 г., 1951 г. Последний период начался в 1998-99 г. – это и было началом разрушения геосистемы. В это же время потеряла стабильность вершинная поверхность прилегающего к термокарстовому озеру бугра пучения, которая до этого отличалась относительной стабильностью. Таким образом, несмотря на то, что внешне в настоящее время нет признаков разрушения этого бугра, скорее всего, в ближайшее время они появятся. Причиной этих процессов может быть увеличение температуры возлуха. К этому также добавилось резкое увеличение летних осадков в 2002 г., которое являлось причиной резкого обводнения термокарстового озера и гибели основной массы деревьев. Геосистема, предшествующая термокарстовому озеру – это тоже бугор пучения, на что указывает топографическая карта масштаба 1:25 000, составленная в 1970-х гг. Реакция на изменение климата (увеличение температуры и осадков на границе ХХ и ХХІ веков) у изученных геосистем весьма индивидуальна и значительно отличается у однотипных бугров пучения – у одних после 1990-х гг. XX века произошла интенсификация процессов разрушения, у некоторых из них приведшая к образованию термокарста. У других сохраняется относительная стабильность.

Результаты палинологических исследований и анализа ботанического состава торфа. В течение 2014, 2015 гг. были выполнены исследования, которые позволили существенно детализировать представления об условиях торфонакопления и промерзания болота, существовавшего в прошлом на месте единичного бутра пучения, а также реконструировать изменение климата за период 7000 лет. В результат проделанной работы была проанализирована вся серия 2-3 см образцов торфа отобранных из толщи мёрзлого торфа мощностью 4 м без перерывов

Установлено, что нижняя толща торфяника с 4м глубины до глубины 1,60 м накапливалась в талом болоте, которое вначале было топяным мезотрофным (до глубины 2,8 см), а затем на нём постепенно сформировался мезо-олиготрофный грядово-мочажинный комплекс, в грядах которого периодически формировались и исчезали линзы мёрзлых пород. О комплексной болотной фации этого периода свидетельствуют резкие смены топяных и грядовых видов торфа на глубине 2,80-1,6м. В форме такого грядово-мочажинного комплекса болото существовало вплоть до суббореального похолодания около 4000 лет назад, которое привело к устойчивому промерзанию всей толщи торфа, накопившейся ранее в условиях талого болота и формированию крупно-бутристого мёрзлого торфяника. Если переход мезотрофного топяного болота в мезо-олиготрофную грядовомочажинную стадию хорошо просматривается по ботаническому составу торфа, то он практически не отразился на спорово-пыльцевой диаграмме. Напротив, момент устойчивого промерзания торфяника в субатлантическое похолодание зафиксирован устойчивым увеличением обилия пыльцы кедра, который вероятно поселился на мёрзлом торфянике, где и продолжает произрастить до настоящего времени. О динамике растительного покрова на суходолах, окружающих болото, повествуют палинологические кривые ели, сосны, берёзы и некоторых других компонентов спорово-пыльцевой диаграммы.

Провелённая летализация диаграммы позволила выявить более короткопериодную цикличность в динамике растительного покрова, особенно наглядно просматривающуюся на графике обилия пыльцы ели. Ель более требовательная к влажности климата древесная породы, вероятно, процветала в более влажные периоды и сокращала своё участие в лесах, когда климат становился суше и континентальнее. Результаты высоко разрешающего спорово-пыльцевого анализа показали, что за 6000 лет существования торфяника имело место 6 периодов увлажнения климата, во время которых ель укрепляла свои позиции в лесах и производила много пыльцы - 6000, 5740, 5400, 4800, 4500 и 3975 лет назад. Эти периоды, продолжавшиеся от 50 до 200 лет, неизменно сменялись более суровыми климатическими условиями и ель теряла свои позиции. Особенно сильно сократилось участие ели в лесах в субатлантическое время после 3500 лет назад. В настоящее время ель присутствует в лесных насаждениях района в очень угнетённом нездоровом состоянии и вероятно почти не производит пыльцы, судя по составу поверхностного пыльцевого спектра. Детализация споровопыльцевого спектра позволила вычислить приблизительные временные интервалы между периодами увеличения влажности климата. Они составили 260, 340, 600, 300 и 525 лет. Можно заметить, что медленное, но прогрессивное сокращение роли ели в окружающих лесах сопровождалось увеличением обилия микроугольков в торфе. С микроугольковой кривой согласуется и график пыльцы полыни, отражающий региональную ксерофитизацию растительного покрова. Возможно, уменьшение влажности климата способствовало учащению пожаров.

В целом детализация спорово-пыльцевой диаграммы до глубины торфа 4 м. подтвердила ранее выделенную спорово-пыльцевую зону 4-ели (её окончание), спорово-пыльцевую зону 5-берёзы (обозначив 4 более кратких периода увлажнения климата по резким максимумам обилия пыльцы ели), спорово-пыльцевую зону 6-ели и кедра, которая разбилась на две подзоны - ба (ели, кедра и сосны) и 6 б (берёзы) и спорово-пыльцевую зону 7 (сосны).

Полученные в ходе работы высоко-разрешающиепалео-палинологические данные для среднего и позднего голоцена в дальнейшем могут быль использованы для количественных палеоклиматических реконструкций с помощью различных численных методов. Ценность этих прокси данных несомненно будет выше при детализации и ниже лежащих частей обобщенной спорово-пыльцевой диаграммы охватывающей весь голоцен.

**Выводы.** Выполненные исследования позволили сделать следующие выводы относительно реакции островной криолитозоны северной тайги Западной Сибири на изменение климата.

1. Несмотря на значительную межгодовую изменчивость климатических параметров, в целом, с 70-х гг. ХХ века в северной тайге документально подтвержден направленный тренд на потепление климата и увеличение количества выпадающих атмосферных осадков, преимущественно за счет летней составляющей. Под влиянием этих климатических факторов происходит направленное увеличение температуры

ММП в слое годовых колебаний температуры и увеличение максимальной глубины оттаивания грунтов сезонноталого слоя.

2. К 2015 г. температура ММП приблизилась к 0°С, глубина оттаивания превысила 2 м, на ранее устойчивых к потеплению климата плоскобугристых торфяниках образовались зоны с мерзлотой несливающегося типа.

3. Криогенное пучение сменилось тепловой осадкой.

4. Выявлены участки, на которых на рубеже веков началось разрушение бугров пучения, которые образовались по данным палеореконструкций приблизительно 3500 лет назад и за время своего существования подвергались лишь незначительному термокарсту.

5. Все вышеизложенное позволяет предположить, что большая часть криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири находится в критическом состоянии и при дальнейшем потеплении климата подвергнется деградации.

#### Литература

 Гравис А.Г., Пономарева О.Е. Температурный режим плоскобугристых торфяников в подзоне массивно-островного распространения многолетнемерэлых пород Западной Сибири. Тезисы международной конференции: «Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность крисоферы», 02-05 июля 2015 г. г. Тюмень. Изд-во "Эпоха". С.73-76

 Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск, Наука. 1983, 165 с.

3. Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский//Криосфера Земли. Изд-во ГЕО, 2010. №3. С.3-14.

 Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири/отв. Редактор В.П. Мельникова. Новосибирск, ГЕО, 2012 207 с.

# АНАЛИЗ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ СОСТОЯНИЙ В ЮЖНОЙ ТУНДРЕ И ЮЖНОЙ ЛЕСОТУНДРЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. К.А. Попов<sup>1</sup>, К.Ю.Басинский<sup>2</sup>, П.Т. Орехов<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Институт криолиосферы Земли СО РАН, г. Тюмень, Россия; e-mail: popov.k.eci@gmail.com.

<sup>2</sup>Тюменский Государственный Университет, г. Тюмень, Россия. <sup>3</sup> Институт криолиосферы Земли СО РАН, г. Москва, Россия

Рассматривается вопрос о методике изучения вклада суточных состояний в годовой цикл функционирования природно-территориального комплекса. Анализируемые параметры: температура воздуха, температура пород, режим увлажнения.

## THE ANALYSIS OF THE TEMPORAL STRUCTURE OF CONDITIONS ON THE TERRITORY OF THE WESTERN SIBERIA (THE CASE OF THE SOUTHERN FOREST-TUNDRA AND TUNDRA).

K.A. Popov, K. Yu. Basinski, P.T. Orekhov. <sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; e-mail: <u>popov.k.eci@gmail.com</u>. <sup>2</sup><u>Tyumen State University</u>, Tyumen, Russia. <sup>3</sup>Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia A question about study technique of diurnal conditions impact on annual cycle of natural territorial complex is observed. Next parameters were analyzed: air temperature, ground temperature, humidification regime.

В настоящее время различают следующие аспекты структуры природнотерриториального комплекса (ПТК):

- морфологическая (горизонтальная) структура – упорядоченные системы ПТК более низкого ранга, входящих в состав более крупного;

- вертикальная структура – ярусное расположение слагающих ПТК компонентов;

- временная структура – суточные и сезонные ритмы и многовековые изменения состояний природы [1].

Суточная динамика. Смена дня и ночи влечет за собой изменения в температуре, влажности и движении воздуха на протяжении суток. Смена освещения и погодных условий определяет суточную динамику биоты ландшафта. Суточная ритмика присуща также геоморфологическим процессам, протекающим в ландшафтах. Наиболее заметна она в районах с преобладанием физического выветривания, но в том или ином виде проявляется и в других зонах [2].

Методика изучения вклада суточных состояний в годовой цикл функционирования ПТК была изначально предложена Н.Л. Беручашвили для Большого Кавказа (1986). Н.Л. Беручашвили под состоянием ПТК понимает некоторое соотношение параметров, характеризующих его в какой-либо промежуток времени, в котором конкретные входные воздействия (солнечная радиация, осадки и т.п.) трансформируются в выходные функции (сток, некоторые другие гравигенные потоки, прирост фитомассы и т.д.). На основе данных опорных метеостанций проводится моделирование суточных состояний – стексов [3].

В криолитозоне годовой цикл (спектр) суточных состояний ПТК во многом зависит от таких параметров как температура воздуха, температура пород и режим увлажнения. Гидротермический режим в приземном слое (воздух – почвеннорастительный покров – СТС) определяет интенсивность биологического круговорота, энергетический баланс ПТК и его развитие (смену состояний). А это в свою очередь существенно влияет на характер распространения многолетнемерэлых пород (ММП), их температурный режим и глубину сезонного оттаивания, а также на интенсивность проявления криогенных процессов. Высокая степень внутриландшафтных связей позволяет использовать годовой цикл (спектр) состояний ПТК как индикатор динамики сезонного оттаивания и состояния мерзлоты в условиях криолитозоны.

Для того, что бы иметь возможность фиксировать и анализировать качественно и количественно пространственно-временную изменчивость состояний ПТК, нужно иметь представление о процессах в нём протекающих. Поэтому в настоящее время продолжаются полевые работы на полигонах по измерению мощности сезонно-талого слоя (СТС) и температуры многолетнемерзлых пород (ММП) на территории Уренгойского месторождения. В понимании структуры ПТК, мы попробуем применить и адаптировать методику, предложенную Н.Л. Беручашвили.

В качестве первичных материалов использованы метеорологические данные о среднесуточной и среднемесячной температуре, осадках, количеству дней со снегом и высота снежного покрова за период 2006 – 2011 гг. Для обработки исходных материалов применялся офисный программный продукт MS-Excel, которые позволили выделить состояния.

Средние значения показывают, что большую часть года занимают нивальные (H) состояния, около 60% и переходные периоды (U+/U-) примерно 33%. Хотя анализ графика групп по годам позволяет сказать о достаточно большой подвижности этих



состояний, Наибольшей вариативностью отличаются переходный и летний периоды. Летний период, как правило, самый короткий по длительности – от 2% до 11% (Рис 1).

Рис.1.Встречаемость групп состояний нивального, бесснежного холодного и переходных периодов в южной лесотундре в районе г. Новый Уренгой с 2006 по 2011 гг. (левый график). Встречаемость групп ленних состояний в южной лесотундре в районе г. Новый Уренгой с 2006 по 2011 гг. (правый график) Z – бесснежные состояния холодного периода; Н – нивальные, U – группы переходного периода Izb – группа с избыточным увлажнением, Dos – с достаточным, Um – умеренным, N – недостаточным, Sk-скудным

Не смотря на свою небольшую продолжительность именно от того каким был летний период, зависит развитие органогенного горизонта, прирост фитомассы и т.д.. Не менее важна и продолжительность переходных периодов, т.е. особое внимание, заслуживают именно многочисленные переходы температуры через 0°С. Это периоды многократного перехода среднесуточной температуры воздуха от положительных значений к отрицательным. Их продолжительность на территории Уренгойского месторождения может достигать 1,5 месяца и более.[4,5,6] При этом среднедекадные и среднемесячные показатели, по которым обычно рассчитывается продолжительными, либо отрицательными, а переход через 0°С сводится к «точке» (рубежу декад или месяцев).

Весенний и осенний периоды перехода через 0°С очень важны для функционирования ПТК, для оценки состояния мерзлоты и темпов протаивания. Обработка данных по среднесуточной температуре воздуха позволяет рассчитать их продолжительность и скорректировать продолжительность тёплого и холодного периодов. Для характеристики каждого периода (состояния) используется ряд показателей: количество осадков, влажность, суммы температур теплого, холодного и переходных периодов, среднесуточные температуры и др.

На точке находиться Здатчика установленных следующим образом: 1) на поверхности; 2) под растительностью; 3) на глубине 10 см. (под корнеобитаемым слоем). На Рис. 2., хорошо видно, что, показания датчиков как с соседних точек, находящихся рядом, так и показания с одной точки могут очень сильно отличаться по температурным данным, на которые влияет микрорельеф, растительность, экспозиция склона и т.д. Что может подтвердить рис. 3, на котором показана диаграмма размаха среднесуточных температур в южной тундре (GP\_15) и южной лесотундре (GP\_5) на глубине 10 см. Как мы видим из диаграммы, не смотря на, то, что средняя температура практически одинакова, размах отличается очень значительно.

Для выявления закономерности внутриландшафтной дифференциации годовых, сезонных и месячных спектров состояний ПТК локального уровня генерализации (фации). Планируется разработать методику, которая позволяла бы на основе годовой и многолетней изменчивости спектров состояний ПТК оценить запасы биомассы и продуктивность ПТК и основные геокриологические показатели (распространение ММП, их температурный режим и мощность СТС). Применение данной методики даст перспективные результаты при картировании и прогнозе крайне изменчивых во времени и в пространстве геокриологических показателей.



Рис. 2. Среднесуточная температура на ключевых точках южной тундры (GP\_15) и южной лесотундры (GP\_5).



Рис.3. Диаграмма размаха среднесуточных температур в южной тундре (GP\_15) и южной лесотундре (GP\_5) на глубине 10 см.

Предварительный анализ показал, что методику можно применять для территории криолитозоны и получать достоверные результаты, для чего нужно дополнительно провести полевые исследования, увеличить количество метеостанций и брать большие промежутки времени.

Исследования выполняются при поддержке в рамках Международных проектов TSP и CALM, а так же грантов РФФИ, научных программ РАН и СО РАН.

#### Литература

1. Беручашвили Н.Л.,. Четыре измерения ландшафта – М :Мысль, 1986. – 182 с.

 Хромых В.С. Некоторые теоретические вопросы изучения динамики ландшафтов. Статья представлена кафедрой географии геолого-географического факультета Томского государственного университета, поступила в научную редакцию «Науки о Земле» 27 ноября 2006 г., принята к печати 4 декабря 2006 г.

3. Бурым Ю.В. Анализ временной структуры равнинных ландшафтов ставропольского края с использованием ГИС-технологий. Вестник Северо-Кавказского государственного.

4. Попов К.А., Украинцева Н.Г. Годовой цикл состояний ПТК как индикатор динамики сезонного протаивания и состояния мерзлоты на территории Уренгойского месторождения // Тезисы докладов международного совещания, 3-9 окт. 2010 г., Сочи, электронный ресурс.

5. Чернядьев В.П., Чеховский А.Л., Стремяков А.Я., Пакулин В.А. Прогноз теплового состояния грунтов при освоении северных районов. – М.: Наука, 1984. – 137 с

6. Н.Г. Украинцева, Д.С. Дроздов, К.А. Попов, А.Г. Гравис, Г.В. Матышак. Ландшафтная индикация локально изменчивости свойств многолетнемёрзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, №4., с 37-40.

## ВЫЯВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ТЕПЛООБМЕНА В СЛОЕ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ ПО ДАННЫМ РЕЖИМНЫХ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ (ЧАРА, СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

# Д.О.Сергеев<sup>1</sup>, И.В.Чеснокова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геоэкологии им.Е.М.Сергеева РАН, Москва, Россия; *sergueevdo*@mail.ru <sup>2</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, Россия; *ichesn@rambler.ru* 

При выборе метода прогнозирования температурного режима большое значение приобретает учёт механизма теплообмена, проявляющийся в грунте основания и в прилегающих к грунту элементах конструкции технического сооружения. Механизм теплообмена (воздушная и жидкостная конвекция, радиационная теплопередача или кондукция) может быть диагностирован на основе данных режимных термометрических наблюдений в слое сезонного оттаивания в сопоставлении с температурным режимом поверхности почвы и воздуха.

## IDENTIFICATION OF THE TYPE OF THE HEAT TRANSFERRING IN THE ACTIVE LAYER BY USING THE THERMAL MONITORING DATA

# D.O.Sergeev<sup>1</sup>, I.V.Chesnokova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; *sergueevdo @mail.ru* <sup>2</sup> Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

ichesn@rambler.ru

The choosing of the method of the permafrost state forecasting needs the prevailing heat transferring mechanism taking into account. It is concerns of the ground and artificial constructions.

The air and liquid convections, conduction or radiation heat transferring mechanisms are the subject of identification by using the GTN-P temperature data combined with meteorological information.

В разные сезоны, а также в процессе промерзания и оттаивания, характер изменения температур и их градиенты в грунте несут достаточно информации для выявления процессов воздушной и жидкостной конвекции, радиационной передачи тепла, а также зоны фазовых переходов. Одновременно, режимные термометрические наблюдения следует использовать для верификации результатов моделирования.

В качестве примера, раскрывающего возможности использования результатов термометрии, приводим сравнение сезонного хода температур в грунтах различного состава на территории Чарской геокриологической обсерватории [1]. Измерения проводились автором на разных высотах в пределах горной страны, где развиты элювиальные, склоновые, гляциальные и аллювиальные образования различного возраста. Объединение полученных данных с фондовыми данными геотемпературного мониторинга, проводившегося ПГО Читагеология и ЗабТИСИЗ в 1970-80-х годах позволяет провести анализ территориальных закономерностей формирования температурного режима верхней части разреза многолетнемёрзлых толщ. Такой анализ показывает значительный разброс среднегодовых температур грунтов в пределах каждого из высотных поясов, который обусловлен контрастностью теплообмена через поверхность (зависит от перераспределения снега, увлажнения поверхности и освещённости участка), а также существенными различиями механизма теплообмена в района и абсолютной высоты и колеблется от 5 до 8°С.

Сравним ход температур в супесчаных отложениях и курумах. Основными механизмами переноса тепла в сезонноталом слое на склонах ручья Клюквенный («Шурф Загрязкина») являются горизонтальная и вертикальная конвекция воздуха, сезонная динамика гольцового льда, конденсация влаги на поверхности обломков, внутригрунтовый радиационный перенос и, второстепенно через контакты между обломками, кондуктивный перенос (рис. 1). Шурф расположен в нижней части



Рис. 1. Ход температуры воздуха над поверхностью и в поровом пространстве курума на разных глубинах в сравнении с ходом температуры поверхности на задернованном участке склона (абсолютная высота 1155 м).

курумного склона километровой длины на абсолютной высоте, примерно соответствующей верхней границе зоны зимней атмосферной инверсии, т.е. в наиболее тёплой микроклиматической зоне региона. Несмотря на это, в курумах наблюдается максимальная температурная сдвижка, достигающая в отдельные годы -6.7°С. На рис. 1 хорошо видно, как сильно выхолаживается сезонноталый слой зимой благодаря конвекции и как движется вниз, по мере летнего оттаивания слой гольцового льда, формирующийся в мае на глубинах метр и более. Зимой распределение температур в сезонноталом слое (около 2.1 м) близко к изотермии, напротив, летом – в толще крупнообломочного материала разница температур у поверхности (условно принимается под первой от поверхности глыбой) и на кровле мерзлоты достигает 25°С.

В отличие от курумов, характер хода температур в супесчано-песчаной толще флювиогляциальных отложений склоновых шлейфов свидетельствует о кондукции, как ведущем механизме переноса тепла в грунте, учитывая стабильную влажность грунта в деятельном слое, соответствующую его полной влагоёмкости (рис. 2). Здесь зимой суточная цикличность температур в деятельном слое практически отсутствует, в отличие от крупнообломочных образований. Связано это с фазовыми переходами, постоянно идущими в течение большей части зимы в деятельном слое. Заметим, при этом, что температура поверхности с травянисто-моховой растительностью достаточно близко следует за температурой воздуха, благодаря умеренному термическому сопротивлению снежного покрова, толщина которого в Чарской котловине не превышает 0.20-0.25 м (рис. 2).



Рис. 2. Ход температур воздуха, поверхности и грунта на первой надпойменной террасе р.Чары (уч. Беленький, абсолютная высота 728 м).

Воздушная конвекция в курумах эффективна зимой даже при существенно большей, чем в Чарской котловине, толщине снежного покрова (около 1 м). Даже в мощном снежном покрове сохраняются разно-ориентированные продухи, через которые идёт конвективное выхолаживание. На близлежащих задернованных участках в тех же условиях температура поверхности зимой оказывается существенно выше температуры воздуха (рис. 3).



Рис. 3. Сравнение хода температур воздуха и поверхности (задернованный участок между курумами, абсолютная высота 1155 м).

Детальное рассмотрение процесса промерзания деятельного слоя в курумах (напомним, что измерения проводились в воздушных порах крупнообломочного грунта) показывает примерно полусуточное отставание волн похолодания грунта от колебаний температуры воздуха и практическую синхронность похолодания на разных глубинах, чего совершенно не наблюдается в тонкодисперсных грунтах (рис. 4-5). Это свидетельствует о высокой эффективности теплопереноса путём конвекции (как вертикальной, так и субгоризонтальной, по падению склона), по сравнению с кондуктивным, обычно учитываемым в методах геокриологического прогноза. Нулевая завеса в курумах наблюдается только в нижних горизонтах сезонно-талого слоя, где присутствует грунтовый сосредоточенный сток и на поверхности обломков присутствует конденсат (рис. 4). Напротив, существование «нулевой» завесы в тонкодисперсных грунтах наблюдается много недель при промерзании на разных глубинах (рис. 5).





Рис. 4. Ход температур на разных глубинах в куруме на этапе промерзания.

Рис. 5. Ход температур на разных глубинах в супесчаных грунтах на этапе промерзания.

На этапе оттаивания деятельного слоя картина изменяется. Синхронности колебаний температур на разных глубинах грунтовой толщи уже не наблюдается, зато становится заметна нулевая завеса, связанная с горизонтом сезонного гольцового льда, который формируется на глубинах около 0.8 м и постепенно, по мере оттаивания грунта, движется вниз (рис. 6). В тонкодисперсных грунтах фазовые переходы идут в спектре температур, что обуславливает плавность температурных изменений (рис. 7.). Собственно нулевая завеса весной существует непродолжительное время, зато характерен очень продолжительный процесс постепенного роста температур, связанного с вымерзанием связанной воды.



Рис. 6. Ход температур на разных глубинах в куруме на этапе оттаивания.



Рис. 7. Ход температур на разных глубинах в песчано-супесчаных грунтах на этапе оттаивания.

Приведённый пример анализа результатов режимных наблюдений показывает, насколько важно понимание механизмов теплообмена в грунте для правильной постановки задачи геокриологического прогноза. Курумы здесь не являются редким случаем. Обычные кочкарники на переувлажнённых ландшафтах также демонстрируют очень быстрое выхолаживание грунта осенью и в начале зимы – в том числе и благодаря воздушной конвекции в приповерхностном слое у основания кочек, это явление было замечено Л.С.Гарагулей (устное сообщение) и наблюдалось В.Е.Романовским при участии автора в 2001-2002 г. на участке Smith Lake - 4 в Центральной Аляске.

Сходным образом отслеживается влияние конвективного теплопереноса за счёт интенсивной водной фильтрации в грунтах. Характерной особенностью такого механизма является отличие фаз сезонных колебаний температуры, по сравнению с общераспространёнными грунтовыми условиями, или даже изотермическое распределение положительных значений температур на значительных интервалах разреза (рис. 8).

Большинство общеупотребительных расчётных формул и инструментов для численного моделирования температурного режима грунтов не способны учитывать конвекцию или конденсацию в открытых порах грунта, тем более, что эти механизмы реализуются сезонно, в зависимости от метеорологических условий и эволюции строения самих грунтов (курумы кольматируются или промываются в ходе эволюции грунтового стока). Выходом в данном случае может быть введение эмпирических поправок, корректируемых по результатам прямых мониторинговых наблюдений на геокриологических стационарах.



Рис. 8. Зависимость температуры (t) от глубины (h), по скважинам: 1 – в верховьях ручья Озёрный, 2 – на конусе выноса ручья Скользкий в долине реки Наминга [2].

В результате выполненного анализа выработана рекомендация составления специальных геокриологических карт, основой легенды которых должны быть ведущие типы теплопередачи в деятельном слое (кондукция, воздушная конвекция, водная конвекция, излучение).

Автор благодарит В.Е.Романовского за многолетнюю поддержку геокриологического мониторинга. Исследование выполнено при финансовом участии РФФИ, грант А-16-06-00200.

#### Литература

1. Сергеев Д.О., Ухова Ю.А., Станиловская Ю.В., Романовский В.Е. Температурный режим многолетнемерзлых толщ и сезонноталого слоя в горах Северного Забайкалья (возобновление стационарных наблюдений) // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 2, с. 19-26.

 Шасткевич Ю.Г. Многолетнемёрзлые породы высокогорной части хребта Удокан и условия формирования их температурного режима / В сб. Геокриологические условия Забайкальского Севера, М.: Наука, 1966, с. 24-43.

# ВЛИЯНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫПАДЕНИЯ СНЕГОПАДОВ, НАКОПЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ЗИМНИХ СЕЗОНОВ НА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ НА МЕТЕОСТАНЦИЯХ СЕВЕРА РОССИИ

### Д.М. Фролов

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, <u>denisfrolovm@mail.ru</u>

Рассмотрены особенностей внутрисезонного выпадения снегопадов, накопления снежного покрова и изменения температуры зимних сезонов для метеостанций севера России и установлено соответствие с особенностями изменения глубины сезонного промерзания на этих метеостанциях в эти годы

# INFLUENCE OF PECULARITIES OF SNOWFALLS DEPOSITION, SNOW THICKNESS ACCUMULATION AND AIR TEMPERATURE VARIATIONS OF WINTER SEASONS ON VARIATIONS OF GROUND FREEZING DEPTH ON METEOROLOGICAL STATIONS OF RUSSIAN NORTH

# **D.M. Frolov**

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, denisfrolovm@mail.ru

The peculiarities of intraseasonal snowfall deposition, snow covers thickness accumulation and shape of air temperature at the particular regions of Russian North were considered and theirs influence on the ground freezing depth variations there were revealed.

Средняя периодичность выпадения снегопадов, нарастания снежного покрова и сезонного хода температуры для конкретного региона являются изученными процессами и величинами. Согласно данным об этих процессах и на основании строительных норм и правил определяются глубина промерзания и заложения подземных линейных коммуникаций. Однако изменения в процессе внутри сезонного выпадения снегопадов, накопления снежного покрова и изменения температуры по отношению к средним значениям ведут к отклонениям в процессе изменения температуры грунта, экстремальным отклонениям значений глубины промерзания и опасностям для заложенных линейных сооружений.

В.А. Кудрявцев [3] охарактеризовал отепляющее и охлаждающее действие снежного покрова на грунт в зависимости от режима снегонакопления и продолжительности его залегания и предложил уравнение для оценки глубины промерзания, включающее высоту снежного покрова, теплофизические свойства снега и амплитуду годовых колебаний температуры воздуха

Под снегопадами мы [1,2] понимаем события выпадения осадков в течение одного или нескольких дней с интенсивностью более 0,1 мм в сутки при необходимом условие сохранения залегания снежного покрова [5,6], где интенсивность снегопада охарактеризована водным эквивалентом осадков, выпавших за время снегопада.

На основании модельных оценок в статье Lawrence et al. [7] было подчеркнуто, что изменения в толщине снежного покрова в северо-восточной Сибири отвечают за более чем 50 % вклад в изменение температуры грунта на глубине до 3,6 м. В работе Park et al. [8] при помощи экспериментов с моделью земной поверхности CHANGE было установлено, что интенсивные снегопады в начале зимнего сезона образуют теплоизолирующий снежный покров до наступления холодов предотвращают выхолаживание грунта и уменьшают глубину промерзания или увеличивают сезонно талый слой.

На основе полученных с сайта ВНИИГМИ-МЦД [4] данных метеорологических наблюдений по 45 сетевым метеостанциям России, расположенных не менее двух в каждой из климатических областей по Алисову за период с 1961 года нами рассмотрены выпадения снегопадов, накопления снежного покрова и изменения температуры и их межгодовые изменения (вариаций). Также рассмотрены особенности внутри сезонного выпадения снегопадов, накопления снежного покрова и изменения температуры зимних сезонов с 2006/07 по 2010/11 для метеостанций Нарьян-Мар и Якутск, и установлено соответствие с особенностями изменения глубины сезонного промерзания на этих метеостанциях в эти годы.

Среднемноголетние значения процессов внутрисезонного выпадения снегопадов, накопления снежного покрова и изменения температуры, а также их межгодовые изменения (вариаций) определяют изменения температуры грунта, экстремальные отклонения значений глубины промерзания. Изменения климатических условий зимнего периода, а также толщины и водозапаса снежного покрова, являющихся исходными факторами описанных процессов, проанализированы на основе данных метеорологических наблюдений выбранных 45 метеостанций северных регионов и в полосе умеренного климата России. На рисунке 1 представлены вариации и трендовые изменения средних значений температуры (t°C), суммы зимних осадков (q мм) (ноябрьмарт) и толщины снежного покрова (H см) в феврале.



характеристик зимнего периода на территории РФ

На рис. 2 изображены распределения аномалий температуры зимних сезонов (а), осадков (б) и толщины снежного покрова (в) в сравнительно холодный зимний сезон 2009/10 (за последние 30 лет) и сравнительно теплый сезон 2014/15 относительно средних многолетних за 1961-1990. На картосхемах видно, что даже в холодный год



Рис. 2. Аномалии температуры (а), осадков (б) и толщины снежного покрова (в) в зимний сезон 2009/10 и 2014/15 относительно средних многолетних за 1961-1990.

наблюдаются положительные аномалии температуры в Арктике и центральных районах Якутии. Общий положительный фон передается на картосхемах осадков и в

большей степени на картосхемах толщины снежного покрова для теплого года и отрицательный для холодного.



Рис. 3. Карты распределения частоты снегопадов и их средней интенсивности по территории России за 1961-2015 гг.

На основе выбранных данных были выделены снегопады для каждого зимнего сезона для каждой станции и определена их частота и средняя интенсивность.

Так на рисунке 3 зоны с повышенной 25-30 частотой снегопадов (раз за сезон) меридионально перемежаются с зонами с частотой снегопадов 15-25 раз за сезон. Зоны с повышенной частотой отмечаются на западе ЕТР, Урале, Средней Сибири и Камчатском крае. На территории Восточной Сибири наблюдается также меридионально нарастание частоты снегопадов от 15-20 случаев за сезон на юге до 20-25 случаев за сезон на севере. Распределение средней интенсивности снегопадов имеет характер, противоположный распределению частоты снегопадов. Так в ряде случаев зоны с повышенной частотой снегопадов характеризуются их пониженной средней интенсивностью (менее 5 мм). Зоны же со средней или пониженной частотой снегопадов характеризуются их более 10 мм.

Изображенное на рисунке 4 распределение частоты и интенсивности снегопадов от температуры свидетельствует о наибольшем числе снегопадов при температуре - 15°С с почти нормальным распределением для остальных случаев. В распределении частоты и интенсивности снегопадов от осадков по интервалам 0-2, 2-5, 5-10, 10-20, 20-40 мм наблюдалось одномодальное распределение с максимумом для 5-10 мм и наибольшими количествами 30 и 40%, (а это 759 и 1009 из 2475 рассмотренных случаев) для снегопадов зимних сезонов с интенсивностью 2,5-5 и 5-10 мм. На оставшиеся интервалы 0-2,5, 10-20 и 20-40 мм приходится 18, 11 и 1 % соответственно.

Для глубины сезонного промерзания и протаивания грунта важны сроки выпадения снегопадов и установления снежного покрова, а также аномалия по сравнению со средними многолетними сроками его установления для конкретного года. Так сроком установления на севере Сибири является сентябрь. При этом на представленных на рисунке 5 картосхемах средних сроков установления снежного покрова для временных интервалов 1961-1990 и 1991-2012 гг. видно, что для северной Сибири граница сентябрьского установления сместилась на юг. Это говорит о более ранних сроках установления снежного покрова там, так же как и в работе [9] (R.D. Brown, C. Derksen). Вместе с идущим повышением зимний температуры в Арктике это может вести к уменьшению глубины промерзания и увеличению глубины протаивания грунтов.

Зимний сезон 2007/08 года в Нарьян-Маре отличался многоснежностью (максимальная толщина снежного покрова была более 80 см) и обильными снегопадами в начале сезона (снег выпадал на незамерзшую почву). При этом максимальная глубина промерзания составила 80 см. По сравнению с этим в зимний сезон 2009/10, когда снегопадов в начале сезона было не так много, и максимальная толщина была всего 60 см, максимальная глубина промерзания составила более 160 см (рисунок 6).



Рис. 4 Зависимости частоты и интенсивности снегопадов от средней температуры (а) и суммарных осадков (б) зимних сезонов 1961-2015 гг.



Рисунок 5. Средние сроки установления и схода снежного покрова за 1961-1990 (а) и 1991-2012 (б) гг.

В зимний сезон 2006/07 года в Якутске было много снегопадов в начале сезона, когда снег выпадал на не промёрзшую почву и толщина снежного покрова была достаточно высока и составила 50 см. При этом глубина протаивания (СТС) была более 320 см. В зимний сезон 2009/10 года в Якутске толщина снежного покрова составила всего 20 см. При этом грунт на глубине 320 см не оттаял, а оттаял на глубине только 240 см (рисунок 7).



Рисунок 6. Изменение толщины снежного покрова, осадков, температуры воздуха и грунта на разных глубинах на метеостанции Нарьян-Мар за зимние сезоны с октября по май 2007-2008 и 2009-2010 гг.



Рисунок 7. Изменение Толщины снежного покрова, осадков, температуры воздуха и грунта на разных глубинах на метеостанции Якутск за зимние сезоны с сентября по май 2006-2007 и 2009-2010 гг.

Таким образом, кроме термического режима воздуха зимнего сезона существенными факторами, определяющими термический режим грунта, являются режим выпадения снегопадов и накопления толщины снежного покрова в зимний сезон; насколько рано и обильно выпал снег по сравнению со сроками наступления холодов, насколько высокой была толщина снежного покрова в данный зимний сезон.

#### Литература

1. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лед и снет. 2010. № 1. С. 58–72.

2. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Межгодовые вариации строения снежного покрова на территории россии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2009. № 3. С. 16–25.

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

4. Специализированные массивы климатических исследований http://aisori.meteo.ru/ClimateR

5. Mahoney J.L. Climatology of snowfall-event characteristics at Denver // Western Snow Conference, Juneau, Alaska 1991

6. Berger C.L., Lupo A.R., Browning P. et al. A climatology of northwest Missouri snowfall events: Long-term trends and interannual variability // Physical Geography. V. 23, Issue 6, 2002. P. 427-448

7. Lawrence D.M., Slater A.G. The contribution of snow condition trends to future ground climate // Climate Dynamics. 2010. V 34. P. 969-981

8. Park H., Fedorov A.N., Zheleznyak M.N., Konstantinov P.Y., Walsh J.E. Effect of snow cover on pan-Arctic permafrost thermal regimes // Climate Dynamics. 2014. V. 44, N. 9-10, P. 2873-2895

9. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // Environ. Res. Lett. 2013. 8. 024006 (7pp).

# РИСК НАЧАЛА РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССА ТЕРМОКАРСТА ПОД МЕЛКИМИ ВОДОЕМАМИ В РАЙОНЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ БАРРОУ

А.Л. Холодов1,3, А. Лиледаль 2, В.Е.Романовский 1, В. Кэйбл 1, А. Чэмбэрлен 2.

1 Геофизический Институт Университета Штата Аляска, Фэрбэнкс, США; alkholodov@alaska.edu

2 Центр Водных и Экологических Исследований Университета Штата Аляска,

Фэрбэнкс, США;

3 Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

Настоящая работа была направлена на оценку устойчивости процесса развития термокарста под водоемами глубиной 0.1 – 0.5 м в районе поселка Барроу, Аляска. На основании непрерывных температурных наблюдений под водоемами разной глубины было подтверждено их отепляющее влияние, обусловленное, главным образом увеличением мощности снежного покрова в понижениях рельефа. Расчеты по методике Кудрявцева с использованием данных натурных измерений показали, что при глубине воды 0.8 м происходит переход среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного протаивания в область положительных значений.

# RISK OF THERMOKARST INITIATION UNDER SHALLOW WATER BODIES AT THE BARROW ENVIRONMENTAL OBSERVATORY AREA

## Kholodov1,3, A. Liljedahl 2, V. Romanovsky 1, W. Cable 1, A. Chamberlain 2

 Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, USA; alkholodov@alaska.edu
Water and Environmental Research Center University of Alaska Fairbanks, USA;
Institute of physical-chemical and biological problems of soil science RAS, Pushchino, Russia

Current research was aimed on estimation of sustainability of development of thermokarst process under shallow water bodies with depth 0.1 to 0.5 m at the vicinity of Barrow, AK. On the base of continuous temperature measurements under ponds with different water depths its warming impact was confirmed. Warming influence was mostly caused by increasing of snow cover thickness during winter season. Results of calculations show that in this area crucial depth of water bodies required for mean annual temperature at the bottom of the pond became higher then freezing point consists of 0.8 m.

Введение. Повышение температуры мерзлоты, наблюдаемое в настоящее время в Арктике [3] привело на некоторых участках к вытаиванию полигонально-жильных льдов, сопровождающийся формированием бугристо-западинного рельефа. В условиях плохой дренированности западины заполняются водой, образуя полигональную сеть мелких водоемов. Данное исследование было направлено на оценку риска устойчивого развития термокарста под такими водными телами.

Район работ. Район работ расположен в северо-западной части приморских низменностей севера Аляски вблизи поселка Барроу (рисунок 1). Участок исследований представляет собой плоскую аккумулятивную равнину с хорошо развитым полигональным микрорельефом. В пределах исследуемой территории выделяются как валиковые полигоны с обводненной центральной частью, так и безваликовые формы, находящиеся на стадии разрушения [2]. Соответственно, здесь можно выделить два типа мелких водоемов – полигональные озерки и заполненные водой межполигональные понижения над деградирующими повторно-жильными льдами (ПЖЛ). Глубина обоих типов составят 10 – 50 см.



Рисунок 1. Район исследований

Среднегодовая температура грунтов в этом районе -9°С, глубина сезонного протаивания варьирует от 0.3 до 0.5 м.

Согласно данным опробования поверхностного слоя грунтов, глубина залегания ПЖЛ на опытном участке составляет 40-60 см.

Максимальная толщина сезонного льда на водоемах в этой районе составляет 1.6м.

Методика. Для оценки температурного режима грунтов под мелкими водоемами в сентябре 2012-го года были оборудованы 7 точек долговременных наблюдений расположенных в пределах как полигональных озер, так и межполигональных понижений. Каждая точка оборудовалась двумя 2-х канальными логгерами HOBO U23. Датчики размещались на следующих отметках: 5 см над дном водоема, на поверхности грунта/дне водоема, на глубине 20 см и на подошве СТС. Так же 6 из 7 точек были оборудованы датчиками уровня воды. Для оценки пространственной изменчивости глубины сезонного протаивания в конце сентября 2012 года была проведена детальная съемка на 3-х ключевых участках, размером 10Х10 м расположенных в пределах типичных для данного региона полигональных форм: валиковом полигоне с обводненной центральной частью, валиковом полигоне с частично осушенной центральной частью и безваликовом полигоне с дренированным центром.

Расчеты глубины водоема, при которой температура на дне озера становится положительной, была использована формула, предложенная В.А.Кудрявцевым [1].

$$\boldsymbol{t}_{H} = \frac{\left(\frac{H_{i}-H}{H_{i}}\right)\boldsymbol{t}_{min} + \boldsymbol{t}_{max}}{2};$$

где H – глубина водоема, H<sub>i</sub> – максимальная толщина льда в зимний период, принятая равной 1.6 м, t<sub>min</sub> и t<sub>max</sub> – соответственно среднезимняя температура поверхности грунта под снегом, в качестве которой были приняты значения, измеренные в пределах дренированного межполигонального понижения, и среднелетняя измеренная температура придонного слоя воды.

**Результаты.** Осредненные результаты измерение для каждой наблюдательной точки приведены в таблице 1.

Точка	Средняя		Среднелетняя		Температура поверхности грунта, °С						Средняя		СТС в
	глубина воды,		температура		Среднегодовая		Среднелетняя		Среднезимняя		температура		2012,
	м		воды, °С								на подошве		СМ
											CTC, °C		
	2013	2014	2013	2014	2013	2014	2013	2014	2013	2014	2013	2014	
B68	0.08	0.12	5.25	2.85	-4.96	-4.51	4.34	2.30	-9.67	-7.42	-6.22	-5.39	30
C37	0.2	0.1	4.72	3.34	-4.50	-3.90	4.18	3.02	-8.88	-6.86	-7.44		37
C42	0.17	0.19	5.78	3.82	-4.64	-3.52	4.62	2.93	-9.33	-6.28	-5.90	-4.49	42
CP1	0.36	0.38	3.87	2.73	-4.61	-3.95	2.65	1.48	-8.28	-6.27	-5.55	-4.73	45
TP	0.38		4.62	2.73	-3.75	-3.56	3.27	1.59	-7.29	-5.75	-4.81	-4.26	32
D47	0.04	0.06	3.93	3.46	-7.04	-5.51	1.33	1.35	-11.29	-8.44	-7.44		35
D54	0.08	0.08	6.14	4.39	-5.40	-4.32	5.64	3.82	-10.98	-7.78	-6.65	-5.21	36

Была установлена четкая корреляция среднегодовой температуры поверхности грунта с глубиной водоема (рисунок 2). Анализ сезонной динамики температуры показал, что главным образом отепляющее влияние водных тел обусловлено изолирующим воздействием снежного покрова и затратами холода на формирование ледяного покрова в зимний период.



Рисунок 2. Зависимость температуры поверхности грунта от глубины воды.

Повышение температуры на дне водоемов находит так же отражение в увеличении глубины сезонного протаивания (рисунок 3). Наиболее четко эта



Рисунок 3. Зависимость глубины мощности СТС от глубины воды в переделах различных типов полигональных структур. Участок С – валикововый полигон с частично осушенной центральной частью и заполненными водой межполигональными

понижениями; участок В – безваликовый полигон с заполненными водой межполигональными понижениями; участок D - валикововый полигон с заполненными водой центральной частью и межполигональными понижениями.

корреляция просматривается в мелких заполненных водой межполигональных понижениях на участках с дренированными полигонами (участок В), а так же в полигональных озерках (участок D). Так же необходимо отметить, что в пределах относительно глубоких межполигональных понижений отепляющего воздействия слоя воды уже в настоящее время достаточно, чтобы глубина сезонного протаивания здесь превысила мощность слоя отложений, перекрывающих ПЖЛ. По видимому, измеренные мощности СТС с величинами 40-60 см являются значениям толщины защитного слоя над верхушками ПЖЛ, тогда как увеличение глубины сезонного протаивания выше этих значений приводит к плавлению льда и просадке поверхности на таких участках.

На основании расчетов с использованием данных прямых измерений температурного режима грунтов под водоемами, показал, что при глубине воды 0.8 м произойдет переход среднегодовой температуры дна водоема в область положительных

**Выводы.** Таким образом, на основании произведенных исследований можно сделать вывод о том, что в исследуемом регионе процесс термокарста может быть инициирован мелкими водоемами, глубиной до 0.5 м и, при сохранении существующего климатического тренда, перейдет в устойчивую фазу при достижении водоемом глубины 0.8 м.

Благодарности. Работы были выполнены при финансовой поддержке Департамента энергетики США в рамках проекта "Next Generation of Ecosystem Experiment - Arctic".

#### Литература

1. Кудрявцев В.А (ред). Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Изд-во Московского университета., 1974. 431 стр.

2. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Изд-во Наука. 1977. 213 стр.
3. Romanovsky, V.E., Smith, S.L., and Christiansen, H.H. Permafrost thermal state in the polar Northern

S. Kohanovsky, Y.E., shifu, S.E., and Christiansen, F.H. Fernariost merinar state in the polar voluterin Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a synthesis. Permafrost and Periglacial Processes, 21. 2010. Pp. 106-116.

# ФОРМИРОВАНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

# Д.М. Шестернев<sup>1</sup>, А.Г. Верхотуров<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН;*shesdm@mail.ru* <sup>2</sup>Забайкальский государственный университет; *weral0606@yandex.ru* 

В докладе рассмотрена методика ретроспективного анализа формирования и трансформации криолитозоны в Забайкалье, выполнен анализ полученных результатов и показано, что глобальные изменения климата и трансформация криолитозоны взаимосвязаны и обусловлены историческим ходом развития природных условий.

# THE FORMATION AND TRANSFORMATION CRYOLITHOZONE OF TRANSBAIKALIA

# D. Shesternev<sup>1</sup>, A. Verkhoturov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of permafrostology of the Siberian Separat: on of the Russian Academy of Science <sup>2</sup>Transbaical State University Chita; *weral0606@yandex.ru* 

The method of retrospective analysis of formation and transformation of the permafrost zone in Transbaikalia is reviewed in the report, the analysis of the obtained results is presented and it is shown that the global climate changes and the transformation of the permafrost zone are interconnected and are caused to the historical course of development of the natural environment.

Проблема ретроспективного и перспективного анализа воздействия климата на структуру криолитозоны рассматривается с момента формирования криологии как науки. В начале ХХ в. М.И. Сумгиным, на основе находок погребенных мамонтов в криогенных толщах, было высказано предположение об очень древнем возрасте вечной мерзлоты. Развитие этой гипотезы нашло отражение в фундаментальных работах В.Т. Балобаева, М. К. Гавриловой, Ф.И. Еникеева, М.Н. Железняка, В.А. Кудрявцева, П.И. Мельникова, И.А. Некрасова, В.М. Обязова, Н.Н. Романовского, А.А. Шарбатян, В.В. Шепелева, Д.М. Шестернева, Н.А. Шполянской, С.М. Фотиева и других авторов. Из этих работ следует, что цикличность изменения климата в геологической истории является причиной формирования криолитозоны в Восточных регионах России в плиоцене (более 3,0 млн л. н.), в Западных районах Арктики в раннем плейстоцене (более 1.5 млн л. н.), в Забайкалье (в среднем неоплейстоцене более 400 тыс. л. н.) что связано с устойчивым похолоданием климата в этих регионах. Последующие чередования термохронов (потепления) и криохронов (похолодания) климата в Забайкалье существенным образом сказывались на площади развития крилотизоны и мошностях многолетнемерзлых пород.

Для анализа формирования и трансформации криолитозоны особый интерес представляют работы С. М. Фотиева, в который предложена палеокриологическая интерпретация байкальских климатических летописей. Из нее следует, что формирование и трансформация криогенной толщи на юге Сибири протекало в течение трех криогенных эпох на протяжении 3,1 млн. лет. Последняя из них, в которой мы живем, охватывает 1,92 млн лет. С учетом того, что этот период совпадает с периодом устойчивого похолодания климата в акватории Тихого океана, С.М. Фотиевым глобальном высказано предположение 0 едином плиоцен-плейстоценовом похолодании. Подтверждением этой гипотезы явилось создание пространственных моделей криолитозоны Сибири для современной эпохи и эпох климатического минимума в плейстоцене и климатического максимума в голоцене [7].

Реконструкция верхних граничных условий существования криолитозоны в Забайкалье была выполнена нами по результатам фитоценологического анализа и палинологического опробования керна глубинной скважины в Чарской впадине [3, 9].

Перечисленные выше работы явились методической основой для проведения ретроспективного анализа взаимосвязи динамики климата и криолитозоны в Забайкалье в плейстоцен-голоценовое время.

Сравнительный анализ континентального Чарского и аквального (морского) Байкальского климатических архивов показал на синхронность изменений характеристик климата на территориях, природные условия которых в целом отличаются друг от друга; на совпадающее различие в значениях параметров характеризующих климат в современную эпоху и в плейстоцен-голоценовое время. Например, температуры воздуха в синхронные отрезки времени в Северном Забайкалье были ниже на 3–6 градусов в сравнение с районом, прилегающим к Байкалу. Сравнительный анализ палеоклиматических характеристик климата (рис. 1) получен по результатам интерпретации данных по скважинам Скв. ВDP-96-2

(субморской Байкальский климатический архив) и Скв. 112 (континентальный климатический архив Чарской впадины).



Рис. 1. Ход среднегодовой температуры за период 430 тыс. в Предбайкалье (Скв. BDP-96-2) и Забайкалье (Скв. 112)[3]

В качестве основных региональных факторов, определяющих условия развития криолитозоны нами учитывались: широтная зональность, высотная поясность, снежный покров, растительный покров, состав и строение горных пород. Аналитическая модель изменения средней годовой температуры (Тср) и амплитуды температур воздуха (Аср) с учетом широтной зональности в историческое время базировалась на двух палеоклиматических кривых и современной их зависимости от широты местности. Значения геотермического градиента в верхних горизонтах литосферы были заимствованы из работы И.А. Некрасова [5]. Снеговая граница принималась с учетом элементов рельефа: горы выше 2000 м, горы до 2000 м, горы и плоскогорья до 1500 м, плоскогорья до 1000 м и впадины [8]. Определение глубины многолетнего протаивания и максимально возможной мощности криолитозоны осуществляли из предположения о стационарности ее существования по методике В.Т. Балобаева [1]. В результате мы получили количественные данные, позволяющие характеризовать изменения геокриологических условий в Забайкалье (рис.2) и сопоставить их с наличием крио- и термохронов по данным морских изотопных стадий (МИС) в ледниковые и межледниковые периоды [7, 9, 10].

В Самаровский 145 тысячелетний криохрон (ледниковый период) криолитозона в Забайкалье имела практически сплошное распространение, а южная ее граница располагалась в районе 47–58° с.ш. и находилась на территории Монголии. Самаровское оледенение, первое в среднем неоплейстоцене покровное оледенение, происходило около 220–290 тыс. лет тому назад (т. л. н.). Основные его центры располагались в горных сооружениях Северного Забайкалья и в Хэнтей-Чикойской горной стране.

На остальной территории оледенению подверглись гольцы и горные узлы с абсолютными отметками вершин (АО), превышающими 1000–1100 м на севере и 1200–1300 м на юге. Сменивший его Ширтинский термохрон продолжительностью 63 тысячи лет привел к деградации криолитозоны в Южном Забайкалье, за исключением высокогорной части Хэнтей-Чикойского нагорья и Центрального Забайкалья, а южная граница распространения криолитозоны сместилась на север до 52–53° с.ш.

Тазовско-казанцевский цикл 73 тысячелетних климатических изменений отличался более значительной амплитудой колебания южной границы площади распространения криолитозоны – в криохрон она находилась в районе 41–42 ° с.ш., в термохрон – в районе 54–55° с.ш. Тазовское оледенение, было вторым в среднем неоплейстоцене покровным оледенением. Основные его центры располагались, как и во время предыдущего Самаровско-Ширтинского климатического цикла в высокогорье Северного Забайкалья и в Хэнтей-Чикойской горной стране. Оледенение распространялось на участки северной территории с АО, превышающими 1200–1300 м, а на юге – 1500–1600 м.



Рис. 2.Палеодинамика подошвы криогенных толщ для (а) Северного (56–57 с. ш.) и (б) Южного Забайкалья (50–51 с. ш.)

1, 3, 5, 7 – соответственно Самаровский, Тазовский, Зыряновский и Сартанский ледниковые периоды; 2, 4, 6 – Ширтинское, Казанцевское и Каргинское межледниковье

Зыряновско (муруктинско)-каргинский цикл 77 тысячелетних климатических изменений отличался относительно двух других более высокими температурами в криохроне и термохроне, что существенно уменьшило амплитуду колебания южной границы площади распространения криолитозоны. В криохрон она находилась в районе 48–49 ° с.ш., в термохрон – в районе 52–53° с.ш. При этом в криохроне криолитозона занимала около 70 % территории Забайкальского края.

Зыряновское (Муруктинское) оледенение, первое в позднем неоплейстоцене горное и горно-покровное оледенение. Основные его центры в Забайкальском крае располагались в горных сооружениях Северного Забайкалья. На остальной территории оледенению подверглись гольцы и горные узлы с АО вершин, превышающими 1400–1500 м на севере и 1700–1800 м на юге.

Последующий климатический цикл объединил в себе Сартанский криохрон (длительность 36 тыс. лет) и термохрон (климатический оптимум, продолжающийся и в настоящее время). Сартанское оледенение, второе в позднем неоплейстоцене, преимущественно горно-долинное и только на Удоканском хребте горно-покровное, произошло 24–10 тыс. лет назад. Основные его центры на территории Забайкальского края располагались в горных сооружениях Северного Забайкалья с высотами водораздельных пространств более 1600–1700 м. В Чикойской горной стране этому оледенению подвергались самые высокие гольцы с отметками выше 2000 м.

Таким образом, палеодинамика подошвы криолитозоны, полученная по результатам моделирования, показывает, что в течение плейстоцен-голоценового времени, мощность криолитозоны была подвержена существенным изменениям. В Тазовское и Сартанское время формировались ее максимальные мощности, а в казанское время и в период голоценового оптимума – минимальные. Максимальные мощности криолитозоны на Севере Забайкалья достигали 2500-3000 м, на юге – 1200-1500 м.

В казанцевский термохрон сплошная низкотемпературная криолитозона мощностью до 500-600 м, сохранялась лишь в высокогорных областях хребтов Удокан и Кодар. В горах до отметок 2000 м в пределах Кодаро-Удоканской геоструктурной зоны ее мощность колебалась в пределах 50-100 м, а на большей части плоскогорий криолитозона практически отсутствовала (см. рис. 2).

В Самаровский и Зырьяновский периоды климат был менее суровым в сравнение Тазовским и Сартанским и поэтому, мощность криолитозоны была менее значительна.В географическом аспекте, существенное изменение площади развития криолитозоны можно проследить по динамике южной границы её распространения в периоды оледенений: Самаровского – 47°÷48° с.ш., Тазовского – 42°÷41°с.ш.; Зыряновского – 48°÷49° с.ш., Сартанского – 40°÷41°с.ш., а в межледниковье: Ширтинское – 52°÷53°с.ш., Казанцевское – 53°÷54°с.ш., Каргинское – 52°÷53°с.ш.

До настоящего времени нет однозначного ответа на то, каковы же истинные причины глобального потепления – естественные или техногенные, как долго оно будет длиться, каковы его масштабы и т.п. Ретроспективные анализы изменений климата показывают, что накладываясь друг на друга, циклические изменения обуславливают сложный характер скорости и направленности изменений значений климатических параметров и, как следствие, криолитозоны.

В крупных климатических циклах, обусловленных чередованием эпох потеплений и похолоданий, намечается определенная закономерность. В частности, продолжительность ширтинского межледниковья была около 50 тыс. лет, казанцевского – 30–40 тыс. лет, каргинского – 25–30 тыс. лет. Если сохранится такая тенденция, то продолжительность современного послеледниковья (голоцен) окажется менее 25 тыс. лет.

Согласно продолжительности голоцена (10 тыс. лет), почти половина послеледниковья уже прошла. Можно ожидать глобального потепления в последующие 2–2.5 тыс. лет, а затем климатический тренд будет ориентирован в сторону похолодания и как результат – очередное оледенение. Однако на крупные климатические циклы накладываются более мелкие фазы, соизмеримые со стадиями оледенений, а также эпизоды потеплений и похолоданий внутри межледниковая эпоха в историческое время (XVI–XIX вв. н.э.). Естественно, что эти и более мелкие климатические ритмы при наложении могут сказаться как в сторону дополнительного потепления, так и относительного похолодания [3, 9].

На основе методических разработок, материалов предшествовавших исследований [4] и данных, полученных на начало XXIв., построена карта районирования криолитозоны Забайкалья (рис.3).

В предложенной карте впервые для Забайкалья выделена переходная зона (центральная), геокриологические условия которой отличаются от северной и южной областей криолитозоны Забайкалья.

Происходящее в последние два десятилетия глобальное потепление климата существенным образом изменяет мерзлотно-гидрогеологические условия горноскладчатых областей юга криолитозоны, где многолетнемерзлые породы имеют прерывистое и островное распространение. Это влияет на условия водоснабжения, развитие опасных экзогенных процессов, ритмичность работы промышленных предприятий. Особенно это актуально для районов центрального и юго-восточного Забайкалья. В центральном и южном Забайкалье среднее годовое количество атмосферных осадков, как и средняя годовая температура воздуха в многолетнем цикле, характеризуется значительными колебаниями.



I –криолитозона зонального типа: 1 – плоскогорье Южной окраины Сибирской платформы: массивно-островная криолитозона, площадь от 25 до 75 % (S=25-75 %), температура 0..-4 °C (t = 0...-4 °C), мощность (h) 50...250 ж; 2 – горные сооружения Альпийского типа: прерывистая и сплошная, S >75 %, t = -3...-10°C, h = 300...1000 ж; 3 –Витимское плоскогорье и Северная часть Олекминского Становика: прерывистая, S = 75...95 %, t = -1...-5 °C, h = 50...300 ж; 4 – среднегорье Центрального и Восточного Забайкалья: прерывистая, S = 75...95 %, t = -1...-4 °C, h = 50...300 м, массивно-стровная, S=25-75%, t = -1...-3 °C, h = 50...250 ж; 5 – низкогорье Центрального и Юго-Восточного Забайкалья: островная S = 15...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная К = 50 ж; 5 м < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная, S = 5...25 %, t = 0...-2 °C, h < 50 ж; 6 – низкогорье Юго-Восточного Забайкалья: островная S = 5...25 %, t = 0...-1 °C, h < 20 м.

II –криолитозона азонального типа: 1 – впадины Байкальского типа: прерывистая, S = 75...95 %, t = -1...-5 °C, h = 100...400 м; 2 – впадины Байкальского типа и межгорной котловины: массивно-островная, S = 25...75 %, t = 0...-2 °C, h < 200 м; 3 – алловиальные равнины и степи: редкоостровное, S < 5 %, t = 0...-0,5 °C, h = 5...20 м; 4 – впадины Монгольского и Забайкальского типа: островная, S = 5...25 %, t = 0...-0,5 °C, h = 10...40 м.

III – прочие обозначения: 1 – индекс геокриологического региона; 2 – границы между геокриологическими регионами; 3 – границы криолитозоны азонального типа.

Средние годовые температуры воздуха уже почти на протяжении 50 лет имеют тенденцию к росту. В то же время тренд среднего годового количества осадков за многолетний период относительно постоянен, хотя отмечаются короткопериодные колебания повышенного увлажнения и, наоборот, относительно засушливые годы.

В конце XX в процесс деградации многолетней мерзлоты в Забайкалье происходил, в основном, за счет техногенеза. Например, на Черновском угольном месторождении за время добычи угля глубина оттаивания ММП составила 50 м, а на отдельных участках они полностью деградировали.

Обследование зданий на территории г. Чита в начале 90-х гг. XX-го в. показало, что более 54 зданий имели аварийное состояние и испытывали деформации, обусловленные оттаиванием многолетнемерзлых пород в основаниях зданий, построенных на льдистых грунтах [6]. На незастроенных участках, где не происходило нарушений растительного и почвенного покрова многолетнемерзлые породы сохранялись достаточно хорошо. Эта особенность подтвердилась и при бурении гидрогеологической скважины в июле 2014 г. в Черновском районе на заболоченном участке, где мощность ММП превысила 80 м.

Повышение средних годовых температур воздуха, которые приближаются в настоящее время к положительным значениям, приводит к деградации многолетнемерзлых пород (ММП), понижению их кровли, формированию несливающихся мерзлых пород. Опускание кровли многолетнемерзлых пород вызывает понижение уровней надмерзлотных вод, а в случае полной деградаций ММП и трансформацию этих вод в грунтовые, имеющие, как правило, более низкие абсолютные отметки уровней, чем надмерзлотные воды [10]. В итоге нарушается сложившийся гидрогеологический режим, осушается корневая система растений и экологическое состояние территорий. Интенсивность изменяется процесса преобразований зависит от скорости деградации многолетнемерзлых толщ, которая определяется климатическими условиями, рельефом, литологическим составом пород.

Потепление климата, изменяя гидрогеологические и мерзлотные условия приводит к преобразованию ландшафтов в центральном и горных районах южного Забайкалья. Это ярко проявилось засушливые годы последнего десятилетия, когда дефицит влаги, особенно, в приповерхностной части склонов стал наиболее ощутимым. Высыхание деревьев на склонах и в пределах лесополос является следствием этого процесса. Растительные сукцессии приобретают обратную направленность, происходит остепнение ландшафтов и изменяются условия функционирования наземных экосистем [2, 9, 10].

В южных районах Забайкалья многолетнемерзлые породы имеют островное распространение и изредка встречаются на заболоченных участках, сложенных глинистыми породами. Здесь литологические водоупоры совпадают с криогенными, поэтому даже полная деградация ММП здесь не приводит к коренной трансформации ландшафтов.

Опускание кровли многолетнемерзлых пород в юго-восточном Забайкалье, в результате деградации мерзлых пород, составило 2–6 м (в зависимости от состава грунтов и их влажности). Изменение мерзлотно-гидрогеологических условий, связанное с глобальным потеплением, приводит к постепенному уменьшению или к полному исчезновению наледного регулирования поверхностного стока в Шилкинско-Аргунской геокриологической области [4].

В Шилкинско-Аргунской геокриологической области в 80-е гг. XX в. фиксировались температуры до минус 2÷ 3 °С, а в последние годы температуры существенно повысились.

Анализ формирования и трансформации криолитозоны в Забайкалье показал следующее:

1. В среднеплейстоценовое время в Забайкалье отмечено 4 климатических макроцикла с периодом около 100 тыс. лет, в течение которых условия формирования и параметры криолитозоны существенно изменялись.

2. В Северном Забайкалье криолитозона постоянно существует в течение всего плейстоцена, изменяя свои морфометрические параметры и площадь распространения, в других областях в межледниковья она могла полностью деградировать, в ледниковые периоды – приобретать сплошное развитие и значительную мощность.

3. В крупных климатических циклах, обусловленных чередованием эпох потеплений и похолоданий, намечается определенная закономерность. В частности,

продолжительность ширтинского межледниковья была около 50 тыс. лет, казанцевского – 30–40 тыс. лет, каргинского – 25–30 тыс. лет. Если сохранится такая тенденция, то продолжительность современного послеледниковья (голоцен) окажется менее 25 тыс. лет.

Все эти аспекты необходимо учитывать при дальнейшем освоении территории Забайкальского края. В первую очередь, это касается существующей нормативной базы проектирования защитных сооружений от опасных природных процессов. Проектные решения в современных условиях, очевидно, требуют совершенствования методики мерзлотной съемки, инженерно-геологических изысканий и геокриологических прогнозов для обеспечения эффективности освоения Арктических и Субарктических областей криолитозоны.

#### Литература

1. Балобаев В.Т. Терморезонансный эффект в колебаниях глобального климата / В.Т. Балобаев, В.В. Шепелев // Наука и техника в Якутии. 2003, № 2(5). – С. 7-10.

2. Верхотуров, А.Г. Воздействие динамики криолитозоны на горно-геологическую среду Забайкалья / А.Г. Верхотуров // Горный информационный аналитический бюллетень. – 2014. – № 6. – Москва: Изд-во «Горная книга». – С. 357–361.

 Еникеев, Ф.И. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья / Ф.И. Еникеев, В.Е. Старышко. – Чита, ЧитГУ, 2009. – 370 с.

4. Геокриология СССР: Горные страны юга СССР / под ред. Э.Д. Ершова. – Москва: Недра, 1989. – 359 с.

5. Некрасов, И.А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития / И.А. Некрасов. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1976. – 248 с.

 Сальников, П.И. Устойчивость фундаментов зданий на мерзлых грунтах в Южном Забайкалье / П.И. Сальников. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1996. – 208 с.

7. Фотиев, С.М. Геокриологические летописи Сибири / С.М. Фотиев // Криосфера Земли, 2009. – Т. XIII. – № 3. – С. 3–16

8. Шполянская, Н.А. Вечная мерзлота Забайкалья / Н.А. Шполянская. – Москва: Наука, 1978. – 132 с.

9. Шестернев Д.М. Климат и криолитозона Забайкалья в неоплейстоцен-голоценовое время / Д.М. Шестернев/ Рег. отклик окруж. среды на глоб.изм. в Северо-Вост. и Центр. Азии: Мат. межд. науч.конф. г. Иркутск, 17-21 сентября, 2012 г. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2012. - С. 180-186.

 Шестернев Д.М. Горно-геологическая среда месторождений полезных ископаемых Забайкалья в условиях изменения климата/ Д.М. Шестернев, А.Г. Верхотуров; Забайкал.. Гос. Ун-т. – Чита: ЗабГУ, 2014. – 227 с.

## ДИНАМИКА КРИОСФЕРЫ И КЛИМАТА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

# Н.А. Шполянская

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Россия. e-mail: nellashpol@yandex.ru

Рассматривается динамика криосферы Земли вслед за изменением климата, излагаются причины колебания климата Земли, причины похолодания в кайнозое, условия возникновения вечной мерэлоты и ледников, их взаимоотношение в пространстве. Рассмотрено развитие вечной мерэлоты на суше и на арктическом шельфе, выявлен неодинаковый ее характер в пространстве, и причины этого. Высказаны представления о тенденции будущего развития климата и криосферы.

# THE EARTH CRYOSPHERE AND THE CLIMATE.

### N.A. Shpolyanskaya

M.V.Lomonosov MSU, geographical faculty, Russia. e-mail: nellashpol@yandex.ru

Dynamics of the Earth cryosphere after climate change is considered, the reasons of fluctuation of a climate of the Earth, the cold snap reason in Cenozoic, conditions of occurrence of a permafrost and glaciers, their mutual relation in space are stated. Permafrost development on a land and on the Arctic shelf is considered, its unequal character in space, and the reasons of it is revealed. Representations about a tendency of the future development of a climate and cryosphere are stated.

Криосфера Земли, включающая в себя криолитозону и гляциозону, как производная климата, возникла немногим более 2,5 млн. лет назад, вместе с резким похолоданием климата на Земле. С тех пор она непрерывно существует и поныне.

Криосфера формируется в областях устойчивого охлаждения Земли. пространственное положение которых определяется зональным распределением тепла на поверхности Земли, высотной поясностью в распределении тепла, и степенью континентальности климата. В экваториальные области приходит максимальное количество тепла, и горные поролы там наиболее прогреты. По мере продвижения от экватора к полюсам, к поверхности приходит все меньшее количество тепла. Примерно на широте Полярного круга поступление солнечной энергии настолько уменьшается, что ее не хватает для поддержания положительной среднегодовой температуры. Здесь, в полярных широтах возникает зона устойчивого охлаждения Земли, формируется криолито- и гляциозона. От излучения поверхности Земли прогревается приземный слой атмосферы – на широте экватора до большой высоты (5-7 км), по мере продвижения к полюсам до все меньшей высоты, начиная с широты Полярного круга, атмосфера вообще не прогревается. Поскольку на поверхности Земли имеются возвышенности и горы, то некоторые высокие участки могут попадать в непрогретую часть атмосферы в умеренных и низких широтах. Тогда зональность сменяется высотной поясностью, и криосфера возникает в горах умеренных и низких широт. Изначально зональное поступление солнечной радиации к поверхности Земли может нарушаться и региональными факторами, прежде всего континентальным климатом. Регионы в условиях континентального климата тоже становятся областью устойчивого охлажления в большой мере независимо от широтного положения.

Однако такие условия для формирования криосферы не всегда реализовались на протяжении истории Земли. Климат Земли неоднократно менялся.

**Причины колебания климата**. Можно выделить три главные причины: Геотектонические движения, солнечно-земные связи, циркуляция атмосферы.

Среди геотектонических причин издавна признавалось изменение размеров суши. В последние десятилетия такие изменения связывают с дрейфом континентов. На протяжении истории Земли положение континентов менялось неоднократно: материки то съезжались в крупные суперконтиненты, то разъезжались, образуя разрозненные континенты [10]. Движение плит происходит вследствие конвективных потоков в магме, а соответственное их размещение в пространстве происходит из-за необходимости сохранять устойчивое вращение Земли вокруг Солнца. При образовании суперконтинентов максимум континентальных масс должен был концентрироваться на экваторе. При разрушении суперконтинентов максимум континентальных масс должен был оказаться у полюсов. 200 млн. лет назад, в мезозое, образовался очередной суперконтинент – Пангея, реконструированный Вегенером. Затем суперконтинент начал разрушаться, континенты движутся к полюсам и ныне. Начиная с 65 млн. л.н. это движение происходит уже в кайнозое.

Дрейф континентов формировал соответствующие климаты на Земле. В периоды суперконтинентов все континенты или большая их часть располагались в низких и умеренных широтах, поэтому был теплый климат. Возникала плотностная циркуляция вод океана. В экваториальной области около континентов формировались теплые соленые тяжелые воды, которые погружались вглубь океана, образовывали теплые океанические течения и направлялись в сторону полюсов, перенося тепло в высокие широты. Так было и в мезозое. Температура океана поднималась до 15° С. В периоды перемещения континентов к полюсам формировался холодный климат. Из-за разъезжания континентов устанавливалось круговое экваториальное течение, прерывавшее движение теплых течений с юга на север. Менялась плотностная циркуляция океанических вод. Теперь уже холодные соленые тяжелые воды около северных континентов формировали донный поток, который направлялся от полярных широт в сторону экватора и обеспечивал накопление холода в океане. Средняя температура океана, например, в кайнозое понизилась до 5–6° С. Полярное расположение материков, а с ним и возникновение криосферы на Земле происходило неоднократно на протяжении истории Земли [10]. На это указывает компактное залегание тиллитов в этих областях.

Похолодание климата в кайнозое усилилось во второй половине кайнозоя из-за локальных тектонических процессов. Альпийский тектогенез привел к значительному разрастанию суши. Поднятие Фареро-Исландского порога, обусловило тепловую изоляцию Северного Ледовитого океана от Атлантического океана. Образование пролива Дрейка создало циркумантарктическое течение, изолировавшее южное околополюсное пространство от Мирового океана. С Альпийский тектогенезом связано и возникновение устойчивого антициклона в северной Азии. Увеличение общей высоты гор в южной половине Азиатского материка (Гималайский пояс) преградило привнос в северну Азию теплых влажных воздушных масс с Индийского океана, и на огромной территории Азиатского континента стал развиваться суровый и засушливый климат, который существует в течение всего плейстоцена и голоцена.

В Позднем кайнозое полярное расположение суши обусловило возникновение и существование современных областей устойчивого охлаждения Земли. Особенно заметно суровость климата нарастала от плиоцена к современности. С этого времени в Западной и Восточной Европе вымирают теплолюбивые виды растений, в Гренландии и Исландии появляются первые ледниковые покровы, возникли горно-долинные ледники на Аляске и в северных Кордильерах, на Аляске и Северо-Востоке России, появляются признаки устойчивой вечной мерзлоты – тундровые ландшафты в горах, на Приморских низменностях, на Новосибирских островах [1,6]. В плейстоцене область криосферы расширялась по мере ухудшения климата.

В развитии криосферы проявлялись колебания климата с меньшими периодами, причиной которых считаются <u>солнечно-земные связи [11]</u>. Их влияние проявляется через изменение инсоляции поверхности Земли, как из-за меняющегося во времени самого излучения Солнца, так и из-за меняющегося положения Земли в пространстве при ее движении вокруг Солнца. В первом случае формируются короткопериодные циклы колебания – «вековые», 11-летние, 30-летние. Во втором случае формируются длинные периоды, в десятки и сотни тысяч лет, связанные с изменением во времени элементов земной орбиты – эксцентриситета вращения (с периодом 92-106 тыс. лет), наклона земной оси к эклиптике (с периодом 41 тыс. лет) и прецессии земной оси (с периодом 19-26 тыс. лет). Изотопно-кислородное исследование глубоководных колонок выявило, что в течение последнего полумиллиона лет периоды главных климатических колебаний совпадают с периодами вариаций орбитальных элементов.

Пространственные закономерности развития вечной мерзлоты в плейстоцене– голоцене. Плейстоцен-голоценовая история вечной мерзлоты хорошо прослеживается по характеру распространения подземных льдов [12]. Подземные льды содержат в себе информацию о характере прошлых эпох. Однажды образовавшись, они хранят в себе все черты, сформированные в эпоху их формирования до тех пор, пока не растают. А время жизни льдов соизмеримо с геологическим временем, поэтому они могут содержать в себе информацию об очень древних эпохах.

Вся территория Российской криолитозоны делится на возвышенные территории дочетвертичного возраста и на низменные районы четвертичного возраста. Горные породы дочетвертичного возраста промерзали эпигенетически. Формировались преимущественно текстурообразующие льды, палеогеографической информации практически не содержащие. Низменные районы – это аккумулятивные районы, где промерзание грунтов и формирование льдов происходило сингенетически. В этом случае формировались и текстурообразующие, и крупные залежные льды. Они приобретали черты и строение, отражавшие конкретные условия того времени, когда формировались, и сохраняли их в своем строении и свойствах. Их палеогеографическое свидетельство велико. Рассмотрение криолитозоны России, особенно ее северных областей, обнаруживает болышие различия между западным и восточным секторами региона. На равнинах западных областей преобладают пластовые льды, на равнинах восточных областей преобладают полигонально-жильные льды. Генетически это принципиально разные образования, а значит, западные и восточные районы развивались по-разному.

На востоке равнины озерно-аллювиальные, в их пределах развиты сингенетические полигонально-жильные льды. Они развиты в разрезах всех эпох плейстоцена, ледниковых и межледниковых, начиная с эоплейстоцена. Полигональножильный лед формируется в континентальных условиях. Поскольку морозобойное растрескивание, лежащее в основе образования этих льдов, возникает только при очень высоких температурных градиентах и больших напряжениях растяжения, полигонально-жильные льды не могут формироваться под ледником или под водоемом. Можно с уверенностью говорить, что в восточном секторе в плейстоцене покровного оледенения не было. Шельфового оледенения тоже не было. На это указывает присутствие на современном шельфе реликтовых полигонально-жильных льдов, сформировавшихся во время позднеплейстоценовой регрессии моря и затопленных последующей голоценовой трансгрессией.

В западных районах севера России равнины сложены морскими отложениями, и в них распространены пластовые льды. Об их происхождении спорят. Одни считают их захороненными остатками древнего покровного оледенения. другие внутригрунтовыми образованиями. По нашим исследованиям [12], среди них есть и внутригрунтовые, и захороненные ледники, но наиболее распространены льды, которые следует отнести к льдам изначально субмаринного генезиса. Они формировались непосредственно в субмаринных условиях при сингенетическом промерзании накапливающихся донных осадков. Из развернутой системы доказательств [12] здесь можно указать на два факта. Во-первых, на тонкую дислоцированность отложений и льда, наличие во льду тончайших грунтовых взвесей, хорошо прослеживаемых в микроструктуре льда, характерных, лишь для субаквальных условий. Во-вторых, на аналогию с льдами, формирующимися сейчас на современном Баренцево-Карском шельфе при достаточно больших глубинах, более 50 м [2,9]. Такие льды формировались во время морских трансгрессий на древних шельфах. Поскольку эти льды встречены в отложениях практически всех эпох плейстоцена (кроме сартанской), можно говорить о преобладании морского режима развития западных районов, и считать равнины морскими. Захороненные глетчеры заметно отличаются от
субмаринных льдов. Они сохраняют крупноблоковую текстуру ледников. Встречаются редко, преимущественно в горах и предгорьях. На равнинах не встречаются.

Вывод из этого: западный сектор Российской Арктики развивался в режиме морского осадконакопления, восточный сектор – в континентальном режиме при озерно-аллювиальном осадконакоплении. Только поздневалдайская регрессия и голоценовая трансгрессия проходили одновременно, но масштабы были разные.

Что могло быть причиной такого несимметричного развития? По-видимому, ведущую роль в неодинаковом колебании уровня океана играют тектонические процессы, обязанные особенностям структуры Арктического бассейна. Дно Арктического океана располагается в рифтовой зоне, на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит. Океан в своей структуре имеет две изолированные и совершенно разнородные океанические впадины: Евразийскую, с океанической корой, замкнутую с востока хребтом Ломоносова, и Амеразийскую, с океанической корой, замкнутую с востока хребтом Ломоносова, и Амеразийскую с преимущественно континентальной корой. В Западном секторе Арктики под влиянием спрединга в хребте Гаккеля, активного в плейстоцене, происходят периодические изменения объема впадины океана, что и вызывает трансгрессии моря, которые при равнинной территории региона распространяются далеко на юг. Для Восточного сектора Арктики, в условиях более устойчивой континентальной коры, характерны мелкие подвижки, причем лишь в пределах шельфа, поскольку в пределах прилегающей к шельфу суши имеют место восходящие движения горной системы.

Ледниковые покровы и вечная мерзлота. Судя по количеству и расположению встречаемых захороненных остатков ледников покровных оледенений на равнинах не было. В горах было горно-долинное или горно-сетчатое оледенение. Скандинавский ледник не простирался восточнее полуострова Канин. Это легко объясняется третьей причиной изменения климата – циркуляцией атмосферы.

В климатическом ходе прослеживается три главных типа циркуляции: зональный, меридиональный северный и меридиональный южный. С зональной циркуляцией в северном полушарии связан западный перенос и поступление относительно теплых и влажных воздушных масс с океанов на сушу; меридиональная северная циркуляция – это арктические воздушные массы с Северного ледовитого океана, приносящие холод и континентальный режим; меридиональная южная циркуляция способствует выносу южных воздушных потоков на север. Эпохи потеплений связаны с зональным типом циркуляция, холодные эпохи – с меридиональных северным. Южные выносы в северной Евразии ограничены южным горным поясом. Чередование зональных и меридиональных типов климата сохранялось на протяжении всего плейстоцена.

Развитие ледников связано с низкими температурами воздуха, но в большей мере, с количеством поступающих осадков. Осадки в северном полушарии связаны с западным переносом, поэтому континенты получают осадки с западных морей – Европа от Атлантики, Северная Америка от Тихого океана. Поэтому оледенение развивалось главным образом в Скандинавии и на Аляске и Северных Кордильерах. Известно, что ледники нарастают в конце межледниковья. Если рассматривать северную Евразию, то картина такая. В конце теплого периода начинает расти Скандинавский ледник. По мере своего роста он все больше перехватывает влаги, оставляя восточные районы более сухими. В высокие горы – Урал, Быранга, Путорана, (высота 1,5-2000 м), осадки проникают, и там на высотах тоже растут ледники, но преимущественно, горно-долинные, в лучшем случае, горно-сетчатые (например, на Путорана, куда воздушные массы приходят более влажные, успев напитаться влагой на общирной территории Западной Сибири, особенно в среднем плейстоцене, когда север равнины занимал морской бассейн). В наступивший холодный период вступает в силу меридиональный тип циркуляции с Северного Ледовитого Океана. Это холодные и маловлажные воздушные массы, они дают мало осадков, и ледники нарастают мало. Поэтому ледниковый покров в большой мере замыкается на Скандинавии. В Азиатский север западные влажные воздушные массы не пробиваются, там антициклон. Ледники на большей части гор не растут. Но вертикальная мощность антициклона примерно 1200–1300м. На большей высоте западный перенос продолжает существовать, поэтому на высоких горах ледники появляются. Верхоянский хребет, хребет Черского имеют высоты более 1500 м, чаще 2000 м. Поэтому там развивается горно-долинное оледенение, а на покровное оледенение осадков не хватает. Ближе к Чукотке оледенение заметно ослабевает, поскольку горы меньшей высоты, западные воздушные массы уже ослаблены и обезвожены, а тихоокеанские муссонные ветры мало что приносят.

Таким образом, в холодных областях районы развития ледников по площади всегда заметно уступали областям развития вечной мерзлоты, которая формировалась и в условиях морского, и в условиях континентального климата.

Еще один вопрос, касающийся пространственного взаимоотношения ледников и вечной мерзлоты. Считается, что ледниковые покровы и вечная мерзлота – антагонисты. Ледниковые покровы как теплоизоляторы, препятствуют промерзанию горных пород. Однако анализ фактического материала показывает, что это не так.

Горные породы и ледники как теплофизическая среда близки между собой, и тепловые процессы в них во многом сходны. Теплопроводность ледников и горных пород находится в одном диапазоне значений – 1,9 – 2,04 ккал/м ч °С. Передача тепла в леднике, как и в грунтах, осуществляется преимущественно кондуктивным механизмом. Доля конвективного механизма в переносе тепла в ледниках, как и в грунтах, незначительна. Это определяется строением льда, который в основной своей массе монолитный, и воздух в нем содержится в виде гидрата  $(N_2O_2) \cdot 6H_2O$  [8]. Трещины, располагаясь в верхней сотне метров, замкнуты внутри монолитного тела льда и не имеют самостоятельного выхода к источникам тепла. Колебания температуры на поверхности ледника, как и в грунтах, распространяются вглубь ледника тоже по законам Фурье, с запаздыванием во времени и с затуханием амплитуды колебаний. В связи с этим, и в ледниковом покрове и в горных породах имеется верхний слой толщиной около 15-20 м, в котором прослеживаются сезонные колебания температуры и ниже которого годовые колебания температуры отсутствуют. Как и в горных породах, в леднике имеет место положительный вертикальный градиент температуры, тоже связанный с внутриземным тепловым потоком. Осредненный градиент равен примерно 2-2,5°C/100м, как и в горных породах 1,5-3°C/100м. Все это означает, что формирование температуры в ледниковом покрове происходит по тем же законам, что и в горных породах, а значит, в зависимости от климатического хода. Ряд фактических данных подтверждают эти соображения.

На ледниковых щитах Антарктиды, Гренландии, а также на ледниках Арктических островов (например, на архипелаге Северная Земля) имеются скважины, прошедшие ледяную толщу мощностью около 1,5 и 2 км, и где в подстилающих породах встречена отрицательная температура (до  $-13^{\circ}$ C) [4,8,13], свидетельствующая о наличии под ледниковым щитом вечномерзлых пород немалой мощности. Температура на подошве скважин не соответствует современной температуре поверхности и является реликтовой. Известно, что ледниковый покров в Антарктиде и в Гренландии не исчезал в плейстоцене, следовательно, образование мерзлоты происходило при наличии ледникового щита.

При сравнении температурного поля в толще ледника и в толще горных пород, например, Западной Сибири, выявляется много общих черт: отрицательный температурный градиент, безградиентный или близкий к нему интервал на температурной кривой, практически постоянный градиент в нижних частях температурного разреза, одинаковая величина внутриземного потока – 0,036 ккал/м<sup>2</sup>·ч. Температурное поле явно нестационарно, указывает на голоценовое потепление климата, не проникшее еще на всю толщу и ледника, и горных пород. Нижний линейный участок кривой отражает сохранившееся (пока еще) стационарное температурное поле поздневалдайской холодной эпохи (возраст для грунтов получен [11], для ледников [3]).

Надо сказать, такая аналогия в тепловых процессах проявляется не всегда. Ледники движутся, и с их растеканием происходит привнос в тело льда дополнительного тепла, особенно в нижних его слоях. Это нарушает прямую связь температуры ледника с климатом. В работе [5] предложено понятие критической мощности ледника. При мощности выше критической (например, станция Бэрд) у подошвы ледника создается повышенное давление и происходит плавление льда под давлением еще при отрицательной температуре. В этом случае отрицательная температура на ложе ледника не является показателем мерзлого ложа. И при бурении скважины с глубины ложа хлынула вода. При мощности, ниже критической происходит смерзание льда с подстилающими породами. В этом случае ледниковый покров и подстилающие горные породы представляют собой единую среду, в которой формируется единое температурное поле, отражающее общий климатический ход. Отрицательная температура ложа ледника связана с климатом и является прямым существования подстилающей вечной мерзлоты. Такие районы свидетелем многочисленны, потому что скорость растекания может быть очень небольшой. По [5], во многих местах, например, для центральной области ледникового покрова Антарктиды время движения льда на расстояние до 50 км превышает 1 млн. лет. Состояние льда признается стационарным. Если учесть, что подледный рельеф в пределах ледниковых щитов и Антарктиды, и Гренландии чрезвычайно неровный, то имеется достаточно много районов, где лед залегает в углублении рельефа, и его растекание практически отсутствует. Температурное поле ледника формируется под влиянием основных климатических факторов.

Из всего этого следует, что ледники и вечная мерзлота не являются антагонистами в полном смысле этого слова.

**Прогноз дальнейшего развития криосферы** Земли. <u>Тектоническая</u> <u>деятельность Земли</u> в Кайнозое всеми своими проявлениями ведет к похолоданию климата, начиная с конца мезозоя: разрушение Пангеи и дрейф континентов к полюсам продолжается, следовательно, развитие современного глобального климата Земли в целом направлено в сторону похолодания.

Солнечно-земные связи. В колебаниях климата в плейстоцене четко проявляются 40-45-тысячные циклы похолодания. Последнее похолодание было 18-20 т.л.н., значит примерно через 40 т.л. после этого (или через 20 т.л. от сегодняшнего времени) должно наступить новое похолодание, новый ледниковый период. Пик потепления в рамках этого цикла уже прошел – голоценовый оптимум. Так что современный климат развивается по нисходящей линии. Все колебания климата, которые, конечно, сохранятся, будут проходить при все более низких температурах. Криолитозона и ледники будут увеличивать свою площадь.

<u>Циркуляция атмосферы</u>. Короткопериодные (11-, 30-летние и подобные) колебания температуры воздуха в XX веке, связанные со сменой типов циркуляции в рамках векового цикла, судя по всему, тоже ведут к похолоданию. Сменились эпохи: потепления 30-х годов, с зональным типом циркуляции, продолжительностью около 40 лет; холодная эпоха 60-70-х годов с меридиональным типом циркуляции продолжительностью тоже примерно 40 лет; новая современная теплая эпоха, начавшаяся в 80-е годы, с преобладанием зонального типа циркуляции. Длительность этой эпохи, по аналогии с предыдущими, тоже должна быть примерно 40 лет. Повидимому, она должна скоро смениться более холодной эпохой с меридиональной циркуляцией. Завершение современной теплой климатической эпохи выявляется и из [7], согласно которой современное потепление определялось резким усилением меридионального южного типа циркуляции. Сейчас наблюдается заметный его спад, и увеличение доли меридиональной северной циркуляции. Это говорит о снижении потепления и близкой смене современной климатической эпохи на более холодную.

Таким образом, все показатели динамики климата ведут в настоящее время к похолоданию, хотя и разного масштаба и периода.

#### Литература

1. Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 128–151.

 Бондарев В.И., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала Сб. научн. тр. Книга 1. Апатиты. Кольский научный центр. 2001. С. 15–19.

3. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 615 с.

4 Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Карское море // Геоэкология шельфа и берегов морей России. М.: Ноосфера, 2001, с. 70–90.

5. Зотиков И.А. Ледниковый покров Антарктиды. М.: Наука, 1977. 390 с.

.6. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеоиздат, 1983.205с

7. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзиевскому. М.: Воентехиздат, 2009. 372 с.

8. Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 285 с.

9. Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. С. 38–41.

10.Сорохтин О.Г., Челингар Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли. Происхождение, эволюция и трагическое будущее. Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. 752 с.

11. Шполянская Н.А. Вечная мерзлота и глобальные изменения климата. Москва – Ижевск: Ижевский институт компьютерных исследований, 2010. 199 с.

 Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Москва-Ижевск: Институт компьютерн. исследований, 2015. 344с.

13. Arkhipov S.M. Data Bank "Deep Drilling of Glaciers: Soviet-Russian Projects in Arctic, 1975–1990" // МГИ, 1999, вып. 87, с. 229–238.

# Часть 6

# РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ.

#### МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

# С.В. Алексеев<sup>1</sup>, Л.П. Алексеева<sup>1</sup>, Ю.К. Васильчук<sup>2</sup>, Е.А. Козырева<sup>1</sup>, А.А. Светлаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; *e-mail: <u>salex@crust.irk.ru</u>* <sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия; *e-mail: vasilch\_geo@mail.ru* 

Впервые исследованы многолетнемерзлые породы и бугор пучения в долине р. Сенца. Охарактеризованы состав и текстуры вмещающих отложений и температурный режим сезонноталого слоя. Для режимных температурных наблюдений на одном из крупных бугров пучения пробурена скважина глубиной 4,8 м. Установлено, что с поверхности бугор сложен переслаивающимися льдистыми суглинками и линзами чистого льда. Криотекстуры грунта слоистые, коссолоисые, тонкошлировые, крупносетчатые, базальные. Бугор пучения представляет собой криогенное образование, вероятно, смешанного сегрегационноинтьекционного генезиса.

## PERMAFROST OF THE OKA PLATEAU (EASTERN SAYAN RIDGE) S.V. Alexeev<sup>1</sup>, L.P. Alexeeva<sup>1</sup>, Yu.K. Vasil'chuk<sup>1</sup>, E.A. Kozyreva<sup>1</sup>, A.A. Svetlakov<sup>1</sup> <sup>1</sup>Institute of the Earth Crust SB RAS, Russia; *e-mail: salex@crust.irk.ru* <sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Russia; *vasilch\_geo@mail.ru*

Research has been conducted on the permafrost and frost mound in the Sentsa River valley for the first time. The features of the permafrost that have been investigated are cryogenic structure of unconsolidated deposits and active layer temperature. On one of the large frost mound in the Sentsa River valley the borehole was drilled to a depth of 4,8 m for the regime geothermal observations. From the surface the frost mound consists of interlayering silts, ice-rich clayey silts and pure ice lenses, cryostructures are layered, cross-laminated, lenticular, reticulate and basal. The frost mound has a cryogenic formation probably mixed segregation-injection genesis.

**Введение.** Проблема формирования криолитозоны в четвертичном периоде в течение многих десятилетий привлекает пристальное внимание исследователей различного профиля. Расширение и углубление знаний о строении и особенностях эволюции криолитозоны дает определенный ключ к пониманию общих закономерностей становления континентальной земной коры планеты Земля в позднем кайнозое.

Современная субаэральная криолитозона охватывает платформенные и орогенные области континентов. Одной из древних и крупных геоструктур Азии является Алтае-Саянская складчатая область, в пределах которой устойчивое сохранение горных пород в многолетнемерзлом состоянии началось с раннего-среднего плейстоцена. Ее восточную занимает Окинское плоскогорье, сложенное докембрийскими и раннепалеозойскими кристаллическими породами. Оно прорезано троговыми долинами рек Ока, Тисса, Сенца, Жомболок, выполненными четвертичными отложениями аллювиального, озерного, гляциального, делювиального и пролювиального генезиса.

В настоящее время Окинское плоскогорье является «белым пятном» для специалистов в области геокриологии вследствие удаленности этого природного объекта, а также отсутствия глубокого бурения в долинах рек и водоразделах, данных съемок целевого назначения.

В ходе проведения комплексных научно-исследовательских работ на Окинском плоскогорье Восточного Саяна в долине р. Сенца впервые исследованы мощность, криогенное строение и температура горных пород в слое годовых теплооборотов, криогенные образования и их распространение на земной поверхности. Полученные результаты существенно расширяют существующие представления о формировании и эволюции криолитозоны Алтае-Саянской складчатой области.

Район исследования. Окинское плоскогорье находится в восточной части Восточного Саяна. Оно расположено на высоте 1800-2400 м над уровнем моря и является водосбором Иркута, Оки, Китоя, Урика. Приток р. Оки - Сенца - прорезает Окинское плоскогорье на глубину 800 м (рис. 1). Долина р. Сенца представляет собой классический трог с элементами ледникового рельефа в виде боковых и конечных морен позднеплейстоценового возраста [4].



Рис. 1. Долина р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян, Республика Бурятия, фото с сайта Google Earth), местоположение скважины и характерная поверхность долины.

Меандрирующее русло реки и большое количество стариц и озер свидетельствуют о перегруженности долины осадочным материалом. Отложения аллювиального, озерного, гляциального, делювиального и пролювиального генезиса, выполняющие долину реки, представлены суглинками, супесями, песками, галечниками, валунами. Мелкозернистые отложения, формировавшиеся в озерных котловинах и речной долине при низких скоростях течения воды, явились благоприятной средой для активизации процессов пучения поверхности поймы и террасы р. Сенца в период многолетнего промерзания.

Климат в пределах Окинского плоскогорья резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха в зависимости от абсолютной высоты изменяется от -5,6 °C (1372 м) до -6,6 °C (2084 м) [2]. Криолитозона имеет сплошное распространение с тенденцией уменьшения в западном и северо-северо-восточном направлении. Сплошность криолитозоны нарушается сквозными таликами в зонах разломов, которые картируются постояннодействующими источниками подземных вод, и несквозными таликами, связанными с отепляющим влиянием поверхностных водотоков и водосмов.

Мощность многолетнемерзлых пород на междуречных пространствах в среднем равна 170-200 м, а в долинах рек составляет 140-180 м. Среднегодовая температура мерзлых пород изменяется в пределах –3...–8,5°С [3]. Сезонно протаивающий слой на междуречных пространствах имеет мощность 1,0-1,5 м, достигая 3,5 м на южных склонах.

Материалы и методы исследования.В основу настоящей статьи положены материалы полевых исследований бугров пучения и температурного режима мерзлой толщи 2011-2015 гг., которые включали вскрытие, расчистку и детальную документацию разрезов с зарисовками и фотографированием, отбор образцов грунта из бугра пучения и скважины. Скважина Se-14-скв.1 глубиной 4,8 м была пробурена в центральной части одного из бугров пучения для организации круглогодичных температурных наблюдений и оборудована логгерами (одноканальными датчиками марки HOBO UA-001-64) на глубине 0,1, 1, 2, 3 и 4 м. Запись температур производилась каждый час и сохранялась на встроенном носителе. Диапазон измерений от -20°C до 70°C, точность  $\pm 0,53°$ C. Базы данных считывались со встроенной памяти один-два в год в период мониторинговых работ на участке исследований. В лабораторных условиях в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск) выполнен анализ физическо-механических характеристик грунтов (гранулометрический и микроагрегатный состав) по методике [5].

Результаты исследования и их обсуждение. Исследование литологических особенностей разреза проводилось по керну скважины и в расчистках обнажений уступа террасы р. Сенца. Литологический состав грунтов в скважине и криогенное строение вскрытой толщи представлены на рис. 2. С поверхности и до глубины 1,9 м разрез сложен суглинками тяжелыми пылеватыми светло- и темно-коричневого цвета. Кровля мерзлых пород зафиксирована на глубине 1,1 м. Криотекстура мерзлого суглинка редко-, горизонтальнослоистая тонкошлировая, иногда до крупношлировой. Толщина шлиров – 3-5 мм. В нижней части этого слоя обнаружен прослой льда мощностью 1 см; лед с пузырьками воздуха круглой формы и включениями кусочков грунта (рис. 3а). С глубины 1,9 м льдистость грунта возрастает до более 50 %, он превращается в ледогрунт (рис. 36). Криотекстура от крупношлировой до базальной, шлиры волнистые горизонтальнослоистые. Шлировый лед прозрачный с газовыми пузырьками. В интервале 2,8-2,9 м обнаружен прослой суглинка, содержащий скопление гумусированных остатков. С глубины 3,2 м криотекстура грунта становится сетчатой (неполновыраженной, косослоистой), местами толщина шлиров льда

превышает толщину грунтовых прослоек. Толщина как горизонтальных, так и вертикальных шлиров составляла 5-7 см. Видимая льдистость 30-40%. С появлением в разрезе глины темно-серой пылеватой криотекстураизменяется на косослоистую. В интервале 4,5-4,6 м вскрыт чистый прозрачный лед с большим количеством газовых пузырьков размером 1-5 мм (рис. 3в).



Рис. 2. Литологический состав грунтов скв. 1, криогенное строение мерзлых пород (голубым цветом показаны шлиры и линзы льда) и температура пород за период 4.07.2014 – 10.07.2015 г.

Газовые включения характеризуются хаотической ориентировкой, группируются в скопления круглых, плоских, вытянутых и изогнутых пузырьков, что указывает на сложность и разнообразие процессов кристаллизации. По вертикали в прослое льда выделяются два слоя с различной насыщенностью газовыми включениями. Размеры и форма пузырьков в газонасыщенном слое свидетельствуют о быстрой кристаллизации внедряющихся в грунт напорных подземных вод, в процессе которой растворенный газ не успевал улетучиваться. В слабо насыщенном слое льда газовых пузырьков гораздо меньше, что может указывать на длительный режим льдообразования. Учитывая, что скважина пробурена на поверхности бугра пучения, можно предположить неоднократные напорные инъекции вод в грунтовый массив при формировании бугра. Химический состав расплавов линз подземного льда – гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 6,5-11,2 мг/дм<sup>3</sup>, pH=5,6-6,7.



Рис. 3. Ледогрунт, глубина 1,8 м (а - керн перевернут на 180°) и 1,9-2,0 м (б) и чистый лед, глубина 4,5-4,6 м (в).

В результате температурных измерений в скважине получена термограмма изменения температуры грунта до глубины 4,4 м в годовом цикле (рис. 4).



Рис. 4. Термограмма грунтовой толщи в долине р. Сенца по данным температурных датчиков в период 01.07.2014- 01.07.2015 г.

У поверхности (на глубине 0,1 м) температура грунтов изменяется от +18.3°С до -24,7°С. Протаивание начинается с установлением положительной среднесуточной температуры воздуха с середины апреля. Максимальной мощности – 1,8 м – сезонноталый слой достигает во второй половине августа. Процесс промерзания оттаявшей грунтовой толщи начинается во второй половине октября, а смыкание с нижележащими многолетнемерзлыми породами происходит уже к началу ноября. Температура грунтов на глубине 4,4 м изменяется в диапазоне -0,8...-1,6 °С.

Заключение. Мерзлые породы в долине р. Сенца представлены льдистыми озерно-аллювиальными суглинками и глинами. Их температура в слое годовых теплооборотов на глубине 4,4 м понижается до -1,6 С. Судя по керну скважины и результатам химического анализа проб льда, бугор пучения представляет собой криогенное образование, вероятно, смешанного сегрегационно-инъекционного генезиса. Об этом свидетельствуют его строение - переслаивание линз льда и льдистых супесей и суглинков. В ходе промерзания отложений происходило не только сегрегационное льдовыделение, но и формирование ледяных прослоев мощностью до 10 см в результате неоднократного внедрения дополнительных порций напорных вод в грунтовую толщу.

В последние десятилетия с ростом среднегодовой температуры воздуха в долине р. Сенца происходит активное разрушение бугров пучения, сопровождающееся формированием небольших и крупных термокарстовых озер, а также интенсивное ежегодное отступание бровки надпойменной террасы в результате термоэрозии.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00115. Авторы благодарны к.г.-м.н. С.Г. Аржанникову и к.г.-м.н. А.А. Рыбченко за существенную помощь в проведении полевых работ.

#### Литература

1. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Буданцева Н.И., Чижова Ю.Н. и др. Изотопный состав ледогрунтового ядра минеральных бугров пучения в долине реки Сенца, Восточный Саян // Криосфера Земли, 2015. Т. XIX, № 2. С. 52-66.

2. Геокриология СССР. Горные страны юга СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 360 с.

3. Гидрогеология СССР. Том XXII. Бурятская АССР. - М.: Недра, 1970. - 432 с.

4. Олюнин В.Н. 1965. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. - М.: Наука, 1965. - 127 с.

5. Рященко Т. Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 287 с.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯМАЛА И ГЫДАНА И ИХ КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

#### А.В. Баранская

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alisa.baranskaya@yandex.ru

Было изучено 6 ключевых разрезов видимой части рыхлых отложений на севере полуостровов Ямал и Гыдан. Выявлено, что на острове Белый и полуострове Явай вскрываются прибрежно-морские отложения неглубокого водоема, перекрывающиеся каргинскими торфами и более поздними континентальными отложениями, а в более южных областях (полуостров Мамонта, мыс Хонарасаля, побережье Енисейского залива) морские осадки перекрыты или прорезаны оскольчатыми неслоистыми суглинками спорного генезиса с пластовыми льдами, выше которых также залегают континентальные отложения.

#### QUARTERNARY SEDIMENTS OF THE NORTHERN YAMAL AND GYDAN PENINSULA AND THEIR CRYOLITHOLOGICAL FEATURES

### A.V. Baranskaya

Moscow State University Lomonosov (MSU), Moscow, Russia; alisa.baranskaya@yandex.ru

6 key sections of Quarternary sediments of the northern Yamal and Gydan have been studied. It has been revealed that on Beliy Island and Yavay Peninsula, coastal sediments of a shallow basin

overlaid by Kargin peats and younger continental sediments outcrop; at the same time, in more southern areas (Mamonta Peninsula, cape Honarasalya, Gulf of Enisey coast), marine sediments are overlaid or cut by non-laminated loams of a questionable genesis with massive ice beds, above which, continental deposits lie.

Полуострова Ямал и Гылан – серлие Запално-Сибирской Арктики, центральной части Российского Севера. Изучение новейших отложений и палеогеографических особенностей этой территории и сравнение их с соседними районами позволяет выявить важнейшие закономерности развития Арктики в четвертичное время и особенности ключевых палеогеографических событий. Несмотря на исследования на протяжении десятилетий, многие вопросы плейстоцен-голоценовой истории Запалной Сибири остаются проблематичными. При повышенном внимании к событиям начала и середины позднего плейстоцена (наличию и последовательности оледенений и морских трансгрессий), конец позднего плейстоцена и голоцен остается в тени, в то время как изучение именно этих отложений позволяет выявить важнейшие особенности палеогеографии региона: изменения уровня моря, особенности тектонических движений и изменения климата, - на самом недавнем геологическом этапе. При изучении четвертичных отложений Крайнего Севера особенное внимание следует уделать и криолитологическим особенностям: криогенным текстурам и структурам, наличием подземных льдов, особенностями промерзания отложений. Их анализ позволяет восстановить палеогеографические условия осалконакопления и часто лает ключ к выявлению происхождения тех или иных отложений.

Наименее изученными остаются удаленные, северные районы Ямала и Гыдана изза их низкой транспортной доступности и логистическими трудностями, препятствующими масштабным исследованиям: единственный пусть, которым можно туда попасть – на морском судне или по воздуху. В ходе работ комплексных экспедиций морского базирования «Ямал-Арктика-2012, 2013» был исследован ряд ключевых участков на побережьях севера Ямала и Гыдана (рис. 1).



Территория всех ключевых участков сложена мерзлыми четвертичными отложениями.

Разрез низкой (4-6 м) поверхности острова Белый обладает двучленным строением: на восточном берегу в нижней части 5-метрового клифа до высоты 1,5-2 м вскрываются сизые глины и алевриты, переслаиваемые оторфованными песками с флазерной, линзовидной и волнистой слоистостью (рис. 2). Характер слоистости и наличие тонких (1-4 см) прослоев торфа, чередование глинистых, алевритистых и песчаных прослоев, позволяют предположить, что это отложения мелкого моря, лагун и периодически затапливающейся литорали.

Выше по разрезу залегает толща темно-желтых эоловых песков с линзочками палеопочв длиной до 5-10 см. Она отделена от нижней, лагунно-прибрежно-морской, прослоями торфа мощностью до 10-20 см и накапливалась в континентальных условиях, после того, как остров Белый вышел из-под уровня моря.

Как верхнюю, эоловую, так и нижнюю, прибрежно-морскую, толщу секут ледяные жилы нескольких генераций. Часто более молодые ледяные жилы секут более старые (рис. 3). Их изотопный состав (δ18О от -16,7 до -19‰) соответствует голоценовым средних зимних температурам, что позволяет предположить, что они сформировались в течение голоцена, как и верхняя часть эоловой толщи. Заметно, что перевевание эоловых песков и погребение эмбриональных почв происходит до сих пор, поскольку на поверхности острова многочисленны надувы песка и небольшие котловины выдувания, которые сформированы современными эоловыми процессами



Рис. 2. Сводный разрез рыхлых отложений острова Белого. Условные обозначения литологического состава: 1 - глины, 2 - пески, 3 - алевриты, 4 - торф, 5- ледяные жилы, 6 - линзочки палеопочв, 7 - линзы песка, 8 – древесина

В западной части острова, в отличие от восточной, в обрыве около 1,5 м вскрываются лишь верхние континентальные, отложения эолового происхождения, а граница между ними и нижней, прибрежно-морской, толщей расположены ниже уреза. Поскольку следы размыва на границе двух пачек отсутствуют, вероятно, подобная картина свидетельствует о том, что восточная часть Белого поднималась быстрее, чем западная.



Рис. 3. Две генерации ледяных жил, секущих береговой обрыв в западной части острова Белого

Радиоуглеродное датирование торфов и палео-плавника, залегающих на границе между нижними, прибрежно-морскими и верхними, эоловыми, отложениями, дало возраст между 35 и 37 тыс. радиоуглеродных лет назад (рис. 2). Таким образом, можно предположить, что после этого времени уровень моря в районе острова Белого не поднимался выше 1,5-2 м.

Похожая картина наблюдается на полуострове Явай на 10-километровом участке его западного побережья на траверзе озера Тиребято (точка 3, рис. 1): до высоты от 3 до 7 м над уровнем моря выходит отложения водного генезиса, представленные фациально замещающими друг друга параллельнослоистыми сизо-серыми алевритами и хорошо отмытыми песками с флазерной слоистостью (рис. 4). Пески часто обогащены прослоями щепок и древесного детрита. По составу ионов и общей минерализации толща может быть отнесена к незасоленным или слабозасоленным. Тем не менее, обнаружены были и морские виды микробиоморф. На нее несогласно налегает толща параллельнослоистых желто-бурых супесей и мелкозернистых песков. Изредка слои нарушены псевдоморфозами по вытаявшим сингенетическим ледяным жилам и пологими сбросами. Данная толща рассматривается как континентальная; ее возможный генезис – эоловый, либо озерный. Стратиграфически выше нижней толщи водного генезиса встречаются прослои торфа, часто мощностью до 0,5-1,3 м. Результаты их радиоуглеродного датирования показали возраст от 24 до 30 тыс. радиоуглеродных лет назад. Датирование редко встречающихся веточек и остатков торфа из параллельнослоистых супесей, лежащих выше торфов, показало возраст от 8 до 9 тыс. радиоуглеродных лет (рис. 4).

Над этими параллельнослоистыми супесями залегают покровные отложения, представленные бурыми неявнослоистыми супесями и суглинками.



Рис. 4. сводный разрез рыхлых отложений полуострова Явай. Условные обозначения литологического состава см. на рис. 2.

Таким образом, в разрезах северной оконечности Ямала и Гыдана было обнаружено много схожих черт. Внизу колонки видимых отложений лежат прибрежноморские отложения. Слабая засоленность отложений на Явае не позволяет с уверенностью говорить о морском характере водоема; тем не менее, значительная протяженность выходов подобных прибрежных отложений заставляет предположить, что водоем был обширным, занимал всю территорию севера Ямала и Гыдана и, вероятно, имел связь с морем (судя по присутствию морских микроорганизмов). Возможность существования в позднем плейстоцене подобных значительно опресненных водоемов, связанных с морем, показывалась и для других регионов, к примеру, Лаптевоморского (Большиянов и др., 2008). Выше их залегают мощные линзы торфа, накопившиеся на острове Белом и полуострове Явай примерно в одно время - 25-36 тыс. лет назад, соответствующее третьей ступени верхнего неоплейстоцена (каргинское время). После этого периода интенсивного накопления торфов уровень моря в регионе не поднимался по крайней мере выше 1,5-2 м.

Лежащие выше эоловые пески острова Белого и параллельнослоистые супеси Явая накапливались, вероятно, как в течение сартанского времени 12-15 тыс. лет назад, так и в течение голоцена. Голоценовые датировки из середины толщи Явая говорят о том, что, по-видимому, именно в течение голоцена осадконакопление было особенно интенсивным.

Южнее, на мысу Хонарасаля и полуострове Мамонта (точки 4, 5 рисунок 1), в разрезах береговых обрывов высотой от 12 до 30 м подобной последовательности обнаружено не было: на морские отложения, которые могут коррелировать как с выделенной Астаховым и Назаровым нямсинской и паютинской свитой (МИС 5е), так и со зверевской свитой (МИС 5а) (Астахов, Назаров, 2010) и перекрывающие их ледниковые отложения, предположительно соответствующие МИС 4, с размывом ложатся пески, супеси и алевриты континентального (эолового и покровного) происхождения, сформировавшиеся в конце позднего плейстоцена-голоцена. Таким образом, описанный выше обширный солоноватоводный водоем существовал в конце позднего плейстоцена лишь на самом севере Ямала и Гыдана, и его уровень не поднимался выше 5-7 м над современным. Доказательств высокого положения уровня моря в голоцене (выше 1,5-2 м над современным) обнаружено не было.

Аналогичная картина наблюдается и на побережье Енисейского залива (точка 6). Разрез берегового уступа сложен толщей морских отложений, представляющей собой регрессивную последовательность, деформированная в пологую антиклиналь с размахом крыльев в 10 км (Баранская и др., 2013).

Возраст отложений, по стратиграфическому их положению, оценивается как казанцевский и коррелируется с верхними двумя пачками расположенной в 40 км к востоку Лескинской толщи (Каплянская, 1985, Каплянская и др., 1986).

Нижняя часть толщи представлена ритмично горизонтально слоистыми серокоричневыми алевритами, вскрывающимися в береговых уступах в ядре антиклинали. Снизу она сложена исключительно алевритами и глинами, местами с тончайшими (первые миллиметры) прослоями тонкозернистого песка. Выше по разрезу слойки песка увеличиваются до первых сантиметров. Эта часть осадков предположительно накапливалась в относительно глубоководном бассейне, который постепенно начинал мелеть. Выше по разрезу ритмично слоистые алевриты постепенно сменяются переслаиванием пачек ярко-желтых песков с параллельной, косой и флазерной слоистостью и сизо-коричневых глин, с большим количеством щепок, древесины и растительного детрита. Если ближе к ядру антиклинали глинистые прослои мощнее песчаных, то на крыльях пески имеют большую мощность, чем глины. Такие отложения накапливались уже в более мелководных условиях, под влиянием прибрежных течений и штормовых волнений, при колебаниях уровня моря.

Предположительно казанцевские морские отложения прорезаны секущими слоистость "карманами", выполненными неслоистыми оскольчатыми суглинками с приуроченными к ним наклонными выходами пластовых льдов. Кривые the δ18O, δD и Dexc показывают неравномерное распределение значений изотопного состава льдов, без ярко выраженного максимума или минимума в центре. Значения б18O варьируют от -8 -23% о до – 21 -26% на различных обнажениях таких льдов, что позволяет предположить, что разные пластовые льды, встречаемые на побережьях Енисейского залива, формировались в разное время, и происхождение каждой залежи необходимо оценивать отдельно. Тем не менее, залегание оскольчатых суглинков с пластовыми льдами, срезающих слоистость в морских отложениях, а также распределение и и изотопного состава напоминает в некоторых чертах залегание льдов обнажения Ледяная Гора выше по Енисею и позволяет предположить их ледниковое происхождение, а оскольчатые суглинки считать ледниковыми отложениями.

Таким образом, по особенностям разреза четвертичных отложений север Ямала и Гыдана можно условно разделить на два района: на острове Белый и полуострове Явай вскрываются прибрежно-морские отложения неглубокого водоема, существовавшего до каргинского времени, перекрывающиеся каргинскими торфами и более поздними континентальными отложениями; в более южных областях (полуостров Мамонта, мыс Хонарасаля, побережье Енисейского залива) казанцевские морские осадки перекрыты или прорезаны предположительно ледниковыми отложениями ермаковского времени (вторая ступень верхнего неоплейстоцена) с приуроченными к ним пластовыми льдами, выше которых также залегают толщи континентального происхождения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00453 мол а.

#### Литература

- Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения, 2010, № 43, стр. 36–47.
- Баранская А.В., Большиянов Д.Ю., Кучанов Ю.И., Томашунас В.М. Новые данные о дислокациях в четвертичных отложениях полуостровов Ямал и Гыдан и связанных с ними новейших тектонических движениях по результатам экспедиции «Ямал–Арктика–2012»// Проблемы Арктики и Антарктики, N 4(98), 2013, с. 91-102
- Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, № 1(78), стр. 151-160
- Каплянская Ф.А. Отчет по теме 37/644 «Изучение особенностей ледникового седиментогенеза в Нижнеенисейском районе с целью выяснения опорных вопросов стратиграфии и палеогеографии плейстоцена севера Западной Сибири». Фонды ВСЕГЕИ. Л., 1985. 115 с.
- Каплянская Ф.А., Никольская М.В., Тарноградский В.Д. Доледниковые морские отложения на севере Западной Сибири (Лескинская толща) // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 100—109.

#### КРИОЛИТОЗОНА ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРЕВАЛОВ АНЗОБ И ЖОСАЛЫ-КЕЗЕНЬ)

<sup>1</sup>В.Е. Гагарин, <sup>1</sup>А.В. Кошурников, <sup>1</sup>А.В. Брушков, <sup>2</sup>А.Н.Хименков, <sup>1</sup>Н.В. Желтенкова

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова *e-mail: <u>msu-geophysics@mail.ru</u>* 

<sup>2</sup>Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия, *e-mail:a\_khimenkov@mail.ru* 

В статье представлены результаты исследований мерзлых пород в высокогорных районах Тянь-Шаня на двух площадках, расположенных в северной и южной части. Дана характеристика различных типов мерзлоты, распространенной в пределах разных геоморфологических и геологических объектов. Проанализированы особенности развития криогенных процессов в горах. Описан широкий ряд мерзлотных явлений. С помощью геофизических методов построены геологические разрезы на описываемых территориях. Приводится состав грунтов, входящих в высокогорную криолитозону. По результатам термометрических наблюдений дан анализ состояния высокогорной мерзлоты.

## PERMAFROST ZONE OF THE SOUTHERN AND NORTHERN TIEN-SHAN (ON THE EXAMPLES OF MOUNTAIN PASSES ANZOB AND ZHOSALY–KESEN)

## <sup>1</sup>V.E. Gagarin, <sup>1</sup>A.V. Koshurnikov, <sup>1</sup>A.V. Brushkov, <sup>2</sup>A. N. Khimenkov, <sup>1</sup>N.V. Zheltenkova

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, *e-mail: <u>msu-geophysics@mail.ru</u>* <sup>2</sup>Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, *e-mail: a\_khimenkov@mail.ru*  The article presents the results of the researches of permafrost from two areas located in Northern and Southern parts of Tien-Shan. The Authors proposed the characteristics of the different types of permafrost that is present in a variety of geomorphological and geological objects. The Authors also analyzed the features of development of cryogenic processes in the mountains, described a wide range of permafrost phenomenon, discovered the differences in geological sections of describing areas using geophysical methods, specified the composition of the soils that are included into the high-mountain permafrost zone, analyzed the status of high-mountain permafrost based on the results of thermometric observations.

Горные системы центральной части Евроазиатского континента представляют собою крупнейший высокогорный регион распространения многолетне мерзлых и сезонно мерзлых горных пород. Степень геокриологической изученности данной территории неодинакова. К настоящему времени наиболее подробные сведения о распространении мерзлоты касаются Восточного Памира, Северного Тянь-Шаня[2]. В районах Южного Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая и Западного Памира систематических геокриологических исследований практически не проводилось.

В последние 10 лет возрос интерес исследователей многих стран к изучению процессов изменения природной обстановки в высокогорных районах. Одними из таких регионов являются Тянь-Шань и Памир, где кроме научных, сходятся и многие геополитические интересы, поскольку эти горные страны находится на территории нескольких ближневосточных государств – Таджикистана, Афганистана, Китая и Индии.

Работы финансируются Европейским Союзом в рамках «Тематической Программы по Экологии и Устойчивому Управлению Природными Ресурсами, включая Энергию». По этой Программе Венским Университетом природных ресурсов и прикладных наук (IAG, BOKU), были проведены исследования и подготовлен отчет по Оценке высокогорных опасностей и рисков[4]. В отчете показано, что мерзлые породы на Памире деградируют и до конца 21 века могут исчезнуть. И эти изменения, в сумме с тектонической опасностью, могут приводить к катастрофическим событиям, таким как сели и прорывы ледниковых горных озер. В этой работе подчеркивается, что из-за трудностей прямых наблюдений за динамикой мерзлых пород в высокогорных регионах, в настоящее время можно ориентироваться только на результаты компьютерного моделирования. Однако, известно, результаты любого как математического моделирования зависят от тех граничных и начальных параметров, которые вводятся в рабочую программу. Это лишний раз подчеркивает ценность предлагаемых нами прямых наблюдений.

В настоящей статье приводятся результаты геокриологических исследований, проведенных авторами на двух площадках, расположенных в северной и южной части Тянь-Шаня. Наши стационарные наблюдения начались в 2014 г., что позволяет предоставить только первые результаты изучения современного состояния высокогорной мерзлоты в данном регионе.

Первая площадка расположена на перевале Анзоб (высота 3372 м) и вторая – на перевале Жосалы-Кезень (высота 3336 м) (рис. 1). Площадки располагаются на одном высотном уровне и захватывают территорию перевалов, а также их склоны южных и северных экспозиций. На площадках производится комплекс геокриологических наблюдений. На перевале Анзоб такие исследования проводятся впервые. На перевале Жосалы-Кезень имеются наблюдательные скважины, часть из которых существовала раньше, часть пройдена нами в 2015 году. В старых скважинах в 80-х годах прошлого века сотрудниками Института Мерзлотоведения СО РАН были установлены термокосы из датчиков ММТ-4, которые в настоящее время обслуживаются сотрудниками Института географии республики Казахстан[3]. В новые скважины авторы установлии логгеры с более современными датчиками, которые ведут измерения температуры в автоматическом режиме.



Рис. 1 Расположение стационарных площадок

Дадим краткое орографическое описание района работ. Активная тектоническая леятельность началась Тянь-Шане на к середине неогена и продолжается до наших дней. В миоцене

началось интенсивное поднятие горных хребтов и погружение палеозойского фундамента межгорных впадин. К концу плиоцена поднятия стали происходить наиболее энергично, что и привело к созданию настоящей горной страны на границе неогенового и четвертичного периодов.

Наряду с формированием скальных массивов, в межгорьях сформировалась грубообломочная песчано-гравийно-галечная свита. Рельеф межгорных котловин можно разделить на 3 типа: 1.Ледниковый аккумулятивно-эрозионный. 2.Водный аккумулятивно-эрозионный.

Грандиозное поднятие и общее похолодание климата в четвертичное время вызвали оледенение горной страны. Последнее значительное разрастание ледников произошло в конце четвертичного времени. Гигантские ледниковые языки достигали в длину 50-60 км. и даже 120-130 км. (ледники Праиныльчек, Тарагайский и др.)

Фирновые поля и ледники распространены практически повсеместно и у их подножий расположено обычно два-три конечно-моренных вала сложенных грубообломочным материалом со щебнисто-суглинистым заполнителем, мощность которых достигает 80—100 м.

К моренам примешивается щебнисто-глыбовый коллювий с крутых склонов, окружающих ледники. Значительные вертикальные поднятия территории привели к формированию так называемых сыртов, которые на Тянь-Шане, несмотря на большие абсолютные отметки в 3-4 тысячи метров, представляют собой плоскую или всхолмленную поверхность, покрытую аллювием, флювиогляциальными и моренными отложениями.

На высотах более 3000 метров, к которым приурочены и описываемые нами площадки, основными формами рельефа являются горные хребты и сыртовые равнины. Эти формы рельефа характерны для районов наших наблюдений. Рельеф горных хребтов типично гляциальный: скалистые гребни и пики чередуются с древними и современными карами и отдельными останцами древнего пенеплена. Горные хребты изрезаны троговыми долинами в которых хорошо сохранились древние морены, в которые врезаются современные реки.

Сыртовая зона отличается значительной структурной слоистостью и выраженной пространственной изменчивостью. В эту зону входят альпийские луга, высокогорные степи и пустыни.

Сочетание относительной сухости с суровостью климата - важная черта природы Тянь-Шаня, что приводит к разрушению типичных альпийских ландшафтов и вызывает формирование очень характерных ландшафтов холодной высокогорной пустыни с чрезвычайно скудной растительностью на специфических такыровидных почвах.

Таким образом, современный рельеф высокогорий Тянь-Шаня формировался в основном на протяжении неоген-четвертичного времени. Существенной особенностью этого процесса являлось накопление в межторных котловинах значительных масс обломочного материала. Выносу материала препятствует замкнутость горной страны со всех сторон окруженной хребтами. Формирование рельефа происходило и происходит за счет активных тектонических процессов. На фоне вертикальных перемещений горных хребтов и межгорных впадин развиваются ледниковая и водная эрозия и аккумуляция. В районе наших наблюдений велико влияние криогенного рельефообразующего фактора, приводящего к морозному выветриванию горных пород и всевозможным мерзлотным явлениям.

Распределение вечной мерзлоты на Тянь-Шане крайне неравномерно. Ее наиболее крупный массив находится во Внутреннем Тянь-Шане и протягивается широкой полосой от соединения Ферганского хребта с хребтом Кокшалтау до массива Хан-Тенгри. Кроме того, изолированные ареалы мерзлоты выражены в верхних частях всех крупных хребтов Тянь-Шаня. Однако даже в высокогорных районах мерзлота не распространена повсеместно. Значительные по площади талики располагаются вдоль крупных тектонических разломов.

На Тянь-Шане выделяют пояса сплошной и островной вечной мерзлоты. В общих чертах граница между ними колеблется в зависимости от экспозиции склонов, ветрового перераспределения снега, состава пород, гидрогеологических условий и других факторов. В недалеком прошлом, считалось, что пояс островной мерзлоты на северных склонах располагается в интервале высот 2—2,8км, а на южных — 3—3,4 км[1]. Однако, происходящие в настоящее время глобальные и региональные климатические колебания, значительно меняют эту картину, но оценить происходящие изменения не представляется возможным из-за отсутствия в настоящее время регулярных наблюдений, предоставляющих достоверные сведения.

В генетическом отношении на Тянь-Шане исследователи выделяют две крупные категории подземных льдов — погребенные ледниковые и внутри грунтовые[6]. В первом случае речь идет преимущественно о массивах ледникового льда, захороненных в ледниковых отложениях, главным образом в конечных и боковых моренах. По данным приведенным Л. Г. Бондаревой в 1963 г. [1], такие погребенные льды, например, в массиве Ак-Шыйрак, занимают площадь более 21кв.км, а их максимальная мощность лостигала 100—150 м. Аналогичные полсчеты, проведенные Г.А. Токмогамбетовым [6]. для северного склона Заилийского Алатау, показывают, что погребенные моренами ледниковые льды занимают площадь 20 кв.км, что составляло 10% всей площади современного тогда оледенения. На существование массивов льда определенно указывают термокарстовые воронки и западины — типичный элемент ландшафта, указывающего на древнее оледенение. Подобные образования ярко представлены в районе изучаемого нами перевала Анзоб (рис.2). Внутри грунтовые льды образуются при замерзании воды в разных генетических типах рыхлых отложений. Наиболее благоприятной средой для формирования мерзлоты являются слабо уплотненные и влажные озерные осадки. Комплекс подземных льдов здесь в основном представлен сегрегационными и инъекционными образованиями, имеющими линзовидную, слоистую или сетчатую текстуру.

В поясе сплошной вечной мерзлоты подземный внутри грунтовый лед может встречаться также в толщах морен, руслового аллювия, флювиогляциальных галечников и склоновых отложений. В них, как правило, преобладает лед-цемент, сегрегационный и сублимационный лед.



Рис. 2 Элементы ландшафта: а) Просадка грунта в водораздельной части; б) Термокарстовые воронки по линиям разломов в седловине перевала Анзоб.

Изучение состояния мерзлых грунтов на южном Тянь-Шане были нами начаты в 2013 году. На перевале Анзоб, находящимся на Гиссарском хребте, были пробурены скважины, изучены характеристики грунтов, проведены геофизические исследования, начаты стационарные наблюдения за температурой грунтов в скважинах, организованы наблюдения за сейсмическими событиями. Исследования показывают, что породы в районе перевала Анзоб, представляют собой переслаивающие толщи морских известняков и глинисто-известковистых сланцев девон-карбонового возраста, которые в результате тектонических процессов были подняты на эту высоту в начале средне четвертичного времени. Региональные изменения климатической обстановки привели к развитию в этой области долинного оледенения, которое в пределах Центрального Таджикистана считается первым из достоверно доказанных.

По данным расположенной на перевале Анзоб метеостанции (рис. 3), среднегодовая температура воздуха составляет здесь -2.0°С, при этом отрицательные среднемесячные температуры воздуха держатся в течение 7 месяцев. Температура поверхности почвы может достигать -30°С. Все это говорит о возможности здесь



достаточно глубокого промерзания грунтов. По результатам изучения в шурфах нами выявлено, что верхние горизонты сложены карбонатными брекчиями. крупными обломками магматических пород с мелкодисперсным наполнителем, перекрытыми протяженным тонкодисперсным чехлом, который, как показало изучение гранулометрического состава, сложен тяжелыми пылеватыми суглинками. Ниже залегают трещиноватые граниты.

Рис. 3 Метеостанция на перевале Анзоб

Как показали наши наблюдения, в районе перевала Анзоб все инженерногеологические процессы протекают при активном участии криогенного фактора. Выявлено развитие ряда криогенных процессов, приуроченных к верхнему суглинистому горизонту. Среди них можно отметить развитие солифлюкции и оплывания грунта, которые приводят к образованию солифлюкционных террас. При этом их морфология зависит как от экспозиции и крутизны склона, так и от постоянных микросейсмических колебаний. Широко распространено выпучивание крупнообломочного материала и движение скальных фрагментов по склону (рис. 4)



Рис. 4 Криогенные процессы: а) развитие солифлюкции, б) выпучивание крупнообломочных фрагментов, фото В.Е. Гагарина

На перевале происходит интенсивное выветривание скальных пород с образованием и отторжением от массива достаточно крупных угловатых глыб. При этом криогенный фактор является одним из основных, благодаря значительным амплитудам колебания температур воздуха и достаточно большому количеству осадков. Результаты такого разрушения хорошо видны по свежим трещинам отрыва скальных обломков от массива.

Имеются все основания предполагать, что на перевале Анзоб происходит протаивание крупных мёрзлых массивов, и, возможно, погребенных льдов последнего оледенения. Одну из таких воронок мы наблюдали в ущелье расположенном над перевалом Анзоб. Кроме того, нами отмечено множество просадок грунта вытянутых в цепочки вдоль линий разломов, образовавшихся в тыльной части бугров на склонах и в пределах временных водотоков.

Проведенные нами методом ЗСБ геофизические исследования на территории, прилегающей к перевалу Анзоб, позволили построить геоэлектрический разрез. На разрезе хорошо выделяются суглинки мощностью до 3 м, зона брекчий, скальных пород и зона разломов (рис. 5).

На перевале Анзоб нами были пройдены две скважины глубиной 3 м, оснащенные терморегистраторами, проводящими запись температурных данных в течении всего года. По данным термометрических наблюдений установлено, что глубина сезонного промерзания в сезон 2013-2014 гг. составила около 1,3 м. (рис. 6). Несмотря на то, что многолетнемерзлых пород нами на перевале Анзоб отмечено не было, однако их наличие, исходя из климатических наблюдений, вполне допустимо на склонах северной экспозиции.

Исследования криолитозоны Тянь-Шаня, начатые нами в 2013 г. на перевале Анзоб, в августе 2015 г. были продолжены на перевале Жосалы-Кезень, который находится на водоразделе рек Проходная и Озерная. В тектоническом плане район перевала представляет собой зону дробления двух смыкающихся активных тектонических разломов субширотного простирания.

В геоморфологическом плане район перевала Жосалы-Кезень отличается от перевала Анзоб отсутствием явно выраженной «сыртовой» поверхности с

преобладанием скальных и моренных форм с большим количеством склоновых отложений. Для этого района характерно формирование каменных глетчеров, находящихся, по-видимому, как в активной фазе развития, так и в стадии консервации.



Рис. 5 Геоэлектрический профиль сыртовой зоны перевала Анзоб



Рис. 6 Годовые колебания температуры грунта на перевале Анзоб

По данным Э.В.Северского[3], геологический профиль района представляет собой сочетание трещиноватых гранитов, склоновых крупнообломочных отложений и моренных толщь, представляющих собой скальные фрагменты разного размера и окатанности с песчанисто-суглинистым заполнителем. Одна из наших скважин, на склоне северной экспозиции, пройдена по таким отложениям. Кроме того, активные тектонические и склоновые процессы формируют толщи, сложенные дислоцированными скальными образованиями с глинистым наполнителем в пластичном или текучем состоянии.

Исследования температурного режима и распространения мёрзлых пород на этой территории проводились Институтом мерзлотоведения СО РАН и Институтом географии АН Казахстана, начиная с 1974 года. Результаты режимных наблюдений в скважинах, пройденных на перевале Жосалы-Кезень, опубликованы совсем недавно[3]. В статье показано, что в настоящее время мёрзлые породы имеют здесь мощность от чуть более 100 м до их полного отсутствия, что определяется в значительной степени влиянием экспозиции. Мёрзлые толщи присутствуют на склоне северной экспозиции, а на склоне южной экспозиции развито только сезонное промерзание. Среднегодовая температура мёрзлых пород при этом составляют в настоящее время –0,20...–0,25 °C. Однако приводимые результаты нуждаются в уточнении поскольку используемые для измерений температуры в скважинах датчики ММТ-4 являются термисторами, тарировка которых не осуществлялась на протяжении нескольких десятков лет, тогда как величина изменений температуры мёрзлых пород составляет, по данным указанных авторов, десятые доли градуса. Насколько можно верить данным, полученным при использовании таких датчиков, остаётся неясным. Во-вторых, в статье приводятся данные по отдельным датчикам из разных скважина, в результате чего невозможно оценить характер всего температурного поля.

Геокриологическая характеристика этой области приведена в работах С.С. Марченко[5]., им же по результатам температурных наблюдений построена компьютерная модель температурного поля грунтов (рис. 7), однако, автор в статье не приводит данные по составу и теплофизическим характеристикам грунтов, заложенным в модели, и отсутствуют данные по их температурному режиму.



Рис. 7 Геотермическая модель района перевала Жосалы-Кезень

Сотрудниками Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН[3], на перевале было проведено геофизическое профилирование методом электротомографии, которое позволило выявить пространственную неоднородность высокоомного слоя, интерпретируемого как мёрзлые породы. Однако, проведённые измерения удельного электрического сопротивления в ходе геофизических исследований, особенно на склоне северной экспозиции, в основном относятся к трещиноватым гранитам, и не ясны критерии, по которым определялось их талое или мёрзлое состояние. Кроме того, значительная часть профилей проходила в территории густо застроенного участка перевала. Здесь расположена Тянь-Шанская высокогорная научная станция Физического института им. Н.П. Лебедева АН СССР, где застройка, в значительной мере, нарушает естественное состояние горных пород, а многочисленные металлические объекты неизбежно искажают данные электроразведки.

Авторами на склонах северной и южной экспозиции были пробурены 2 скважины глубиной 4 и 15 метров. В скважинах были установлены логгеры, которые записывают температуру каждые 6 час. Первые температурные замеры дали следующие результаты (рис. 8). Необходимо отметить, что в скважине, пробуренной на склоне северной экспозиции, на глубине 3,7 метра, мы достигли кровли многолетнемерэлых пород, что говорит или о величине сезонно талого слоя и, в случае неполного его промерзания, о появлении не сливающейся мерзлоты. Ответ на этот вопрос дадут наши термометрические наблюдения. Кроме того, на специальном пункте наблюдений, нами была размещена цифровая сейсмостанция, регистрирующая сейсмические события. А как уже отмечалось выше, сейсмика здесь является не только важным рельефообразующим фактором, но и влияет на температурное поле грунтов[3]



9

10

11

12

13

14

15

лубина, м

Нами был пройден геоэлектрический профиль, но в отличие от предшественников, он проходил в стороне от станции ФИАН, и мы использовали другой метод электроразведки - ЗСБ, который, по результатам предыдущих наших работ в горах, дает весьма удовлетворительные результаты.

Таким образом, нами проведен предварительный анализ геокриологической ситуации на двух высокогорных площадках, находящихся на южном и северном Тянь-Шане. Площадки находятся на одном гипсометрическом

уровне. Можно отметить, что на обеих площадках криогенный фактор вносит существенный вклад в формирование рельефа и повсюду отмечаются как следы древних оледенений, так и современные мерзлотные явления. В пределах «северной» площадки мы имеем полный набор типов мерзлых пород, от многолетних до сезонномерзлых. На «южной» площадке нами отмечены только сезонно-мерзлые породы. Изучаемые нами территории имеют различную геоморфологическую и геологотектоническую характеристику. В пределах «южной» области, где отмечается сложный многослойный разрез с чередованием скальных пород карбонатного состава и глинистой тощи значительной мощности, нам можно наблюдать практически полный набор криогенных явлений, свойственных высокогорьям. На «северной» территории наиболее ярко представлены лишь склоновые криогенные процессы.

Высокие среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород на «северной» площадке указывают на высокую степень чувствительности состояния мерзлоты к изменению как региональной так и глобальной экологической ситуации, мониторинг которой необходим для контроля за опасными инженерно-геологическими процессами.

Особенности строения и состояния высокогорной мерзлоты на площадках перевалов Анзоб и Жосалы-Кезень дают возможность проведения исследования и мониторинг состояния всех ее типов. Наличие большого спектра высокогорных геокриологических процессов на относительно небольшом по площади пространстве может рассматриваться как полигон для решения как научных, так и учебных задач.

Работа выполняется в рамках гранта РФФИ, проект 16-05-00924А.

#### Литература

1.Горбунов А.П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня//Издательство «Илим», Фрунзе, 1967, 165 с.

 Сорбунов А.П., Северский Э.В., Титков С.Н. Геокриологические условия Тянь-Шаня и Памира//ИМЗ СО РАН, Якутск, 1996, 194 с.

3.Северский Э.В., Оленченко В.В., Горбунов А.П. Влияние локальных факторов на распространение толщи мёрзлых пород перервала Жосалыкезень (Северный Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с.13–22.

4.Мартин Мергили, Вольфганг Страка и др. Оценка высокогорных опасностей и рисков на Памире//Окончательный отчет IAG-BOKU в рамках проекта РАМІR.Австрия, Вена, 2013, 257 с.

5.Марченко С.С., Ударцев С.В. Геоинформационное моделирование термического состояния высокогорной криолитозоны // Материалы Второй конференции геокриологов России, 6-8 июня 2001, т. 3, Региональная и историческая геокриология, МГУ, с. 178-184.

6. Токмагамбетов Г.А., Голубев В.Н. Структура и текстура погребенных льдов в моренах Малоалмаатинских ледников//сборник Гляциологические исследования в период МГГ, АН Казахской ССР, Алма-Ата, 1964, том 4, с. 162-167.

## КРИОЛИТОЗОНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

#### А.П.Горбунов, Э.В.Северский

Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория Института мерзлотоведения СО РАН, Алматы, Казахстан, *permafrost.08@mail.ru* 

Рассматривается распространение реликтовых посткриогенных образований на территории Казахстана в течение среднего и позднего плейстоцена. Следы этих образований представлены изначально-трунтовыми жилами и псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам и ледогрунтовым жилам. География древних криогенных образований позволяет проследить область сплошной многолетней мерзлоты в плейстоцене к востоку от 58° в.д. на юг до 47°с.ш. Зона островной многолетней мерзлоты могла простираться в плейстоцене на юговотоке Казахстана вплоть до 43°с.ш., смыкаясь с горной криолитозоной Тянь-Шаня.

### PERMAFROST IN PLEISTOCENE IN KAZAKHSTAN

## A. P. Gorbunov, E. V. Severskiy

Kazakh High Mountain Permafrost Laboratory of Permafrost Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Almaty, Kazakhstan, *permafrost.08@mail.ru* 

Area of distribution of relict postcryogenic formation on the territory of Kazakhstan was considered. The biggest part of it was being exposed by long-term frost penetration during middle and late Pleistocene. Traces of these formations are presented by originally-ground veins and pseudomorphs of polygonal-vein ice and ice-soil veins. The geography of ancient cryogenic formations allows observing the area of solid permafrost in Pleistocene to the east of  $58^{\circ}$  E southward to  $47^{\circ}$  N. Area insular permafrost in the Pleistocene by indirect data could be located in the south-east of Kazakhstan up to  $43^{\circ}$  N and bound up with the mountain Cryolithozone of Tien Shan.

Актуальность изучения реликтовых криогенных структур обусловлена как общим их теоретическим значением для палеогеокриологии, так и для выявления закономерностей развития криолитозоны с выходом на прогноз её возможных изменений в ближайшем будущем.

Реликтовые криогенные образования, являющиеся наследием эпох многолетнего промерзания-протаивания, представлены широким комплексом остаточных мерзлотногеологических явлений. Древнемерзлотные феномены в своей морфологической выраженности не всегда близки к современным аналогам, поскольку криогенные образования при переходе в реликтовое состояние испытывают значительные преобразования и в рельефе, как правило, не выражены, поскольку перекрыты небольшим слоем современных отложений. Следы криогенных процессов в осадках связаны, прежде всего, со структурно-текстурными особенностями самих осадков. Последние дают важную информацию о палеогеографических условиях периодов формирования и деградации многолетней мерзлоты.

В течение среднего и позднего плейстоцена большая часть территории Казахстана подвергалась многолетнему промерзанию. Свидетелями этих событий являются многочисленные и разнообразные криогенные реликты. Изучение некоторых из них начиналось еще в 1940-х годах [2]. До 1963 года не проводилось направленное изучение следов плейстоценовой вечной мерзлоты в Казахстане. Они фиксировались попутно при почвенных, геоморфологических и геологических исследованиях. Криогенные деформации в грунтах, собранные таким образов, были впервые обобщены и обстоятельно рассмотрены Б.А.Федоровичем [4]. В его статье и на схематической карте показано распространение вечной мерзлоты в Евразии в плейстоцене. Её южная граница в плейстоцене проведена от Оренбурга (52°с ш.) и до гор Тарбагатая (47°с.ш.). На территории Западного Казахстана древняя вечная мерзлота на карте не показана.

В связи со строительством с 1963 г. по 1971 г. канала Иртыш-Караганда изучение следов былой вечной мерзлоты в Казахстане становится более направленным и предметными. Оно начинается исследованиями казахстанского геолога Б.Ж. Аубекерова, к которым в конце 1970-х годов подключились сотрудники Казахстанской высокогорной геокриологической лаборатории Института мерзлотоведения СО АН СССР.

Исследования Б. Ж. Аубекерова [1] позволили выявить географию древних криогенных образований и на схематической карте показать южную границу области плейстоценовой вечной мерзлоты в Казахстане. На западе, от границы Казахстана с Россией, она следует на восток до 69° в. д. вдоль 48° с. ш. Затем резко поворачивает на юго-восток и здесь, под 43° с. ш., область вечной мерзлоты смыкается с горным регионом многолетнего промерзания. Положение этой границы в основном соответствует современным представлениям. При этом одни следы вечной мерзлоты он относит к среднему, другие – к позднему плейстоцену. До его исследований не были известны столь крупные (до 7 м в длину по вертикали) псевдоморфозы по ледяным клинья и гигантские (до 25 м в длину по горизонтали) криодиапиры.

В предлагаемой публикации приведено в основном описание криогенных грунтовых клиновидных образований, которые исследованы авторами данной статьи. Они подразделяются на изначально-грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледяным клиньям. Вторые – бесспорные индикаторы прошлой вечной мерзлоты.

**Изначально-грунтовые жилы** представляют собой минеральные или органоминеральные образования преимущественно клиновидной формы, возникающие в результате морозобойного растрескивания в условиях вечной мерзлоты или при глубоком сезонном промерзании за пределами её оттаивания. Сведения о механизме их формирования и строении приводятся во многих публикациях и наиболее обстоятельно изучены и обобщены в работе Романовского Н.Н.[3].

Нашими исследованиями установлены основные морфологические разновидности реликтовых изначально-грунтовых жил в рыхлых отложениях различного генезиса. Характерным примером развития криогенных деформаций в аллювиальных осадках может служить строение первой и второй террасы реки Суртысу (48°20' с.ш.), являющейся правым притоком р.Сарысу. Обнажение находится на правом и левом берегах реки в 5 км от устья реки. Первая цокольная терраса здесь имеет ровную слабонаклонную поверхность, на которой благодаря тонким открытым трещинам слабо заметна полигональная сеть. В ее основании со следами размыва вскрываются неогеновые глины, залегающие на глубине 2,5-3,5 м от поверхности. Аллювий в верхней части перекрыт слоем покровных супесчаных отложений мощностью от 0,8 до 1,0 м. Грунтовые жилы, наблюдаемые в этом разрезе, начинаются от основания



покровных супесей (рис.1).

Рис. 1. Изначально-грунтовая жила в разрезе I террасы р. Суртысу

Наиболее мощные грунтовые структуры проникают до глубины 3-3,2м. Расстояние между отдельными клиньями колеблется от 1,5 до 3,0 м. Они выполнены супесчаными однородными отложениями с неясно выраженной субвертикальной слоистостью. Контакт жильных деформаций со вмещающими аллювиальными песками чёткий, часто он

подчёркивается резким повышением содержания карбонатов в песчаных отложениях.

В центральной части почти всех грунтовых структур прослеживаются современные морозобойные трещины, приуроченные к древней полигональной сети. Некоторые из них проникают до глубины 2-2,5 м. Именно система этих трещин образует на поверхности террасы слабовыраженную полигональную сеть.

Псевдоморфозы, или грунтовые жилы заполнения, связаны с вытаиванием полигонально-жильных льдов и являются вторичными образованиями. В пределах Казахстана нами было выявлено два типа псевдоморфоз. Первые формируются на поверхности пластовых равнин, сложенных неогеновыми и палеогеновыми озёрно-аллювиальными отложениями, вторые встречаются в разрезах четвертичных аллювиальных накоплений.

Первый тип псевдоморфоз был обнаружен на окраине Терсекского плато, в урочище Бозкаска. Его координаты 51°11'с.ш. и 64°39' в.д., абсолютная высота около 200 м. Оно сложено континентальными отложениями олигоцена. Поверхность с древними полигонами представляет собой плоскую равнину с небольшим наклоном (2-3°) к балке, заросшей осиново-берёзовым, местами заболоченным лесом. Микрорельеф по полигонам невыражен, они отбиваются благодаря растительности, которая по границам полигонов значительно гуще и представлена более высоким разнотравьем, чем в центре. Форма полигонов – четырёх- и пятиутольники, средние размеры в поперечнике – 25-30 м, максимальные – до 130 м. Столь крупные полигоны не упоминаются в каких-либо публикациях. Они свидетельствуют о крайне аридных условиях местности во время образования морозобойных трещин.

В шурфе, заложенном по грани полигона, вскрывается грунтовая структура, вложенная в песчаные, местами оглеённые отложения (рис.2).



Рис. 2. Псевдоморфоза в олигоценовых отложениях в урочище Бозкаска. 1 – современный почвенный горизонт; 2 – супеси и опесчаненные суглинки; 3 – пески тонкозернистые; 4 – пески средне- и крупнозернистые; 5 – щебень; 6 – галечник; 7 – глиняная галька; 8 – выделение карбонатов; 9 – гумусированные супесчаные клинья.

Максимальная ширина клина на глубине 30 см – 236 см. Для клина характерна облекающая слоистость, вызванная заполнением его вышележащими осадками. Для вмещающих пород отмечается горизонтальная слоистость, фиксируемая цветом и разной зернистостью песка. Слоистость нарушается неровными прослоями щебня и гальки. В контактной зоне вдоль всех границ клиновидной деформации наблюдается развитие субвертикальных полос разной окраски, от рыжей до белесоватой, что связано с выделениями карбонатов и гидроокислов железа.

Подобный тип псевдоморфоз обнаружен на левом берегу р. Иртыш в районе г. Ермак (Аксу) (52°с.ш., 76°55'в.д., абс. выс. 110 м). Здесь в уступах траншеи глубиной до 3,0 м обнаружены клиновидные песчаные образования с интервалом 1,5-2,0 м (рис.3).

Они начинаются от основания покровных слоистых мелкозернистых песков на глубине 1,3 м и внедряются в толщу разнозернистых песков с прослоями гальки до глубины 2,6-2,8 м, т.е. их высота 1,3-1,5 м. В верхней части клинья достигают ширины 1,4-1,5 м и на глубине 0,5-0,7 м расчленяются на ряд узких клиновидных внедрений. Клинья выполнены разнозернистыми рыхлыми песками из вмещающих пород, сильно гумусированы и имеют карбонатные корочки по краям. Характерным признаком песчаных жил является приподнятость слоёв вмещающих пород около контактов с ними под углом 10-30°.

Второй тип псевдоморфоз, приуроченный к четвертичным отложениям, обстоятельно описан Б.Ж. Аубекеровым [1]. Примечательные криогенные реликты такого рода встречены были нами в некоторых местах в Центральном и Восточном Казахстане и нигде ранее не упоминались. Одно из таких мест находится в 37 км к юговостоку от города Каркалинска. Его координаты: 49°05'с. ш. и 75°44' в. д., абсолютная высота около 900 м. Здесь на дне карьера глубиной до 2,5 м вскрыта реликтовая трещинно-полигональная система (рис.4).



Рис. 3. Псевдоморфоза у г. Ермак

- 1 почвенный горизонт;
- 2 мелкозернистые пески;
- 3 крупнозернистый песок с галечником;
- 4 гумусированный песчаный клин;
- 5 разнозернистые пески с прослоями гальки

Ширина трещин на этой глубине изменяется от 25 до 100 см и глубже постепенно убывает вплоть до их основания на глубине около 5,0 м. На дне котлована по реликтовым морозобойным трещинам заложены современные трещины усыхания, проникающие на глубину 10-15 см. Размер полигонов от 2,0 до 4,0 м. На дне котлована, где рыхлые породы выбраны вплоть до коренных, морозобойные трещины проникают и в них на глубину до 1,0 м. Морозобойные трещины, которые находятся на коренных сильнотрещиноватых песчаниках, не образуют правильной полигональной системы и расположены хаютично, в отличие от полигонов по рыхлым отложениям. От дневной поверхности песчаные клинья по морозобойным трещинам начинаются с глубины 0,3-0,5 м, т.е. с учётом глубины вскрытия котлована (2,0-2,5 м) их высота составляет 4,0-4,5 м. Трещины заполнены рыхлым, преимущественно мелкозернистым, золовым песком. Вмещающие породы представлены более плотными песками с суглинком, с глубины 2,0-2,5 м – со следами оглеения.



Рис. 4. Псевдоморфозы по трещинно-полигональной системе в Центральном Казахстане: 1 – песчаник; 2 – песок; 3 – суглинок с песком; 4 – почвенный горизонт

Подобные посткриогенные образования обнаружены на берегу Чарского (Шарского) водохранилища в 17 км от с. Георгиевка в сторону с. Кокпекты в Восточно-Казахстанской области. Его координаты: 49°14′ с.ш. и 81°47′ в.д., абсолютная высота порядка 500 м. Здесь на береговом уступе высотой 2,0-2,5 м и протяжённостью около 50 м с глубины 0,15-0,7 м вскрываются грунтовые песчано-супесчаные жилы высотой до 2 м, расположенные с интервалом от 3-4 до 7-8 м. В верхней части клинья имеют ширину около 1,0 м и сильно гумусированы. Вмещающие породы представлены сильно выветренными и трещиноватыми раздробленными до размеров щебня и дресвы аргелитами. Слоистость вмещающих пород сильно деформирована криотурбациями в виде смятий, завихрений.

Реликтовые криогенные образования обнаружены также на северной окраине Чиликтинской (Шиликтинской) долины (47°12′с.ш., 84°35′ в.д., абс. выс. 1050 м) в обнажениях притоков рек. Койчи и Кындысу протяжённостью около 10 м и высотой до 2,5 м (рис.5).



Рис. 5. Псевдоморфозы и криотурбации пород в Чиликтинской долине
1 – супеси и опесчаненные суглинки; 2 – галечник с песком; 3 – прослои глин;
4 – глиняная галька; 5 – гумусированный суглинок; 6 – морозобойные трещины

Здесь вскрыты псевдоморфозы по ледяным клиньям высотой 1,0-1,3 м. Расстояние между осями грунтовых клиньев 2,0-5,0 м. С поверхности трещиннополигональная сеть практически не выражена и иногда прослеживается только по более высокой растительности и слабой вогнутости по клиновидным просадкам. В верхней части грунтовые клинья имеют ширину 20-30 см и до глубины 30-40 см сильно гумусированы. По центру клиньев от их поверхности заложены современные открытые трещины до глубины 60 см. Грунтовые жилы выполнены пылеватым суглинком и песком, однородным по составу с перекрывающим и вмещающим слоями. С глубины 0,8-1,0 м вмещающие породы представлены песками с прослоями галечников. Ниже залегает слой плотных влажных глин, на кровле которых находится оглеённый слой толщиной 2-10 см, резко подчёркивающий границу в различном составе выше- и нижезалегающих пород. Этот слой сильно деформирован криотурбациями, нарушающими их горизонтальную слоистость. С глубины 1,5 м и до уреза реки залегают слоистые галечники с песком.

Другое посткриогенное образование находится в горах Сайкан (северный отрог хр. Саур), в районе поселка Аккаин. Его координаты:  $47^{\circ}15'$  с. ш. и  $85^{\circ}30'$  в.д. С северной стороны одноимённого перевала (абс. выс. 1800 м) полотно автодороги врезано на глубину 0,5-1,2 м в склоновые отложения. В результате на этом участке были вскрыты древние полигональные структуры. Размеры вскрытых полигонов изменялись от 1,6×1,2 м до 0,7×0,5 м. Ширина трещин 2-3 см на глубине вскрытия 1,1-1,2 м и 15-40 см на глубине вскрытия 0,5-0,7 м. Очертания полигонов чётко подчёркиваются белым цветом карбонатов по трещинам. В обнажении высотой 1,5-2 м вскрываются грунтовые псевдоморфозы по трещинно-полигональным образованиям на всю их глубину (рис.6).



Рис. 6. Псевдоморфозы в горах Сайкан 1 – супеси, а – сильно карбонатные; 2 – аргелиты, а – сильно карбонатные, б – с нарушенной слоистостью; 3 – супеси с песком;

а – сильно карбонатные

Сверху полигональная сеть перекрыта почвенно-суглинистым слоем мощность 60-70 см. С этой глубины начинаются грунтовые клинья, которые проникают на глубину до 2,0-2,2 м, т.е. их высота составляет 1,2-1,4 м, а ширина в верхней части достигает 50-70 см и уменьшается до 20-40 см у их основания. Расстояние между осями грунтовых клиньев 2,0 м. Заполнитель грунтовых клиньев однородный супесчаносуглинистый, рыхлый, в верхней части с характерными вертикальными и наклонными полосами карбонатов. Вмещающие породы представлены раздробленными до щебня и дресвы аргелитами, первоначальная слоистость которых сильно деформирована и имеет положение от вертикального до косо-горизонтального. Под грунтовыми клиньями слоистость подстилающих пород не нарушена, и они залегают параллельно падению склона. Характерной особенностью данных криогенных образований является раздвоение и смыкание между собой грунтовых клиньев у их основания, в результате чего отбивается блок полигона от коренных пород. Эти трещины под основаниями полигонов заполнены тем же супесчано-суглинистым материалом, что и вертикальные грунтовые клинья с включением обломков (ксенолитов) коренных пород.

К несколько необычным криогенным грунтовым реликтам относятся глубокие щелевидные трещины. Это весьма редкое образование, и оно не описано в известных нам публикациях. Одна из трещин обнаружена по левому берегу р. Иртыш (Ертис), в 190 км к северо-западу от Павлодара, в 15 км к юго-востоку от границы Россией. Координаты местности: 53°40′ с.ш. и 75°08′ в.д. (рис.7).

Трещина прослежена в береговом уступе с глубины 3 м до 10,3 м. В верхней части её ширина 5 см, на глубине 7 м – 3,5 см, а на 9 м – 1 см. Отметим, что на всю глубину проникновения трещины она частично заполнена мелким рыхлым песком, а горизонтальные слои вмещающих песков с прослоями галечников на контакте с грунтовой жилой изгибаются книзу под углом 40-60°. Предполагается, что морозобойная трещина приурочена к участку, на котором отсутствовал снеговой покров весной. Поэтому не было и талой воды, которая могла бы проникнуть в трещину и образовать ледяной клин. Вероятно, прочная цементация частиц сезонноталого слоя препятствовала заполнению трещины осыпным материалом. Такие редкие реликтовые формы нуждаются в детальном исследовании.

Таким образом, крупные изначально-грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледяным клиньям в Казахстане к востоку от 58° в.д. прослежены до 47° с.ш. и приурочены к области сплошной многолетней мерзлоты.

Южнее располагались зоны прерывистой и островной вечной мерзлоты. Пока не удалось установить достаточно уверенно границу между этими зонами.

Предположительно на западе Казахстана она приурочена к $50^\circ$  с.ш., а на востоке – к $46^\circ c.ш.$ 



Рис. 7. Криогенная щелевидная трещина в аллювиальных осадках на левом берегу р. Иртыш: 1 – почвенно-дерновый слой; 2 – супеси и опесчаненные суглинки; 3 – слоистые пески; 4 – пески с прослоями гальки; 5 – глины

Южная граница зоны островной вечной мерзлоты на западе Казахстана простиралась в плейстоцене примерно до 47° с.ш., а на юговостоке она под 43°с.ш. смыкалась с горной криолитозоной Тянь-Шаня.

Заметим, что крупные криогенные деформации, особенно псевдоморфозы по ледяным клиньям, приурочены к зоне сплошного распространения вечной мерзлоты.

В зоне прерывистого распространения мёрзлых пород они редки и не столь выразительны. В зоне островного многолетнего промерзания, грунтовые криогенные деформации и другие реликты мерзлотного генезиса отсутствуют. Злесь промерзание происходило локально под каменными россыпями или на затенённых участках склонов.

Северный Прикаспий до сих пор остается почти неизведанным в отношении реликтовых плейстоценовых форм. Причина – трансгрессии Каспийского моря в хазарское и хвалынское времена.

#### Литература

 Аубекеров Б.Ж Криогенные структуры и криолитозона плейстоцена Казахстана // Изв. Академии наук СССР, серия географическая, 1990. № 4. С.102-110.

2. Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания // Мерзлотоведение, 1947. Т. II, вып. 1. С. 3-22 .

3.Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: «Наука», 1977. 215 с.

4.Федорович Б. А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии // Вопросы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена). Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. М: Изд-во АН СССР, 1962. С. 70-100.

## КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БЕРЕГА ОЙГОССКИЙ ЯР

#### А.Ю. Деревягин, Т. Опель\*, Х. Майер\*, Л. Ширрмайстер\*, С. Веттерих \*

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия; <u>dereviag@gmail.com</u>

\*Институт полярных и морских исследований им. А.Вегенера, 14473, Потсдам, Германия

Представлены новые данные о криогенном строении отложений среднего и верхнего неоплейстоцена и голоцена и изотопном составе ( $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D) полигонально-жильных образований Берега Ойогосский Яр. Наиболее тяжелый изотопный состав характерен для современных ростков ПЖЛ (среднее значение  $\delta^{18}$ O – 21,9%). Наиболее легкий для ПЖЛ быччыгыйского ЛК (среднее значение  $\delta^{18}$ O - 33,6%). Анализ изотопного состава показывает изменение зимних температур при формировании ПЖЛ: от наиболее холодных в конце среднего неоплейстоцена и в каргинское время, до наиболее теплых в крест-юряхский оптитмум и голоцене.

#### CRYOGENIC CONSTRACTION AND ISOTOPIC COMPOSITION OF POLYGONAL ICE WEDGES AT OYGOSS YAR COAST

#### A.Yu. Dereviagin, A.B. Chizhov, H. Meyer\*, T. Opel\*, L. Schirrmeister\*, S. Wetterich\*

Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, <u>dereviag@gmail.com</u> \*Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam, Potsdam, Germany.

New data on cryogenic construction of Pleistocene and Holocene deposits and isotopic composition ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ ) of the polygonal ice wedges and composite wedges at Coast Oygossky Yar have been presented. The most heavy isotopic composition is observed in the modern growth of ice wedges (mean values –21,9‰ ( $\delta^{18}O$ )). The lightest isotopic composition is determined for the Bychchagy ice wedges (mean values -33,6‰ ( $\delta^{18}O$ )). The analysis of isotopic parameters of the ice wedges demonstrate variations of winter temperature conditions of ice wedge formation: from the more colder at the end of Middle Pleistocene and Karginsk periods to the relatively warm in Krest Yuryakh and Holocen.

Ойгосский Яр расположен на южном берегу пролива Дмитрия Лаптева, разделяющего северную часть Яно-Индигирской низменности и о-в Бол. Ляховский. Берег на протяжении более 100 км представляет собой чередование останцов ледового комплекса (ЛК) – едом высотой до 35-40 м н.у.м. и общирных аласных котловин высотой 10-12 м.

В береговых обнажениях вскрывается несколько ярусов повторно-жильных льдов [6, 2, 7, 3, 4 и др.]. В последние десятилетия были получены новые данные по криогенному строению, стратиграфии и возрасту многолетнемерзлых отложений [5, 8, 16, 17, 15, 9].

В основу настоящей работы положены новые данные о криогенном строении четвертичных отложений и изотопном составе (δ<sup>18</sup>O, δD) полигонально-жильных образований восточной части Ойгосского Яра (район устья р. Кондратьева), полученые в 2002 и 2007 г. г. совместными российско-германскими экспедициями. Выделенные здесь отложения кучугуйской, быччыгыйской, крест-юряхской, ойогосской свит, и голоценового аласного комплекса вмещают несколько ярусов сингенетических и эпигенетических ПЖЛ и ледогрунтовые жилы. Результаты изотопного анализа (δ<sup>18</sup>O, δD) повторно-жильных льдов рассматриваются как возможный источник информации о зимних палеотемпературах [1, 13].

Отбор образцов льда из крупных транзитных ПЖЛ проводился по горизонтальным профилям через 20-25 см. Расстояние между профилями составляло 5-6 м. При опробовании небольших ПЖЛ расстояние между соседними образцами варьировало от 2-3 до 5 см. Благодаря детальному опробованию был получен большой массив данных по изотопному составу ( $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D) ПЖЛ и ледогрунтовых жил (689 образцов).

Изотопный анализ выполнен в Институте Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера в Потсдаме (Германия). Результаты изотопного анализа выражены в промилле (‰) относительно стандарта средней океанической воды (SMOW) и представлены в виде относительных величин  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D. Ошибка измерений составляет <0,1‰ для  $\delta^{18}$ О и <0,8‰ для  $\delta$ D.

Криогенное строение и возраст четвертичных отложений. В основании разреза вскрываются серые, буро-серые волнисто-слоистые супеси (пылеватые алевриты) с вертикально ориентированными корешками растений, гнездами, линзами и тонкими прослоями темно-коричневого автохтонного торфа относимых к куччугуйской свите среднего неоплейстоцена [2, 4, 16, 9]. Нижняя их граница в изученных разрезах лежит под уровнем моря. Они перекрываются линзами крест-юряхских озерных отложений, реже отложениями быччыгыйского ЛК. Видимая мощность отложений на участке работ составляет 4-6 м.

В нижней части разреза вскрываются клиновидные ледогрунтовые жилы с оплавленными головами, отстоящие друг от друга на расстоянии 20-25 м. Видимая вертикальная мощность жил 2-4 м, ширина 0,3-0,6 м. Ширина ледяных жилок в теле ледогрунтовых жил от 2 до 8 мм. Лед крупнокристаллический (размер кристаллов до 0,5 см), чистый, прозрачный. Ширина минеральных жилок составляет 10-15 мм.

На отдельных участках обнажения ледогрунтовые жилы полностью протаяли с образованием горизонта псевдоморфоз. Криогенная текстура вмещающих отложений тонкослоистая и массивная. Мощность ледяных шлиров, имеющих характерный четкий вертикальный изгиб у ледогрунтовых жил, достигает 2,5-3 мм. Расстояние между шлирами 8-10 см. Объемная льдистость алевритов достигает 30-35% и при оттаивании они имеют текучую консистенцию.

В ряде случаев ледогрунтовые жилы переходят вверх по разрезу в повторно жильные льды в рамках одной полигональной системы. Вмещающими ПЖЛ отложениями являются серые алевриты с линзами, гнездами и прослоями торфа. Головы ПЖЛ оплавлены. Эта верхняя часть разреза с ПЖЛ относится к быччыгыйской свить, выделенной на о-ве Бол. Ляховский. Переход от отложений куччугуйской свиты к быччыгыйскому ЛК постепенный и фиксируется в основном по изменению криогенного строения. Возраст отложений на о-ве Бол. Ляховский, установленный уран-ториевым методом от 126 +16/-13 до 89±5 тыс. лет назад [9, 17]. Лед жил характеризуется светло серым (стальным) цветом за счет большого количества пузырьков воздуха и хорошо различимыми элементарными жилками шириной 3-6 мм. Серые алевриты, вмещающие ПЖЛ, имеют слоистую криотекстуру и высокую льдистость (до 30-40% и более). Комплекс признаков позволяет рассматривать эти ПЖЛ как сингенетические.

В кровле рассматриваемой толщи с ледогрунтовыми жилами и ПЖЛ наблюдается прослой темно-коричневого торфа с веточками кустарников мощностью 0,3-0,5 м, относимый к крест-юряхской свите. Формирование и распространение крест-юряхской свиты связывают с активным развитием термокарста в начале позднего неоплейстоцена [4]. Линзы озерных и озерно-болотных отложений вложены в куччугуйские толщи и выполняют псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и ледогрунтовым жилам.

Крест-юряхские отложения представлены косослоистыми серыми, сине-серыми суглинками (супесями) с ореховатой, оскольчатой структурой, пленками ожелезнения по микротрещинам, включениями хорошо сохранившихся двустворчатых раковин пресноводных моллюсков и серыми песчаными алевритами с прослоями и линзами автохтонного торфа и древесными остатками (кустарниковая береза, ольха). Их мощность определяется размерами псевдоморфоз и в составляет 2-5 м.

Преобладающие криогенные текстуры: неполносетчатая и сетчатая, линзовидная, слоистая и массивная. Ледяные шлиры сетчатой криотекстуры имеют ширину 1-1,5 см, расстояние между ними 1,5-3 см. Средние значения весовой льдистости в суглинках и алевритах - 30-50%, в отрофованных разностях достигают более 90%. На отдельных участках крест-юряхские озерно-болотные отложения вмещают небольшие узкие (ширина от 5-10 до 30-40 см, видимая вертикальная мощность около 0,7-0,9 м) эпигенетические ПЖЛ, расположенные на расстоянии 10-20 м друг от друга. Характерной чертой этих жил является светло-коричневый оттенок льда, бурые пленки ожелезнения на контакте льда и вмещающих пород, и хорошо различимые элементарные жилки, шириной около 2-3 мм.

Верхнюю часть разреза останцов едом слагают серые, сизовато-серые, коричневосерые льдистые алевриты, выделенные в ойогосскую (едомную) свиту [2]. Возраст ойогосской свиты восточной части берега Ойгосский Яр охарактеризован сериями радиоуглеродных датировок отложений [11, 3, 16]. Согласно имеющимся данным накопление толщи ЛК началось здесь около 50-55 тыс. лет назад (конец зырянского – начало каргинского времени) и закончилось 20-25 тыс. лет назад.

По разрезу льдистых алевритов неравномерно распределены гнезда и небольшие линзы торфа. Отложения вмещают мощные транзитные ПЖЛ, высота которых более 25 м, а ширина поверху достигает 10 м. Лед жил мутный, серый, серовато-грязный.

Объемная льдистость отложений ойогосской свиты достигает 80-90%. Нижние части ПЖЛ (хвосты) нередко на 3-5 м внедряются в нижележащие отложения крест-юряхской и куччугуйской свит. Преобладающая криогенная текстура - поясковая и массивная между поясков. Мощность поясков от 1-3 до 4-5 см, расстояние между ними 5-12 см. У боковых контактов с ПЖЛ пояски имеют характерный вертикальный изгиб.

Аласные котловины имеют сложное криогенное строение. В основании 10-12метрового разреза вскрывается пачка мощностью около 3,5 м куччугуйских таберальных отложений с псевдоморфозами. Пачка перекрыта таберированными отложениями ойогосской свиты. На контакте с нижележащими отложениями отмечаются крупные псевдоморфозы по ПЖЛ ойогосской свиты. Выше залегают озерные отложения. Мощность отложений 1,5-2 м а их возраст согласно серии <sup>14</sup>Сдатировок составляет от 14,8 до 10,7 тыс. лет назад [16]. Озерные отложения перекрыты собственно аласными отложениями (болотными отложениями. отложениями аласной поймы) мощностью 2,5-3 м, вмещающими крупные сингенетические ПЖЛ. Накопление собственно аласных отложений происходило между 10,0 и 3,3 тыс. лет назад [16]. Ширина жил поверху составляет от 2,5 до 3,5 м, высота около 5-7 м. Хвосты жил проникают в нижележащие отложения. Лед жил прозрачный белый, немного грязный за счет минеральных включений. Ширина вертикально и субвертикально ориентированных элементарных жилок 1-3 мм.

Аласные отложения характеризуются высокой льдистостью (весовая льдистость более 60-70%), обусловленной поясковой и слоистой криотекстурой. Толщина ледяных шлиров достигает 2-5 см, расстояние между ними 10-20 см.

Голоценовые жилы в аласах, как правило, имеют современные ростки, расположенные в центральной части головы жилы. Ширина ростков, состоящих из 3-4 элементарных жилок 3-5 см, а видимая глубина проникновения их в тело жилы 1-1,5м.

**Результаты изотопного анализа и их обсуждение.** Результаты изотопного анализа полигонально-жильных образований приведены в таблицах 1, 2, 3 и 4 и на рис. 1 (А, Б, В, Г).

Наиболее легким изотопным составом характеризуются ПЖЛ быччыгыйской свиты (табл. 1). Средние значения  $\delta^{18}$ О составили -33,6‰, а минимальные значения -34,9‰. Средние значения изотопного состава ледогрунтовых жил куччугуйской свиты почти на 4‰ (для  $\delta^{18}$ О) и на 30‰ (для  $\delta$ D) тяжелее. Различия изотопного состава быччыгыйской куччугуйской свит отчетливо видны на  $\delta^{18}$ О÷  $\delta$ D диаграмме (рис. 1 А).

Таблица 1. Изотопный состав полигонально-жильных образований быччыгыйской и куччугуйской свит

Тип подземных	Кол-во	Изотопный состав (‰)				
льдов, свита	образцов		δ¹³O	δD	d-ex	
ледогрунтовые жилы куччугуйской	15	Cp.	-29,7	-234,7	2,7	
свиты		мин.	-31,1	-243,8	-0,4	
		макс.	-28,1	-224,7	5,1	
ПЖЛ бычагыйской	13	Cp.	-33,6	-262,8	5,9	
свиты		мин.	-34,9	-273,6	1,8	
		макс.	-32,7	-255,1	7,2	

ПЖЛ в озерных суглинках крест-юряхской свиты имеют тяжелый изотопный состав (табл. 2, рис. 1 Б.), что отражает относительно теплые зимние условия времени их формирования, сравнимые с голоценовыми. Вместе с тем, большой разброс значений ( $\delta^{18}$ O) показывает, что были все-таки и умеренно холодные зимы.



Рис. 1. δ<sup>18</sup>O÷ δD диаграммы изотопного состава полигонально-жильных образований обнажения Ойогосский Яр относительно глобальной линии метеорных вод (GMWL). А- быччыгыйской (2) и куччугуйской (1) свит; Б- крест-юряхской свиты; В- ойогосской свиты; Г- голоценового аласного комплекса. На диаграммах приводится уравнения регрессии и среднеквадратическое отклонение.

Изотопный состав ПЖЛ ойогосской свиты в различных возрастных интервалах охарактеризован по 178 образцам, отобранным из семи горизонтальных профилей через каждые 5-7 м по вертикали (табл. 3, рис. 1 В). Данные, приведенные в табл. 3
хорошо согласуются с полученными ранее результатами изотопного анализа ПЖЛ каргинского времени на о-ве Бол. Ляховский и п-ове Быковский, где средние значения изотопного состава по 158 и 152 образцам для  $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D и d-excess составили соответственно: -30,9‰, -240,6‰ и 6,3‰: -30,8‰, -242,5‰ и 3,9‰.

Таблица 2. Изотопный состав ПЖЛ крест-юряхской свиты.

Тип подземных	Кол-во		Изотопный состав (‰)				
льдов, свита	образцов		δ <sup>18</sup> O	δD	d-ex		
ПЖЛ	21	Cp.	-23,6	-186,2	2,7		
крест-юряхской							
свиты		мин.	-28,9	-223,3	-7,3		
		макс.	-20,3	-161,0	8,8		

Разброс средних значений  $\delta^{18}$ О в вертикальном профиле ПЖЛ позднеплейстоценового ЛК, приведенные в табл. 3, достигают почти 5‰, что свидетельствует о периодах с более холодными и относительно теплыми зимами. Наиболее холодный период на основании имеющихся <sup>14</sup>С датировок можно выделить около 50 тыс. лет назад (профиль №3).

Номер профиля	Кол-во	Изотопный состав (‰)				
высота над ур. моря	образцов		δ <sup>ı</sup> ³Ο	δD	d-ex	
профиль 1	5	Cp.	-27,9	-217,2	5,7	
2 м н.у.м.		мин.	-29,7	-231,7	4,8	
		макс.	-24,5	-191,1	6,5	
профиль 2	42	Cp.	-30,2	-234,3	7,3	
9 м н.у.м.		мин.	-31,4	-241,9	4,8	
		макс.	-27,1	-211,4	9,3	
профиль 3	15	Cp.	-32,8	-258,3	4,5	
16 м н.у.м.		мин.	-33,3	-262,1	3,8	
		макс.	-31,9	-249,6	5,6	
профиль 4	22	Cp.	-28,1	-217,3	7,8	
20 м н.у.м.		мин.	-30,5	-239,6	4,3	
		макс.	-25,8	-197,1	10,3	
профиль 5	46	Cp.	-31,5	-246,9	5,2	
25 м н.у.м.		мин.	-32,8	-256,0	1,6	
		макс.	-28,3	-219,9	7,3	
профиль 6	40	Cp.	-29,0	-226,4	5,7	
30 м н.у.м.		мин.	-32,5	-256,0	1,1	
		макс.	-24,4	-183,7	11,5	
профиль 7	24	Cp.	-26,1	-202,1	6,8	
35 м н.у.м.		мин.	-27,8	-217,1	4,0	
		макс.	-24,2	-185,3	9,1	

Таблица 3. Изотопный состав ПЖЛ ойогосской свиты.

Согласно изотопным данным наиболее теплые периоды относятся к самому началу формирования ЛК (профиль №1) и времени 45-40 тыс. лет назад (профиль №4).

Изотопный состав голоценовых ПЖЛ аласного комплекса охарактеризован по 436 образцам (табл. 4, рис. 1 Г) [14].

Тип подземных	Кол-во	Изотопный состав (‰)					
льдов	образцов		δ <sup>ıs</sup> O	δD	d-ex		
ПЖЛ							
голоценового	436	Cp.	-25,0	-192,1	8,0		
аласного							
комплекса		мин.	-27,1	-207,8	3,3		
		макс.	-20,7	-159,9	11,3		
Современные							
ростки	26	Cp.	-21,9	-167,1	7,7		
ПЖЛ	1	мин.	-25,3	-193,5	4,7		
		макс.	-17.9	-132.3	10.7		

Таблица 4. Изотопный состав ПЖЛ голоценового аласного комплекса и современных ростков ПЖЛ.

Полученные данные об изотопном составе подземных льдов позволяют оценить изменения зимних палеоклиматических условий за длительный период времени с конца среднего неоплейстоцена по настоящее время. Наиболее холодные зимние условия отмечены при формировании сингенетических ПЖЛ быччыгыйской свиты в конце среднего неоплейстоцена. Средние значения  $\delta^{18}$ О составили -33,6‰, а минимальные значения -34,9‰. Средние значения  $\delta^{18}$ О при формировании позднеплейстоценового ЛК (ойогосской свиты) составляют соответственно -30,6‰, а минимальные -33,3‰. Наиболее теплые зимы были в казанцевский (крест-юряхский) оптимум, когда средние значения  $\delta^{18}$ О составили около -25‰. Отметим, что в настоящее время среднезимние температуры по данным метеонаблюдений составляют -21,5°C, а средние значения  $\delta^{18}$ О ростков ПЖЛ (по 29 образцам) равны -21,9‰.

Рассматривая изменения параметра d-excess (d= $\delta D$  - 8  $\delta^{18}O$ ; [10]) современных зимних осадках, и моделируя современные циркуляционные процессы на территории Якутии, Н. Курита с соавторами [12], выделяет несколько возможных областей испарения, формирующих зимние осадки и относительный вклад каждой области: атлантическую (около 30% зимних осадков), тихоокеанскую (около 30%), континентальную (около 30%) и арктическую (около10%). В настоящее время средние значения параметра d-excess для зимних атмосферных осадков района составляют 8,6‰. Вариации средних значений параметра d-excess ПЖЛ (от 2,7‰ в среднем неоплейстопене, до 8.0% в голоцене), приведенные в табл. 1-4 показывают, что в прошлом вклад каждой из этих областей был, по-видимому, другим, меняясь в течение среднего и верхнего неоплейстоцена и голоцена. Можно предположить, что в теплые периоды с изменяющимися ледовыми условиями арктического бассейна, возрастала доля местных источников испарения. В качестве возможного местного источника формирующихся осадков в районе моря Лаптевых рассматриваются и частично открытые в течение зимнего периода поверхности Сибирской полыньи. В криохроны, глубокие регрессии арктического бассейна сводили к минимуму воздействие местных источников. Вместе с тем, простой линейной зависимости между значениями d-excess ПЖЛ и периодами потепления и похолодания, не отмечается.

**Выводы.** Особенностью криогенного строения разрезов восточной части Ойогосского Яра является наличие во всех стратиграфических горизонтах частично или полностью сохранившихся сингенетических и эпигенетических ПЖЛ и ледогрунтовых жил. Формирование ПЖЛ шло в данном регионе как в экстремально холодные

периоды, так и в относительно теплые. Наиболее легкий изотопный состав и холодные зимние условия отмечены при формировании соответственно сингенетических ПЖЛ быччыгыйской свиты в конце среднего неоплейстоцена и в каргинский период около 50 тыс. лет назад. Наиболее тяжелый изотопный состав и относительно теплые зимы были в казанцевский (крест-юряхский) оптимум и в голоцене. Наиболее тяжелый изотопный состав свойственен современным росткам ПЖЛ. Разница в средних значениях  $\delta^{18}$ О ПЖЛ быччыгыйской свиты и современных ростков ПЖЛ достигает 11,7‰. Вариации значений параметра d-excess ПЖЛ в среднем неоплейстоцене, верхнем неоплейстоцене и голоцене могут свидетельствовать об изменении циркуляционных процессов на территории Севера Якутии. Эти изменения, по-видимому, носили как глобальный, так и локальный характер.

#### Литература

1. Васильчук Ю.К..Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М., издание ОТП РАН и МГУ, ПНИИС, 1992, т.1, 420 с, т.2, 264 с.

2. Иванов О.А. Стратиграфия и корреляция неогеновых и читвертичных отложений субарктических равнин Восточной Якутии //Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972, с. 202-211.

3. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст «ледового комплекса» Приморских низменностей Якутии // Известия АН СССР, 1982, № 2, с. 84–95.

 Конищев В.Н., Колесников С.Ф. Особенности строения и состава позднекайнозойских отложений в обнажении Ойогосский Яр //Проблемы криолитологии, вып. IX, МГУ, 1981, с. 107-117.

 Никольский П.А., Басилян А.Э. Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений севера Яно-Индигирской низменности // Естественная история российской восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М., ГЕОС, 2004, с. 5–13.

 Романовский Н.Н. О строении Яно-Индигирской Приморской аллювиальной равнины и условиях ее формирования // Мерзлотные исследования, МГУ, 1961, вып. П.с. 129–138.

 Томирдиаро С.В. Природные процессы и освоение территорий зоны вечной мерзлоты. М., Недра, 1978, 144 с.

 Тумской В.Е., Басилян А.Э. Стратиграфия четвертичных отложений берегов пролива Дмитрия Лаптева (Северная Якутия) // Материалы VI Всерос. совещ. "Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований". Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, с. 592–593.

9. Тумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене-голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, №1, с. 12-21.

10. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus, 1964, vol. 16, p. 436-468.

11. Gravis G. F. Cyclity of thermokarst at the coastal lowlands during the Late Pleistocene and Holocene //Publications of the 3 rd International Permafrost Conference, July 10-13, 1978, Admonton, Alberta, Canada; vol. 1, p. 283-287.

12. Kurita, N., A. Sugimoto, Y. Fujii, et al. Isotopic composition and origin of snow over Siberia // J. Geophys. Res., 2005, 110, D13102, doi:10.1029/2004JD005053.

13. Meyer H., Dereviagin A.Yu, Siegert Ch. & Hubberten H.-W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia - hydrogen and oxygen isotopes in ground ice// Polarforschung, 2002a, vol. 70, p. 37-51.

14. Opel T., Dereviagin A. Yu., Meyer H., Schirrmeister L.,Wetterich S. Paleoclimatic information from stable water isotopes of Holocene and recent ice wedges at the Oyogoss Yar coast region (Northeastern Siberia) // Permafrost and Periglacial Processes, 2011, №22, p. 84-100.

15. Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Grosse G., et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on North-East Siberian Arctic coastal lowlands and islands - a review// Quaternary International, 2011, vol. 241, Is. 1-2. p. 3-25.

16. Wetterich S., Schirrmeister L., Andreev A. A. et al. Eemian and Late Glacial/Holocene paleoenvironmental records from permsfrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 2009, 279, p. 73-95.

17. Wetterich S., Tumskoy V., Rudaya N. et al. Ice Complex permafrost of MIS5 age in the Dmitry Laptev Strait coastal region (East Siberian Arctic) // Quaternary Science Reviews, 2015 (in press)

# ТЕМПЕРАТУРА МЁРЗЛЫХ ПОРОД В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. БОЛ. КУОНАМКИ

## П.С. Заболотник, И.И. Сыромятников

Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия; poulza@mail.ru

В работе приводятся результаты наблюдений за температурой пород в слое годовых теплооборотов на различных типичных ландшафтах в долине реки Бол. Куонамки. Мощность слоя годовых теплооборотов изменяется в пределах 8-12 м. Температура пород колеблется в пределах от -3,4 до -8,1°C. Наиболее "холодные" геотермические разрезы приурочены к пологим делювиально-солифлюкционным склонам, покрытым плакорными лиственничниками с мохово-торфяным напочвенным слоем. Тепловое поле в долине реки Бол. Куонамки не соответствует современной среднегодовой температуре и другим климатическим показателям.

# THE TEMPERATURE OF FROZEN ROCKS IN THE LOWER REACHES OF THE RIVER BOL. KUONAMKA

## P.S. Zabolotnik, I.I. Syromyatnikov Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; *poulza@mail.ru*

This paper presents observed permafrost temperatures within the layer up to the depth of zero annual amplitude in typical landscapes of the Bolshaya Kuonamka river valley. The thickness of zero annual amplitude layer varies from 8 to 12 m. Ground temperatures range from -3.4 to -8.1°C. The lowest temperatures are confined to gentle deluvial-solifluction slopes covered with larch stands and the moss-peat layer. The temperature field of the Bolshaya Kuonamka river valley does not correspond to the present mean annual temperature and other climatic parameters.

В административном отношении территория работ входит в состав Оленекского улуса (района) Республики Саха (Якутия). В гидрографическом отношении исследуемая территория расположена в бассейне Северного Ледовитого океана, в верхнем течении р. Анабар (рис. 1а). Слияние рек Большой и Малой Куонамки образует реку Анабар. В геотектоническом плане исследуемая территория представляет собой древний и относительно стабильный участок Евразийского континента, приуроченный к северо-восточной части Сибирской платформы.



Рис. 1. Местоположение: а – района исследований; б – геотермических скважин.

В орографическом отношении территория приурочена к Анабаро-Оленекскому пластовому плато Среднесибирского плоскогорья и представляет собой расчленённую холмистую равнину с абсолютными отметками от 16 до 227 м и относительными превышениями водоразделов 100-200 м. Здесь широко распространены протяжённые шлейфы делювиально-сулифлюкционных высокольдистых отложений, формирующих специфический рельеф деллей. Разрез, как правило, представлен до глубины 7-11 м сильно льдистыми рыхлыми отложениями, подстилаемыми коренными породами раннего палеозоя, позднего протерозоя. Кроме того, в пределах площади развиты повторно-жильные льды и термокарстовые просадки.

Материалы исследований были получены в рамках выполнения работ по х/д 800/03-01/2011 с ОАО «Нижне-Ленское».

В 1965 г. В.В. Куницкий и Е.Г. Карпов изучали мерзлотные условия двух участков территории бассейна р. Бол. Куонамки. Эти исследования включали в себя измерение температуры горных пород по буровым скважинам в верховьях крупных притоков, р. Лев. Баргыдамалах и р. Мачала. Этими исследованиями фиксировалась температура многолетнемерзлых горных пород (ММП) от -8,0 до -8,6°С [1, 2].

Участок «Старая» расположен в районе устья р. Старая, которая впадает в р. Бол. Куонамку слева в 30 км выше от её устья. Этот левый приток является самым крупным в бассейне р. Бол. Куонамка. На этом участке река Бол. Куонамка делает резкую излучину, поворачивая вправо. Ниже устья р. Старой долина ориентирована в субширотном направлении.

Большинство склонов долины р. Бол. Куонамки пологие террасированные. Низкие террасы заболочены и покрыты лиственничным лесом средней густоты с мелким подростом. Высота деревьев 8-10 м при диаметре 10-15 см. Подлесок представлен кустами тальника до 1 м высотой, багульника болотного и голубики. Поверхность первой террасы сильно увлажнена и имеет кочковато-бугристый микрорельеф с толстым слоем мохового покрова. Глубина сезонного оттаивания составляет 0,27-0,42 см.

На участке «Старая» были пробурены 13 скважин. Профиль геотермических скважин проходит в крест долины, пересекая её дважды (см. рис. 16). На участке выполнено 3 цикла геотермических наблюдений в апреле и сентябре 2012 г., и в июле 2013 г. После измерений в апреле 2012 г., две скважины 6/6 и 6/7 оказались забиты. Тем не менее, в них на глубине 10 м, т.е. вблизи предполагаемой границы слоя годовых теплооборотов установлены температуры  $-3,9 \div -4,9$ °C (рис. 2а). Так в скважине 6/7, расположенной в верховье долины временного водотока 1-го порядка, левого притока р. Старая, установлены температуры  $-6,4^{\circ}$  на глубине 5,5 м и  $-5,0^{\circ}$ С на 10,5 м. В скважине 6/6, расположенной на пологонаклонной, хорошо дренированной поверхности с редким лесом в этом же интервале глубин температуры изменялись от -5,2 до  $-4,0^{\circ}$ С. Следует отметить, что рядом, в скважине 6/5, расположенной на безлесом уступе коренной высокой террасы, в которой были выполнены все три цикла измерений, температуры на забое оказались также относительно высокими  $-4,7 \div -4,8^{\circ}$ С (рис. 26).

Структура теплового поля на участке «Старая» в пределах глубин до 10 м характеризуется существенной неоднородностью. Тщательный анализ ландшафтного и геоморфологического положения геотермических скважин на участке «Старая» позволяет заключить, что естественное растепление и повышенная мощность слоя годовых теплооборотов характерны, прежде всего, для участков с резко расчленённым рельефом - бровки, уступы террас, структурно-денудационные обрывы. Показательным примером является геотермический разрез скважины 6/1 (рис. 3а), пробуренной в 10 м от структурного обрыва высотой 15 м на слабо наклонной поверхности с близким залеганием коренных пород. Здесь в интервале глубин 4,5-10,5 м в апреле 2012 г. наблюдались температуры от -5,6 до -2,2°С. Причём на глубине 10 метров в течение всех трёх циклов наблюдений температура варьировала в пределах -3,4 ÷ -3,7°С.



Рис. 3. Результаты наблюдений за температурой: а – скв. 6/1; б – скв. 6/2.

Столь повышенные температуры на данной глубине могут быть объяснены более интенсивным прогревом со стороны обрыва, близким залеганием коренных пород, хорошей дренированностью отложений и отсутствием мохового покрова, либо наличием тепловых палеоаномалий, связанных с бореальным оптимумом голоцена, либо особенностью экзогенных процессов. Роль последних в формировании геотемпературного поля в пределах слоя годовых теплооборотов предполагается весьма высокой.

Аналогичные процессы естественного повышения температуры, по-видимому, характерны для уступов всех генетических типов, включая даже выположенные уступы и бровки террас. Так, высокие температуры установлены в скважине 6/2, расположенной на бровке 2-й террасы р. Бол. Куонамки (рис. 36). На протяжении 3-х циклов наблюдений температура в этой скважине на глубине 10 м. варьировала от -4,1 до -4,4°С. Более низкие температуры многолетнемёрзлых пород (-5,7 ÷ -6,2°С) установлены для скважины 6/4 (рис. 4а), расположенной в пределах покрытой лиственничником первой надпойменной террасы р. Бол. Куонамки. Поверхность этой террасы сильно увлажнена и имеет кочковато-бугристый микрорельеф с толстым слоем мохового покрова. Наличие этого покрова объясняет более низкие температуры, чем на более высоких террасах, несмотря на отепляющее действие расположенного вблизи русла реки. Аналогичные температуры наблюдаются и в скважине 6/10 (-5,7 ÷ -6,3°С), которая также расположена на первой террасе.

В основании пологого залесённого склона между первой и второй террасами, перекрытого льдистыми отложениями ледового комплекса, геотермический режим в пределах слоя годовых теплооборотов имеет существенные отличия. Например, в скважине 6/3 (рис. 46), расположенной на правобережье р. Бол. Куонамки, на 10метровой глубине с марта 2012 по июль 2013 температура варьировала в пределах -6,6 ÷ -7,1°C. Это существенно ниже, чем в предыдущих скважинах. Несмотря на кажущееся схождение температурных кривых в интервале 8-10 м, мы не можем сделать однозначный вывод о реальной глубине залегания здесь подошвы слоя нулевых годовых амплитуд.



Рис. 4. Результаты наблюдений за температурой: а – скв. 6/4; б – скв. 6/3.

На левобережье р. Бол. Куонамки, на пологом склоне, в пределах делювиальносолифлюкционного шлейфа наблюдаются самые низкие температуры. Верхняя часть разреза мёрзлых пород здесь сложена высокольдистыми суглинистыми отложениями ледового комплекса. Ландшафтные условия характеризуются развитием плакорных лиственничных лесов с подлеском из гипоарктических кустарников, ольхи, кустарниковой берёзы и мохово-лишайниковым покровом. Процессы морозобойного растрескивания и пучения формируют на таких поверхностях сичковато-бугристый микрорельеф. Здесь, на глубинах 8-10 м установлены наиболее низкие температуры в пределах слоя годовых теплооборотов, варьироваение за 3 цикла наблюдений в скважине 6/8 в пределах -8,0  $\div$  -8,1°C, а в скважине 6/9 в пределах -7,7  $\div$  -7,9°C (рис. 5). Незначительная вариация может свидетельствовать о близости подошвы слоя годовых теплооборотов, где температура составляет около -8°C.

Обобщённые представления о строении и сезонной динамике теплового поля участка «Старая» даёт температурный разрез (рис. 6), построенный на основе наблюдений в геотермических скважинах в апреле и августе 2012 и в июле 2013 г. На





Рис. 5. Результаты наблюдений за температурой: а – скв. 6/8; б – скв. 6/9.



Рис. 6. Геотермический профиль по участку «Старая»: а) апрель 2012; b) август 2012; c) июль 2013 года.

На западной части (скважины 6/8 – 6/13) тепловое поле на глубинах до 10 м характеризуется значительно более низкими температурами, чем в восточной. Здесь развиты пологие склоны с голубично-мохово-багульниковыми лиственничниками с кустарниковой ольхой. На пологих склонах значительные мощности образованы илисто-суглинистыми отложениями ледового комплекса с большим набором криотекстур и залежей подземных льдов.

Наличие тепловой аномалии в пределах водораздельной части (замка излучины) р. Бол. Куонамки (интервал скважин 6/1 – 6/3), можно объяснить близким залеганием коренных пород. Этот участок представляет собой хорошо дренированную область сноса с небольшой мощностью криогенного элювия. Его льдистость, как правило, не превышает 10-20%, а мощность составляет 0,5-2 м. Криогенный элювий скального грунта подстилается коренными породами, имеющими трещинные криотекстуры. Будучи более высоко теплопроводным, каменный материал способствует более глубокому и быстрому сезонному оттаиванию грунтов. На этом склоне распространены лиственничные кустарничково-лишайниковые редколесья. Часто наблюдаются каменные навалы.

Прирусловые участки долины р. Бол. Куонамки, где отепляющее воздействие водотока должно проявляться более значительно, характеризуются в целом более низкими температурами и отсутствием крупных зон растепления. Предположительно это связано с тем, что плоские поверхности низких террас хорошо увлажнены, и имеют мощный мохово-торфянистый покров.

К сожалению, ввиду отсутствия геотермических скважин в пределах русловой части р. Бол. Куонамки мы не можем в настоящий момент однозначно установить мощность подрусловой таликовой зоны и её сезонную динамику, также как и оценить вероятность наличия сквозных таликов. О наличии последних можно судить лишь по косвенным данным.

Заключение. Тепловое поле исследуемой территории не соответствует современной средней годовой температуре.

Мощность слоя годовых теплооборотов изменяется в пределах от 8 до 12 м. На его подошве температура ММП колеблется от -3,4 до -8,1°С.

Наиболее холодными являются плоские водоразделы и пологие склоны, которые занимают самое большое пространство. Зависимость температуры пород от экспозиции склона практически не наблюдается. На склоновых типах местности температура изменяется от -7,7 до -8,1 °C.

Для уступов всех генетических типов, включая даже выположенные уступы и бровки террас характерны участки естественного растепления. На таких участках, на глубине 10 метров температура варьировала в пределах -3,4 ÷ -4,8°С.

#### Литература

1. Куницкий В.В. О криогенном строении покровных образований Анабаро-Оленекского плато // Общее мерзлотоведение. – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 87-95.

 Куницкий В.В. О температуре многолетнемерзлых пород Прианабарской денудационной равнины // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1978. – С. 42-49.

## О ГЕНЕЗИСЕ РЕЛИКТОВЫХ ГРУНТОВЫХ ЖИЛ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

# С.И.Ларин<sup>1</sup>, В.А.Алексеева<sup>2</sup>, С.А.Лаухин<sup>3</sup>, Н.С.Ларина<sup>1</sup>,Ф.Е.Максимов<sup>4</sup>, А.О.Алексеева<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, silarin@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия, valekseeva@rambler.ru

<sup>3</sup>Российский государственный геологоразведочный университет, Московский государственный строительный университет, Москва, Россия, valvolgina@mail.ru <sup>4</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, maksimov-fedor@yandex.ru

<sup>5</sup> Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия, alekseev @issp.serpukhov.su

Рассматриваются результаты изучения особенностей морфологии и генезис реликтовых полигональных мерзлотных образований конца плейстоцена в юго-западной части Западно-Сибирской равнины

## ABOUT THE GENESIS OF RELICT SEDIMENT LIVED UNDERGROUND OF THE LATE NEOPLEJSTOCENA IN THE SOUTHWEST OF THE WEST SIBERIAN PLAIN

# S.I. Larin<sup>1</sup>, V.A.Alekseeva<sup>2</sup>, S.A. Lauhin<sup>3</sup>, N.S. Larina<sup>1</sup>, F.E. Maksimov<sup>4</sup>, A.S. Alekseev<sup>5</sup>, T.V. Alekseeva<sup>5</sup>

 <sup>1</sup> Tyumen State University, Tyumen, Russia, silarin@yandex.ru
 <sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, valekseeva@rambler.ru
 <sup>3</sup>Rossijskij state geological prospecting University, Moscow State University, Moscow, Russia, valvolgina@mail.ru
 <sup>4</sup>Sankt-St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia,

maksimov-fedor@yandex.ru

<sup>5</sup>Institute of physicochemical and biological problems of soil sciences, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia, *alekseev@issp.serpukhov.su* 

Discusses the results of a study of the morphology and genesis of relict polygonal sorted circles formations Late Pleistocene in the South-western part of the West Siberian Plain

Палеогеографическими исследованиями установлено неоднократное широкое развитие сплошной многолетней мерзлоты во внеледниковой зоне Западной Сибири [1,2,3,5,16], в том числе в сартанское время и в голоцене. Судя по материалам из района оз.Аксор в верхнем течении Иртыша [6] максимально фиксируется до семи уровней криогенеза в сартанское время. На остальной территории внеледниковой зоны Западно-Сибирской равнины, как правило, выделяется лишь один уровень криогенных структур сартанского времени [2,3,5], представленных обычно елиничными псевдоморфозами по ледяным и ледово-грунтовым жилам. На юго-западе равнины они встречены авторами на 55°11' с.ш., 64°59' в.д. (разрез Галишово 55°11'12'' с.ш. и 64°59'58'' в.д., Кетовский р-н Курганской области), а на юго-востоке распространены значительно южнее [3, 8,12]. Недавно в разрезах Винзили (Кыштырлинский, 56°55'с.ш., 65°49'в.д., Тюменский р-н Тюменская обл.), Упорово (56°16' с.ш., 66°17'в.д.; абс. выс.107м., Упоровский р-н Тюменская обл.) и Каменка 2 (56<sup>0</sup>40' с.ш., 66<sup>0</sup>49'в.д., Заводоуковский р-н Тюменская обл.) обнаружены и изучены фрагменты полигональных сетей с псевдоморфозами по ледяным жилам (рис.1), в том числе разрезы у сел Коточиги (56<sup>0</sup>49'с.ш.,70<sup>0</sup>56'в.д., Викуловский р-н Тюменская обл.), Упорово, Каменка 2. Быструха (56<sup>0</sup>26'с.ш.,70<sup>0</sup>39'в.д., левобережье р.Ишим, Абатский р-н Тюменская обл.) с двумя уровнями криогенных структур предположительно сартанского времени [7-14,19-20].



Рис. 1. Грунтовые жилы на стенках карьеров: 1- возле с.Галишово (Кетовский район Курганская область), 2-4 возле с.Упорово (Упоровский район, Тюменская область), 5-9 в Винзилинском (Кыштырлинском). Фото С.И.Ларина.

Наибольшее число уровней криогенеза в юго-запалной части Запалной Сибири. зафиксировано в стратиграфии широко известного опорного разреза позднего неоплейстоцена Липовка (57°49'с.ш., 67°23' в.д. абс.выс.57м, Ярковский р-н, Тюменская область) на нижнем Тоболе. В этом разрезе выше «пневого» горизонта, датированного по  ${}^{14}$ С в интервале от 31300±800 до 30200±60 л.н., а позднее по  ${}^{230}$ Th/U около 32,6 тыс. л.н. [1,12], нами фиксируются четыре **v**ровня небольших размером 40-50см и до восьми погребенных почв со следами псевломорфоз криогенеза. Глубины верхней и нижней границ псевдоморфоз в этом разрезе находятся в интервалах 5,6-6,1; 6,9-7,3; 10,3-10,6; 13,7-14,1 м от поверхности разреза. Радиоуглеродный возраст верхней (первой) и второй сверху маломощных погребенных почв с глубины 11,15-11,20 м и 12,8-12,9 м от поверхности разреза составил 21400±290 (ЛУ-7259) л.н. и 26020±540 (ЛУ-7380) л.н. Их соответственно калиброванный возраст соответственно 25600±400 л.н. и 30930±510 л.н. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "CalPal2007 HULU" Кёлнского университета 2007 года, авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de). Часть разреза, расположенная выше даты 21400 л.н., соответствует сартанской фазе похолодания. С ней связаны три маломощных криогенных горизонта с небольшими псевдоморфозами. Геохимический анализ 510 образцов на содержание зольности, рН и электропроводности, отобранных по всему 15метровому профилю средней и верхней части разреза Липовка позволил более четко

выявить стратиграфические уровни, особенно в той части разреза, где фиксируются горизонты криогенеза с грунтовыми жилами [12]. Диатомовый анализ проб по всей указанной толще разреза, проведенный д.г.н. В.С.Пушкарь (ДГИ ДВО РАН), показал преобладание в осадках разреза лишь переотложенных створок диатомей, предположительно олигоценового возраста.

Стратиграфия разрезов далеко не всегда позволяет однозначно решить вопрос о генезисе грунтовых жил разных ярусов. Для выявления генезиса грунтовых жил верхнего сартанского яруса был проведен комплекс лабораторно-аналитических исследований вещественного состава, который включал гранулометрический анализ, анализ морфоскопии зерен кварца отложений грунтовых жил. Для оценки количественного показателя роли криогенеза в формировании отложений грунтовых жил методом рентгеновской дифрактометрии на приборе Bruker D2-Phaser был изучен минералогический состав отложений грунтовых жил и вмещающих их отложений. Эти данные использованы для расчета коэффициента криогенной контрастности (ККК), учитывающего распределение по гранулометрическому спектру кварца и полевых шпатов во фракциях 0,05-0,01 мм и 0,1-0,05 мм [15,16,18]. ККК больше 1 свидетельствует об определяющей роли криогенных факторов среди комплекса гипергенных процессов, в зависимости от которых формируется состав минерального вещества отложений. Значения ККК менее 1 указывают на формирование отложений в условиях теплого климата с подчиненной ролью криогенных процессов. Для реконструкции ландшафтно-климатических условий формирования грунтовых жил использован также спорово-пыльцевой метод.

Полученные нами данные гранулометрического анализа из грунтовых жил показывают достаточно контрастные результаты. Например, в грунтовой жиле в карьере возле с.Упорово (жила 11а – 6 образцов) на глубинах 160-170 см, 150-160 см, 140-150см, 130-140см, 120-130см, 110-120см преобладают фракции мелкого и частично среднего песка. Доля крупного песка, физической глины и крупной пыли гораздо меньше. Содержание по разрезу фракции физической глины-средней пыли (< 0,02 мм) составляет от 9,08 до 14,81%; фракции мелкого песка (0,05-0,1мм) - от 26,86% в нижней части до 48,14% в верхней части; фракции среднего песка (0,1-0,25мм) – от 43,22% в нижней части до 15,63% в верхней части; фракции крупного песка (0,25-0,5 мм) – от 11,58% в нижней части до 15,72% в средней части и до 6,59% в верхней части; фракции 0,5-1мм – от 2,28% в нижней части, 2,49% в средней части и до 1,32% в верхней части. Отложения фракции > 1мм варьируют в диапазоне от 0.64% до 0.38%. В грунтовой жиле в карьере возле с.Верхняя Каменка (3 образца: 56°50'01.1"с.ш. 67°03'28,6"в.д.; абс.высота 103м) гранулометрический анализ проб на глубинах 170-180 см (низ жилы), 130-140 см (средняя часть жилы), 115-125см (верх жилы) показал иную, по сравнению с предыдущей, ситуацию. В этом случае преобладают разные фракции: доля фракции физической глины-средней пыли (< 0,02 мм) - 27,32%, 10,38%, 20,99%; фракции крупной пыли (0,02-0,05мм) – 9,30%, 3,80%, 11,47%; фракции мелкого песка (0,05-0,1мм) - 19,66%, 5,87%, 14,01%; среднего песка (0,1-0,25 мм) - 9,96%, 8,88%, 15,02%, крупного песка - 11,61%, 30,02%, 16,82%; фракции (0,5-1,0мм) - 11,32%, 28,06%, 9,86%, фракции >1мм – 10,84%, 12,99%, 11,83%. Обращает внимание заметная дифференциация профиля этого разреза по гранулометрии, что может свидетельствовать об ином генезисе.

Анализ морфоскопии зерен кварца и гранулометрического состава отложений грунтовых жил у с. Упорово и с. Верхняя Каменка показывает, что при формировании материала грунтовых жил участвовали разные источники поступления вещества (рис.2-3). Содержание угловатых элювиальных зерен в отложениях грунтовой жилы у с. Упорово колеблется в пределах 12 - 20%. Основная часть выборки представлена эоловыми частицами: 40-68% среднеокругленных элювиально-эоловых и 16-40% хорошо округленных эоловых зерен. Незначительна доля частиц со следами водного переноса - в среднем 4%, лишь в одном образце 12%. В отложениях грунтовой жилы у с. Верхняя Каменка доля угловатых элювиальных частиц 16-20%; в двух верхних образцах встречены кварцевые зерна с незначительными следами эолового переноса (8 и 4%, соответственно). Подавляющее большинство частиц характеризуется обработкой в водном потоке: 56-68% - среднеокругленные элювиально-флювиальные зерна и 12-24% - хорошо округленные флювиальные.



Рис. 2. Диаграммы кварцевых зерен с криогенными текстурами и коэффициентами окатанности из грунтовых жил возле с.Упорово (Упоровский район, Тюменская область) и с.Верхняя Каменка (Заводоуковский район, Тюменская область).

Минералогический анализ образцов грунтовой жилы 11а возле с.Упорово показал, что во фракции 0,1-0,05 мм содержание кварца в 6 образцах (см.выше) составляет соответственно снизу вверх 68,2%, 83,4%, 64,1%, 76,5%, 81,2%, 70,6%, микроклина и ортоклаза 10,8%, 12,1%, 11,4%, 9,6%, 6,1%, 10,8%, альбита 16,8%, 2,1%, 19,1%, 8,5%, 8,6%, 16,2%, полевых шпатов соответственно 27,6%, 14,2%, 30,5%, 18,1%, 14,7%, 27%, отношение кварц/полевые шпаты 2,47; 5,87; 2,10; 4,23; 5,52; 2,61. Во фракции 0,05-0,02мм содержание кварца составляет 62,8%, 85,2%, 55,7%, 50,3%, 39,6%, 70,5%, микроклина и ортоклаза 13,5%, 4%, 16,9%, 30,9%, 0%, 8,2%, альбита 11,2%, 3,3%, 18,6%, 10,5%, 51,6%, 11,7%, полевых шпатов 24,7%, 7,3%, 35,5%, 41,4%, 51,6%, 19,9%, отношение кварц/полевые шпаты 2,54; 11,67; 1,57;1,21; 0,77; 3,54. Расчет ККК для отложений грунтовой жилы 11а показал, что интенсивное влияние криогенных факторов наиболее ярко проявляется в нижней части жилы (ККК 1,03 и даже 1,99). В средней части жилы значения ККК постепенно снижаются от 0,75 до 0,29 и даже до 0,14. Значительное повышение значений ККК в самой верхней части до 1,35 возможно объясняется наличием еще одной более молодой фазы криогенеза или влиянием сезонной мерзлоты.



Рис. 3. Морфология поверхности кварцевых зерен фракции 0,25-0,5 мм основных групп зерен из отложений грунтовых жил в карьере возле с. Упорово (жила 11а) и с. Верхняя Каменка, Тюменская обл. А – кварцевое зерно элювиальной группы: угловатая форма, І класс окатанности, со средним рельефом, острыми ребрами и сколами; поверхность осложнена пленкой осаждения кремнезема (обр. № 6ж); Б – кварцевое зерно элювиальной группы с чертами эолового переноса: полуугловатая форма. II класс окатанности, со средним рельефом и единичными раковистыми сколами; края оглажены, наблюдаются следы истирания ребер; поверхность осложнена мелкоямчатым микрорельефом (обр. № 3ж); В – кварцевое зерно, преобразованное в ходе эолового переноса: округлая форма, с выпуклыми гранями, III класс окатанности, средний рельеф; поверхность осложнена мелкоямчатым микрорельефом и серпообразными желобками (обр. № 6ж); Г – кварцевое зерно элювиальной группы с чертами водного переноса: угловатая форма, I класс окатанности, низкий рельеф; гладкая невыветрелая поверхность с легкими следами осаждения кремнезема осложнена раковистыми сколами, аркообразными ступенями и прямыми царапинами; на выпуклых гранях присутствуют v-образные микроуглубления (обр. № К1-верх); Д – кварцевое зерно, преобразованное в ходе водной транспортировки: округлая форма, с выпуклыми гранями, III класс окатанности, низкий рельеф; гладкая поверхность покрыта vобразными микроуглублениями в сочетании с серпообразными желобками, усугубленными процессами растворения (обр. № К1-середина).

Минералогический анализ образцов грунтовой жилы у с.В.Каменка во фракции 0,1-0,05 мм показывает содержание кварца соответственно снизу вверх 81,9%, 85,7%, 85,4%, микроклина и ортоклаза 11,1%, 10,4%, 8,9%, альбита 6,9%, 3,9%, 5,7%, полевых шпатов соответственно 18%, 14,3%, 14,6%, отношение кварц/полевые шпаты 4,55; 5,99; 5,85. Во фракции 0,05-0,02мм содержание кварца составляет 87,8%, 82,8%, 76,9%, микроклина и ортоклаза 7,8%, 9,8%, 15,5%, альбита 4,4%, 7,5, 7,7%, полевых шпатов 12,2%, 17,3%, 23,2%, отношение кварц/полевые шпать 7,20; 4,79; 3,31. Расчет значений ККК в грунтовой жиле возле с.Верхняя Каменка отчетливо показывает снижение роли криогенеза снизу вверх, от более древней к более молодой части жилы. ККК соответственно составляет в нижней части 1,58, в средней части 0,80 и в верхней части 0,57. Заметное различие значений ККК в разных частях жил позволяет

предположить неоднородные климатические условия их формирования и возможное наличие в их толще не менее двух-трех фаз.

Палинологический анализ проб (аналитик к.г.-м.н. Г.Н. Шилова, Аэрогеология), отобранных из разрезов жил в Винзилинском (Кыштырлинском) карьере [9] и возле с.Галишово, в котором найдена клиновидная первично грунтовая (грунтово-ледовая ?) жила, развивавшаяся в зоне сезонно-талого слоя и нижней частью проникавшая в зону многолетнемерзлых пород, показал неоднозначную ситуацию. В разрезе жилы возле с.Галишово мелкозернистый, желтый рыхлый песок нижней части разреза (слой 4, гл. 2,3-1,3м), судя по палинологическим данным, вероятно, сформировался при некотором потеплении климата. Следующий горизонт (гл.1,2-0,7м, слой 3), представлен жёлтым, разнозернистым, плотным песком. Снижение роли широколиственных пород и увеличении роли мелколиственных пород и ксерофитов, вероятно, указывает на некоторое похолодание. В вышележащем суглинистом горизонте (слой 2, гл. 0,6-0,4 м.) климатические условия вероятно изменились в сторону увлажнения. В верхнем слое алеврита (гл.0,3-0,1м, слой 1) увеличение облесённости, вероятно, указывает на повышение увлажнения и снижение континентальности климата.

В целом комплексное изучение вещественного состава грунтовых жил показывает, что они сформировались под влиянием комплекса различных факторов, имеют разный эоловый и флювиальный генезис, ярусное расположение, отражающее сложную хроноструктуру климата в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00956

#### Литература

1.Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с.Липовка)// Фундаментальные проблемы квартера:итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009.С.44-46.

2.Аубекеров Б.Ж. Криогенные структуры и криолитозоны плейстоцена Казахстана// Изв.АН СССР, сер. 4, 1990. С. 102-110.

3.Аубекеров Б.Ж. Континентальные четвертичные отложения Казахстана// Автореф.докт.диссертции. Алма-Ата:Наука,1992.35с.

4.Аубекеров Б.Ж., Челыхьян Э.В. Кайнозой зоны канала Иртыш-Караганда. Алма-Ата, 1974.-107с.

5.Волкова В.С., Михайлова И.В. Природная обстановка и климат в эпоху последнего (сартанского) оледенения Западной Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика, 2001, т.42, №4 – С.678-689.

6.Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии, №4(16) 2003.- С.2-16.

7.Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Максимов Ф.Е. Новые данные об особенностях формирования и генезисе покровных субаэральных образований перигляциальной области Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. (г.Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.). Иркутск. Изд-во Ин-та географии им.В.Б.Сочавы СО РАН, 2015. С.257-259.

8.Ларин С.И., Гусельников В.Л., Лаухин С.А. Криогенные структуры конца плейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Десятая Международная конференция по мерэлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерэлотой в меняющемся мире. Том 5: Расширенные тезисы на русском языкс.- Тюмень, Россия. Печатник, 2012.- с.172.

9.Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Шилова Н.Г., Алексеева В.А. Особенности морфологии и генезис реликтовых полигональных образований конца плейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции / Под ред. В.П. Мельникова и Д.С. Дроздова.- Тюмень: Изд-во Эпоха, 2015.- С.199-201. 10.Ларин С.И., Лаухин С.А. Реликтовый криогенный морфолитогенез Ишимской равнины в позднем плейстоцене // Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН.- Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2013.- С. 397 - 400.

11.Ларин С.И., Лаухин С.А. О следах древней мерзлоты в подтаёжном Приишимье // Ресурсы и риски регионов с мерзлотой: Материалы сессии Всемирного снежного форума (Новосибирск, 17 января 2014 г.)
 - Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2014. - С.42-44.

12.Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Гусельников В.Л. Новые данные об изменчивости палеогеографических условий верхнего неоплейстоцена в Западной Сибири (по результатам изучения опорного разреза Липовка) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской конференции «Марковские чтения 2015 года» / Отв.редакторы Н.С.Болиховская, Т.С.Клювиткина.-М.: Географический факультет МГУ, 2015.- 100-102с. 13.Лаухин С.А., Ларин С.И., Гусельников В.Л. Первые находки следов древней мерзлоты в Курганской

области // Вестник ТюмГУ, №4, 2012 (Науки о Земле). - С.104-112. 14.Лаухин С.А., Санько А.Ф., Ларин С.И., Максимов Ф.Е.. Межстадиал сартанского криохрона (МИС-2) Иртыш-Ишимского междуречья по данным фауны моллюсков// Актуальные вопросы инженерной

геологии, гидрогеологии и рационального недропользования. Минск: изд. центр БГУ. 2015, с.83-85. 15.Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отл-ние. 1981. 197 с.

16.Коницев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994.131 с.

17.Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. Под ред. Профессора А.А.Величко. Москва: ГЕОС, 2009.- 120с.

18. Рогов В.В. Основы криогенеза (учебно-методическое пособие). Новосибирск: Академическое издание «Гео», 2009 г., 203 с.

19.Сычевская Е.К., Лаухин С.А., Ларин С.И., Максимов Ф.Е., Санько А.Ф. Находка скелета щуки Esox cf. lucius L. в плейстоцене водораздельных отложений Ишим-Иртышского междуречья // Палеонтологический журнал, 2015, №5, с.50-54.

20.Larin S., Laukhin S., Maksimiv F. About Two Levels of Cryogenic Structures in Central Parts of Interglacial Area of the West-Siberian Plain during the Last Glaciation// Proc. of the Intern. Conference "Permafrost in XXI century: basic and applied researches". Pushchino, 2015 p. 130-131.

## КРИОСТРАТИГРАФИЯ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ И ПУТИ РАЗВИТИЯ

# О.М. Лисицына<sup>1</sup>, В.Е. Тумской<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup> Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; olvalisitsvna@vandex.ru; vtumskoy@rambler.ru

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,

Россия;

<sup>3</sup> Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;

Понятия «криостратиграфия» в русскоязычной литературе и «cryostratigraphy» в англоязычной, несмотря на идентичность написания, имеют разный смысл. Термин «cryostratigraphy» аналогичен понятию «криогенное строение» в отечественной литературе. Авторы рассматривают криостратиграфию как научное направление, стоящее на стыке климатостратиграфии, криолитологии и четвертичной геологии, главной целью которого является стратиграфическое расчленение и корреляция мёрэлых и талых толщ.

## CRYOSTRATIGRAPHY: PRESENT VIEW AND WAY OF DEVELOPMENT

# O.M. Lisitsyna<sup>1</sup>, V.E. Tumskoy<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; <u>olyalisitsyna@yandex.ru</u>; vtumskoy@rambler.ru
<sup>2</sup>National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia;

# <sup>3</sup> Tyumen State University, Tyumen, Russia

Dispite identity of writing, the concepts of *«cpuocmpamurpadua»* in the Russian-speaking literature and of *«cryostratigraphy»* in the English-speaking one have different meanings. The term *«cryostratigraphy»* is similar to the concept of *«cryogenic composition»* in the Russian literature. The authors consider cryostratigraphy as the branch of knowledge at the interfaces between the climatestratigraphy, the cryolithology and the Quaternary geology which principal aim is stratigraphic subdivision and correlation of frozen and thawed sequences of deposits.

Понятия «криостратиграфия» в русскоязычной литературе и «cryostratigraphy» в англоязычной применяются уже несколько десятков лет. На первый взгляд они являются «кальками» друг друга, однако смысл, вкладываемый в эти понятия отечественными и зарубежными исследователями, разный. В последние годы резко увеличилось количество работ, в которых используются эти понятия, что часто приводит к недопониманию исследователями друг друга из-за разного смысла, вкладываемого в них. Настоящая статья посвящена рассмотрению этих понятий и их разграничению.

В отечественной литературе понятие «криостратиграфия» впервые было использовано, насколько известно авторам, в решениях Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР [1]. При описании новых данных и подходов, положенных в основу принятой в 1982 г. стратиграфической схемы четвертичных отложений этого региона, было сказано: «Весьма интенсивно ведутся в регионе криолитологические исследования. Именно Яно-Индигирская низменность послужила полигоном для становления исторической криолитологии, исследующей динамику криолитогенеза в четвертичном периоде. Были обнаружены циклические смены типов осадконакопления и преобразования отложений криогенными процессами, позволившими применить криолитологический метод для стратиграфического расчленения отложений («криостратиграфия») (подчёркнуто авторами). Хотя этот метод находится еще в начале своего становления, уже ясно, что он имеет большие перспективы и сопоставим по значению с исследованиями напластования морен в ледниковых районах». Несмотря на то, что впоследствии термин «криостратиграфия» в отечественной литературе почти не использовался. стратиграфическое расчленение четвертичных отложений в пределах современной криолитозоны и палеокриогенной области во многом основывалось именно на изучении криогенных признаков строения и состава отложений. Таким образом, криостратиграфия рассматривается как научный подход при стратиграфическом изучении четвертичных отложений, направленный на расчленение разреза отложений по криогенным признакам и корреляцию разных разрезов между собой. В дальнейшем результаты такого изучения могут быть использованы для реконструкции фациальных и палеогеографических условий накопления и промерзания отложений. Характерно, что в современных словарях по геокриологии и смежным наукам термин «криостратиграфия» отсутствует.

В англоязычной литературе понятие «cryostratigraphy» использовалось с начала 90-х годов XX века, но определение было дано X. Френчем позже [2,3]. Согласно его определению, «криостратиграфия направлена на изучение мёрзлых слоёв земной коры. Основным моментом криостратиграфии является то, что лёд в многолетнемёрзлых отложениях порождает структурные особенности, отличающиеся от тех, которые мы находим в других условиях осадконакопления. Эти структуры названы криотекстурами». Значительно более чётко понятие криостратиграфии было сформулировано К. Лапальм с соавторами [4]: «Криостратиграфия представляет собой подход, который направлен на описание криогенных текстур (распределения и формы

подземного льда), количественного содержания подземного льда и выделением связанных с ними криофаций, а также определением несогласий, позволяющих выделять изменения в криогенных текстурах и криофациях в пределах мёрзлых пород». «Ближе всего к криостратиграфии относится криолитология, раздел геокриологии. Криолитология направлена на изучение взаимоотношений между литологическими характеристиками пород и массами подземного льда, а также их распространения» [3]. Таким образом, под криостратиграфией в англоязычной научной литературе понимается строение мёрзлых отложений только за счёт льда, а их взаимоотношения с отложениями изучается в рамках криолитологии. Поэтому криостратиграфия – понятие более узкое, чем криолитология, т.к. изучает только лед, и, по-видимому, может рассматриваться как часть криолитологии. По суги, понятие «cryostratigraphy» илентично отечественному понятию «криогенное строение». Собственно стратиграфический смысл в это понятие не вкладывается, хотя впоследствии результаты криостратиграфических исследований (читай: изучения криогенного быть использованы палеогеографических строения) могут для и/или палеоклиматических реконструкций. Термин «криостратиграфия» применяется в англоязычной литературе к характеристике любого криогенного строения: криостратиграфия сезонноталого слоя, криостратиграфия бугра пучения и т.д. В таком понимании калькирование этого термина в русскоязычную научную литературу излишне. Результатом криостратиграфического изучения разрезов мёрзлых пород является выделение криофаций (cryofacies) и разделяющих их криогенных контактов, несогласий, обычно связанных с частичным протаиванием мёрзлых пород (thaw unconformities). На мерзлотно-геологическое и даже стратиграфическое значение последних обращал внимание Р. Маккей ешё в 70-е голы прошлого столетия [5.6]. Если набор криофаций образует отчетливую криостратиграфическую единицу, они называются группой криофаций (cryofacies assemblage).

Х.Френч и Ю. Шур [7] сформулировали три цели криостратиграфии: 1) определить генезис (тип промерзания) мёрзлых пород и восстановить историю промерзания пород; 2) задокументировать мерзлотные условия в различных типах мёрзлых пород и почв; 3) скоррелировать последовательности подземного льда в современной криолитозоне с горизонтами вытаявшего подземного льда в палеомерзлотных районах.

В отечественной литературе понятие «криостратиграфия» в последнее время используется в буквальном переводе, под ним подразумевается раздел стратиграфии. Так, в прелисловии к словарю [8] говорится, что «в словарь вошли термины по ... различным разделам стратиграфии: биостратиграфии, фитостратиграфии. литостратиграфии, сейсмостратиграфии, ритмостратиграфии, хемостратиграфин, астростратиграфии, магнитостратиграфии, хроностратиграфии, криостратиграфии, событийной стратиграфии, экостратиграфии, стратиграфии палеолита и неолита, а также палеогеографии в широком смысле». Комиссия по стратиграфии и хронологии (INQUA-SACCOM) Международного союза по изучению четвертичного периода ИНКВА также включает криостратиграфию в разделы стратиграфии наряду с био-, хроно-, климато-, магнито-, педостратиграфиями и др., определяя, что разделы стратиграфии различаются по подходу. Однако официально такое понимание криостратиграфии пока не является общепринятым, т.к. в Стратиграфическом кодексе России [9] пока нет специальных стратиграфических подразделений, которые устанавливаются с помощью методов криостратиграфии. Это является одной из задач дальнейшего развития криостратиграфии.

Большой вклад в развитие американской криостратиграфии внесли российские ученые, имеющие большой полевой опыт работы в криолитозоне России и в совершенстве владеющие методиками геокриологических и криолитологических исследований толщ многолетнемерзлых пород (ММП). В работах М. Каневского, Ю. Шура с коллегами содержится ценный материал с выделением в разрезах верхненеоплестоцен-голоценовых отложений крупных криостратиграфических (т.е. криолитологических) единиц. Например, в обнажении в районе Иткиллик на северной Аляске выделены 7 криостратиграфических единиц (*cryostratigraphic units*), которые относятся к периоду с 48000 до 5000 <sup>14</sup>С лет назад: 1) слой сезонного отганования; 2) переходный слой в верхней части ММП; 3–4) две единицы едомного алеврита с разной мощностью сингенетических повторно-жильных льдов (ПЖЛ); 5) погребенный торфяник; 6) погребенный переходный слой ниже торфа; 7) слой алеврита с короткими ледяными жилами [10].

В статье В.П. Мельникова с соавторами рассмотрены методологические подходы создания основ криостратиграфии, включающие разработку критериев определения криостратиграфических горизонтов и выделения локальных и территориальных криостратотипов [11]. Принимая определение И объекты исследования криостратиграфии, которые даны в наиболее известной и широко цитируемой американской статье [7], авторы пытаются делать стратиграфические выводы. Со многими из них трудно согласиться. Например, авторы считают, что «примером "стратиграфических" горизонтов может служить распределение ледяных включений в слое сезонного протаивания». Современный слой сезонного оттаивания со стратиграфических позиций не представляет интереса. Другое дело – реликтовый слой сезонного оттаивания, который выделяется в средненеоплейстоценовых отложениях как маркирующий горизонт [13].

Новый материал по геологическому строению и криолитологическим особенностям неоплейстоцен-голоценовых отложений был получен международными и российскими экспедициями, работающими более десяти лет в районе пр. Дмитрия Лаптева. Хорошая обнаженность мерзлых пород по берегам пролива, дает возможность выделять, прослеживать и коррелировать отличительные пачки мерзлых пород. Авторы данной работы применили термин «криостратиграфия» [12, 13], когда в разрезах ММП изучены реликтовые ледовые комплексы, которые явились новыми были стратиграфическими единицами местных шкал. Анализ взаимоотношений различных криолитологических тел и аналитические исследования образцов позволили выявить проявления климатической цикличности при особенности субаэральном осадконакоплении Северной Якутии. Она выражается в формировании геологических тел. отражающих эпохи похолоданий и потеплений в истории развития этих территорий. В эпохи похолоданий, в условиях сухого и холодного климата, в регионе формировался особый тип отложений - ледовый комплекс. В эпохи потеплений, когда климат становился более теплым и влажным, по сильнольдистым отложениям ЛК образовывались многочисленные термокарстовые озера. В результате в озерных котловинах формировался аласный комплекс из таберальных, озерных и болотных (аласных) отложений. В разрезах острова Большого Ляховского впервые установлено наличие трех разновозрастных ледовых комплексов, которым даны местные неофициальные стратиграфические названия [13]. По сути эти работы развивают и продолжают криостратиграфические исследования, проводившиеся с 70-х годов прошлого столетия на территории Яно-Индигирской и Колымской низменностей ([14] и др.).

Криостратиграфический метод (хотя он так авторами не называется) давно используется в стратиграфии четвертичных отложений палеокриогенной области. Так, в различных районах Европы в отложениях верхнего неоплейстоцена наиболее четко и повсеместно прослеживаются три стратиграфически выдержанных яруса различных деформаций криогенного характера - смоленский, владимирский и ярославский [15, 16]. Смоленский горизонт имеет возраст около 100-110 (фаза *a*) и 85-90 (фаза *б*) т.л.н. Криогенные деформации представлены в основном инволюциями, криотурбациями, реже небольшими псевдоморфозами по ледогрунтовым жилам. Основная фаза развития владимирского горизонта приходится на время около 25-30 т.л.н. Он представлен системами небольших клиновидных деформаций масштаба пятен-медальонов, а также солифлюкционными образованиями. Наиболее активной фазе агградации ММП соответствует ярославский криогенный горизонт (20-18 т.л.н.). Он отражает наиболее низкотемпературные условия, когда развивались мощные системы ледяных и льдогрунтовых жил [17]. Изучение палеокриогенных явлений и деформаций позволило составить карты-схемы на каждую палеокриогенных явлений и деформаций позволило составить карты-схемы на каждую палеокриогенных горизонтов, имеющих стратиграфическое значение (московский, сеймский, млодатьский, селиховодворский, тускарьский, владимирский и ярославский и отражающих наиболее холодные фазы климатических ритмов конца среднего и позднего неоплейстоцена [18].

Стратиграфия неоген-четвертичных отложений основана на климатостратиграфическом подходе. Отложения, которые формируются в холодный и теплый период, соответственно, криомер и термомер, составляют климатолит (климатему). В ледниковых районах климатостратиграфические подразделения отличаются существенно по составу отложений и их генезису: криомеры представлены моренами, а термомеры – неледниковыми отложениями. Во внеледниковых территориях средних и высоких широт климатические изменения приводят к агградации и деградации ММП, что сказывается в первую очередь не на составе отложений, а на их криогенном строении. Различные типы и формы залегания подземных льдов (залежеобразующих и текстурообразующих), криогенные контакты, в том числе и контакты протаивания, разделяющие криофации, посткриогенные образования, а также тесная связь условий залегания подземных льдов с вмещающими отложениями, позволяют определять условия промерзания и их изменения, что что даёт возможность реконструировать палеоклиматические условия. В результате мы получаем дополнительные критерии для климатостратиграфического расчленения толщ отложений по их криогенным или палеокриогенным признакам.

К настоящему времени уже накоплен значительный материал по расчленению разрезов мерзлых отложений на крупные криолитологические единицы. С точки зрения криостратиграфии, Якутия в России (работы Т.Н. Каплиной, В.Е. Тумского и др.) и Аляска в США (работы М. Каневского, Ю. Шура и др.) изучены лучше всего. В Якутии на приморских арктических низменностях и Новосибирских островах существуют разнообразные «отпечатки» криогенных событий, отражающих глобальную климатическую цикличность. Здесь, в связи с отсутствием покровных оледенений и морских трансгрессий, существует наиболее продолжительная по времени летопись криогенеза, но выделено только несколько официальных (био)стратиграфических единиц. По региональной стратиграфической шкале [1] это – олерский (эоплейстоцен – нижний неоплейстоцен), керемеситский (средний неоплейстоцен) и едомный (верхний подразделен на три ступени.

Детальные криолитологические исследования позволяют составить более дробную версию региональной стратиграфической шкалы. В качестве криостратиграфических единиц в отложениях среднего и верхнего неоплейстоцена выделены три горизонта с ледовыми комплексами, слабольдистая пачка с маломощными узкими ПЖЛ, разновозрастные аласные комплексы, разновозрастные маркирующие горизонты (реликтовые слои сезонного оттаивания пород) и т.д. Разновозрастные ПЖЛ различаются по характеристикам льда (цвету, изотопному составу, особенностям включений пузырьков воздуха и т.д.). Эпикриогенные олерские отложения включают четыре горизонта псевдоморфоз по ПЖЛ, некоторые из которых первоначально были сингенетическими льдами [19]. Отчетливые термомеры намного реже по сравнению с криомерами встречаются в обнажениях ММП. Тем не менее, некоторые криоциклиты (термомеры-криомеры) изучены [13, 14].

Таким образом, мы рассматриваем криостратиграфию как научное направление, стоящее на стыке климатостратиграфии, криолитологии и четвертичной геологии, направленное на расчленение и сопоставление осадочных толщ на основе выявления чередования в разрезах сходных криогенных явлений или признаков, отражающих изменение климата. Криостратиграфическое подразделение — это геологическое тело, совокупность мёрзлых или протаявших горных пород (слой или группа смежных слоёв), занимающая определённое положение в последовательности геологических тел, слагающих земную кору, и характеризующаяся каким-либо криогенным или посткриогенным признаком или комплексом признаков. Целью криостратиграфии является определение, характеристика и интерпретация периодических вариаций в криостратиграфической летописи и особенно их использование для построения и уточнения хронологических шкал. Основной задачей криостратиграфии является изучение чередования различных криолитологических тел в области криолитозоны или палеокриогенных горизонтов за пределами современной криолитозоны с целью сопоставления разрезов и корреляции с общей стратиграфической шкалой. Основными методами криостратиграфии можно считать мерзлотно-фациальный, мерзлотноформационный и мерзлотно-стадиальный анализы [20].

X Френч и Ю. Шур [7] определили. что сфера лальнейших криостратиграфических исследований включает: 1) разработку генетической классификации криогенных текстур, которая установила бы прямое соотношение между криогенными текстурами и генезисом (типом промерзания) мерзлых пород (по сути, это дальнейшее развитие идей Е.М. Катасонова и мерзлотно-фациального анализа); 2) экспериментальное формирование криотекстур для проверки их генезиса; 3) изотопное датирование последовательностей подземного льда; 4) понимание процесса протаивания былой мерзлоты и его соотношения с глобальными изменениями климата и освобождением метана; 5) характеристику и понимание планетарной мерзлоты. Несомненно, следует только приветствовать такое лальнейшее совершенствование криолитологического направления криостратиграфии.

Для целей стратиграфии развитие криостратиграфии возможно при детальном изучении ММП в обнажениях при применении комплекса климатостратиграфических методов. Выявление связи криогенных признаков с климатом может быть достигнуто только при параллельном описании криогенного строения ММП и опробования для выполнения различных анализов (палинологического, палеоэнтомологического, изотопного и пр.), позволяющих реконструировать изменения климата.

В настоящее время как криостратотипический может рассматриваться район Яно-Индигирской, Колымской низменностей и Новосибирских островов. Здесь, с одной стороны, хорошо обнажены ММП возрастом от эоплейстоцена до голоцена, а с другой стороны, выполнен большой комплекс работ на различных обнажениях, который, кроме криолитологических, включает палеонтологические, изотопные, хронометрические, палеомагнитные и другие исследования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-05-01116 и финансовой поддержке Правительства Российской Федерации (грант № 2013-220-04-157).

#### Литература

1. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.

2. French H.M. An Appraisal of Cryostratigraphy in North-West Arctic Canada // Permafrost and Periglac. Processes, 9. 1998. Pp. 297-312.

3. French H.M. The Periglacial Environment. John Wiley & Sons ltd. Chichester, England. 2007. 458 p.

4. Lapalme C.M., Lacelle D., Davila A.F., Pollard W., Fortier D., McKay Ch.P. Cryostratigraphy of nearsurface permafrost in University Valley, McMurdo Dry Valleys of Antarctica // Conference Paper: GeoQuebec 2015, At Quebec, Quebec, Canada, Abs352. 2015.

 Mackay, J. R. Reticulate ice veins in permafrost, Northern Canada // Canadian Geotechnical Journal, 11. 1974. Pp. 230-237.

6. Mackay, J. R. Freshwater shelled invertebrate indicators of palaeo-climate in northwestern Canada during the late glacial times: discussion // Canadian Journal of Earth Sciences, 15. 1978. Pp. 461-462.

7. French H., Shur Y. The principles of cryostratigraphy. Earth-Science Reviews. 2010. № 101(3-4). Pp. 190-206.

 Алексеев М. Н., Голоднюк Т. Н., Друщиц В. А. Русско-английский геологический словарь. Более 50 000 терминов. М.: РУССО, 1998. 592 с.

9. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. - 96 с.

10. Kanevskiy M., Shur Y., Fortierb D., Jorgenson M.T., Stephani E. Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure // Quaternary Research. 2011. №75. Pp. 584–596.

11. Мельников В.П., Брушков А.В., Хименков А.Н. О развитии теоретических основ геокриологии// Криосфера Земли. 2015. Т. XIX, № 2. С. 6–14.

12. Lisitsyna O. The cryogenic analysis of Arctic terrestrial deposits as a method of paleoclimatic reconstruction// APEX Fourth International Conference and Workshop: Arctic paleoclimate proxies and chronologies. University of Iceland, 2010. Pp. 51-53.

13. Тумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене – голоцене // Криосфера Земли. 2012 Т. XVI, № 1. С. 12–21.

14. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. Молотковский камень – опорный разрез отложений позднего плейстоцена Колымской низменности. // Известия АН СССР, сер. геологич., 1983, №6. С. 79-83.

15. Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциальнолессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 7-25.

16. Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Динамика палеокриогенной зоны Европы в позднем плейстоцене // Общее мерзлотоведение (мат-лы III международной конференции по мерзлотоведению). Новосибирск, Наука, 1978. С. 249–255.

17. Величко А.А., Нечаев В.П. Субаэральная криолитозона в позднем плейстоцене и голоцене // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. М., 2009. С. 42-48

18. Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI, № 4. С. 45–56

 Каплина Т.Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах северо-востока Азии. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук, Якутск, ИМ СО АН СССР, 1987. 41 с.

20. Ершов Э.Д. Криолитогенез. - М., Недра. 1982. 211 с.

## КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА

## В.М. Лыткин, А.А. Галанин

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Россия, gidro1967@mail.ru

В статье приведены результаты дистанционного картирования и полевых исследований каменных глетчеров на хребте Сунтар-Хаята. Представленные результаты отражают современные представления о каменных глетчерах региона.

## ROCK GLACIERS IN THE SUNTAR-KHAYATA RANGE

## V.M. Lytkin, A.A. Galanin

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Russia, gidro1967@mail.ru

This paper presents the results of remote sensing and field studies of rock glaciers in the Suntar-Khayata Range. These results represent the current knowledge about rock glaciers in the region.

Под каменными глетчерами понимается стратифицированные (слоистые) сцементированные конжеляционным льдом грубообломочные образования, имеющие вид языков, лопастей и террасовидных шлейфов со слабонаклонной поверхностью и крутым фронтальным уступом, способные к монолитному пластическому течению путем деформации содержащегося в них льда [1]. Они широко распространены в горных областях Европы, Северной и Южной Америки, Центральной Азии [2]. Закономерности строения, генезиса и географии каменных глетчеров в ряде горных районов России рассмотрены в работах А.П. Горбунова [3, 4], А.А. Галанина [5, 6] и других исследователей. Вместе с тем, исследователи указывают, что многие районы Северо-Восточной Азии продолжают оставаться "белыми пятнами". Несмотря на то, что морфоклиматические условия этих районов в целом благоприятны для формирования каменных глетчеров, информация об их местонахождениях отсутствует.

Слабая изученность каменных глетчеров на Северо-Востоке Азии объясняется и что обшие теоретические представления 0 них как независимом тем. морфогенетическом типе, а также геоморфологические и дешифровочные дистанционные признаки были сформулированы относительно недавно - в 1970-80 гг. Многие исследователи вплоть до настоящего времени ошибочно идентифицируют их как нагорные коллювиальные террасы, обвалы и другие образования. Так в ходе детального изучения современного оледенения хребта Сунтар-Хаята, широко распространенные в перигляциальном поясе каменные глетчеры илентифицировались по разному. В работе М.М. Корейши [7] каменный глетчер был принят за коллювиальную террасу, Граве Н.А. [8] идентифицировал его как псевдотеррасу, а Некрасов И.А. [9] полагал, что это обвально-моренный комплекс, осложненный склоновыми отпожениями.

Таким образом, на территории хребта Сунтар-Хаята до настоящего времени каменные глетчеры были неизвестны, несмотря на ранее проведенные комплексные исследования по программе Международного геофизического года в 1960-х годах, которые затрагивали вопросы современного оледенения и криолитозоны [7,8,9].

В период проведения полевых работ в 2012 г. в 6-ти км ниже края современных ледников на правом берегу реки Бургали был обнаружен каменный глетчер (рис.1.).



Рисунок 1. Присклоновый полилопастной каменный глетчер в долине реки Бургали.

Четко выраженные геоморфологические признаки, элементы строения и значительные размеры объекта позволяют отнести его к присклоновому полилопастнному каменному глетчеру.

Обнаруженный каменный глетчер расположен под крутым склоном с множеством лавинно-осыпных конусов северо-западной экспозиции в борту троговой долины. Абсолютная отметка основания фронтального уступа лежит в пределах 1780-1820 м. н.у.м. Фронтальный откос каменного глетчера весьма активный, имеет крутизну около 50-55° и высоту до 70 метров. Длина глетчера около 200 метров, ширина 1800 метров, площадь составляет около 1,4 км<sup>2</sup>.

Каменный глетчер состоит из 5 слившихся лопастей разного размера. Бровка каменного глетчера извилистая, что объясняется неодинаковыми скоростями движения отдельных лопастей. С поверхности каменный глетчер сложен угловатым щебнем и крупными глыбами алевролитов, глинистых сланцев, аргилитов, единичными обломками гранитоидов и туфов. Поверхность имеет бугристо-ямчатый микрорельеф и разбита множеством разнонаправленных глубоких трещин (рис. 2). Растительный покров на поверхности образован куртинами накипные лишайников и мхов. На поверхностных обломках широко распространены накипные лишайники, в том числе популяции космополитного вида Rhizocarpon sp., особи которого достигают в диаметре 140-150 мм.



 Рисунок 2. Присклоновый
 полилопастной каменный глетчер в
 долине р.Бургали. 1 – крутой скалистый склон; 2 – бровка
 каменного глетчера; 3 – лавинно-осыпные
 конусы; 4 – основание
 фронтального уступа; 5 – трещины; 6 –
 абсолютные отметки в метрах

Фронтальный откос каменного глетчера очень подвижный и имеет осыпной характер. Почвенно-растительный покров здесь отсутствует. На неактивных участках фронтального откоса встречаются изолированные популяции Rhizocarpon sp., особи которых достигают 2-3 см в диаметре.

Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята остаются наименее исследованным образованием горной криолитозоны. Они свидетельствуют о климатических изменениях и смещении высотной поясности. Изучение этих объектов позволяет более объективно реконструировать генезис горной криолитозоны в целом и прогнозировать климатические изменения в высокогорьях Сибири. Проект выполнен при поддержке гранта РФФИ 14-05-00435 А

#### Литература

1. Галанин А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. - №4. -С. 2-11.

2. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. - Berlin: Springer-Verlag, 1996. - 331 p.

 Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. - 164 с.

4. Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России // Криосфера Земли, 2006. - Т. Х. - № 1. - С. 22-28.

5. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры Северо-Востока России // МГИ, 2005. - Т. 98. - С. 30-43.

6. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли, 2009. - Т.XIII. - №4. - С. 49-61.

7. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. Гляциология №11. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 169 с.

 Граве Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.Ф. и др. Промерзание земной поверхности и оледенения хребта Сунтар-Хаята (восточная Якутия). Результаты исследований по программе ММГ. Гляциология. -М.: Издательство АН СССР, 1964, №14. - 140 с.

9. Некрасов И.А., Максимов Е.В., Климовский И.В. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья. – Якутск: Книжное изд-во, 1973. - 151 с.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОБЕРЕЖЬЯ И ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ

# **Г.Е. Облогов<sup>1</sup>, А.А. Васильев<sup>1</sup>, И.Д. Стрелецкая<sup>2</sup>, В.А. Федин<sup>2</sup>, Н.А. Задорожная<sup>2</sup>** <sup>1</sup>Институт криосферы Земли СО РАН; e-mail: <u>oblogov@mail.ru;</u>

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова

На основе разработанной базы данных изотопного состава разновозрастных повторножильных льдов на побережье Карского моря реконструированы зимние температуры воздуха и температуры холодного периода (октябрь-май) для трех временных срезов позднего неоплейстоцена-голоцена: вторая половина каргинского времени (МИС 3), сартанское время (МИС 2) и голоцен после климатического оптимума (МИС 1). В МИС 3 понижение среднегодовых температур воздуха по сравнению с современными значениями составило 2-4 °С, в МИС 2 – 6-8 °С, в МИС 1 (около 3-4 тыс. лет назад) – 1-3 °С. Установлено подобие (сходство) пространственного распределения температур для всех трех временных срезов, характер распределения климатических характеристик оставался стабильным в последние 50 тыс. лет.

## EVOLUTION OF PALEOCLIMATIC CONDITION OF COAST AND SHELF OF KARA SEA IN THE LATE PLEISTOCENE - HOLOCENEG.E.

G.E. Oblogov<sup>1</sup>, A.A. Vasiliev<sup>1</sup>, I.D. Streletskaya<sup>2</sup>, V.A. Fedin<sup>2</sup>, N.A. Zadorozhnaya<sup>2</sup> <sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute; *oblogov@mail.ru;* <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University

On the basis of the developed database of isotopic composition of ice wedges of different ages on the coast of the Kara Sea, the winter air temperatures were reconstructed and the temperatures of cold period of three time slices of Late Pleistocene-Holocene: for the second part of Karginsky time (MIS 3), for Sartan time (MIS 2) and after the Holocene climatic optimum (MIS 1). At the MIS 3the decrease of the average annual air temperature was 2-4 °C in comparison with modern values, at the MIS 2 - 6-8 °C, at the MIS 1 (about 3-4 thousand years ago) - 1-3 °C. A similarity of the spatial distribution of temperatures for all three time slices has been determined, the nature of distribution climatic parameters has remained stable in the last 50 thousand years.

Исследования закономерностей формирования, эволюции, оценки современного состояния и потенциальных изменений криолитозоны шельфа и арктического побережья в настоящий момент крайне необходимы в связи с выявлением важной роли региона в формировании климата Арктики и природной обстановки в целом. Взаимодействие моря и суши определяет основные тренды эволюции криолитозоны, как важнейшего компонента природной среды, оказывает прямое влияние на потоки парниковых газов, формирование арктического климата и природной среды Арктики в целом [4, 2, 15, 16 и др.].

Современная криолитозона несет в себе черты и свойства, сформировавшиеся в течение позднего неоплейстоцена-голоцена. Поэтому состояние криолитозоны в настоящее время и оценки ее будущих изменений могут быть поняты только на основе изучения геологической истории и палеогеографических условий региона в это время.

В данной связи, авторами была поставлена <u>цель</u> – реконструировать и охарактеризовать основные этапы и черты эволюции палеогеографических (палеоклиматических) условий побережья и шельфа Карского моря в течение позднего неоплейстоцена и голоцена.

Исследование основывается на результатах детального изучения, опробования и комплекса аналитических работ, выполненных на опорных разрезах неоплейстоценголоценовых отложений на побережье Карского моря. Были изучены и интерпретированы протяженные опорные разрезы, расположение которых приведено на рисунке 1. В геологическом отношении разрезы охватывают геологическую историю от санчуговского (салехардского) времени (морская изотопная стадия (МИС) 6) до современного. При исследовании особое внимание было уделено подземным льдам (главным образом сингенетическим повторно-жильным льдам (ПЖЛ)) как индикаторам палеогеографических (палеоклиматических) условий формирования и эволюции криолитозоны.



Рис. 1. Расположение опорных разрезов.

Геолого-криолитологические описания, особенности строения, данные гранулометрических, химических, изотопных и др. видов анализов, а также полученные абсолютные датировки отложений OSL и радиоуглеродным методами опубликованы ранее в статьях авторов [3, 8, 9, 11, 12, 5, 7 и др.].

Как уже было отмечено, особое внимание уделялось полигонально-жильным льдам как индикаторов палеоклиматических условий, в частности на основе анализа их изотопного состава. Основой таких интерпретаций является связь изотопного состава атмосферных осадков (снега и дождя) с температурой воздуха [13, 14 и др.].

Формирование ПЖЛ происходит за счет попадания снега и талой воды в морозобойные трещины. Предполагается, что попавшие в трещины атмосферные осадки полностью, либо с незначительными изменениями сохраняют исходный изотопный состав. Другими словами, полигонально-жильные льды несут «изотопный сигнал», на основании которого есть возможность восстановить температуру воздуха времени формирования атмосферных осадков.

В процессе формирования, ПЖЛ претерпевают влияние различных температур и давлений, что может влиять на их исходный изотопный состав. Однако, мы исходим в целом из неизменности исходного содержания изотопов кислорода и дейтерия ПЖЛ в течение всего времени формирования, считая процессы изменения изотопного содержания незначительными.

Первые оценки зимних температур воздуха на основании изотопного состава ПЖЛ были выполнены Ю.К. Васильчуком [1]. Им выявлены и использованы для расчетов простые линейные зависимости средней январской и средней зимней температуры воздуха от содержания изотопов кислорода ( $\delta^{18}$ О) и дейтерия ( $\delta$ D) во льду ПЖЛ. В настоящее время (в том числе авторами) получены многочисленные новые данные по содержанию  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D из ПЖЛ, в связи с чем была предпринята попытка уточнить предложенные Ю.К. Васильчуком зависимости.

В связи со спецификой формирования ПЖЛ из снега имеется возможность восстановить данные палеотемператур только для зимнего периода. Собранные данные по содержанию изотопов  $\delta^{18}$ О элементарных жилок льда и известные данные по температурам воздуха ближайших (к местам опробования жилок) метеостанций, позволили провести корреляцию и построить калибровочные графики для самого холодного месяца (января), средней температуры холодного периода (октябрь-май) и средней зимней температуры (декабрь-февраль) (рис. 2).



Рис. 2. Корреляция между значениями  $\delta^{18}$ О в современных элементарных ледяных жилках и температурами воздуха. Условные обозначения: 1 – январь; 2 – зима (декабрь-февраль); 3 – холодный период (октябрь-май).

Уравнения регрессии [15], описывающие связь  $\delta^{18}$ О ПЖЛ со средней январской температурой (Тср.янв), средней температурой зимнего периода (Тср.зим) и средней температурой холодного периода (Тср.хол):

Tср.янв = 1,12  $\delta^{18}$ O – 6,43, R2 = 0,745,  $\sigma$  = 2,6;

Tср.зим = 1,15  $\delta^{18}$ O – 4,6, R2 = 0,754,  $\sigma$  = 2,7;

Tср.хол = 0,885  $\delta^{18}$ O – 2,55, R2 = 0,674,  $\sigma$  = 2,7.

Разница оценок по сравнению с данными Ю.К. Васильчука составляет менее 2 °С. С вероятностью 0,85 пределы варьирования частных значений, определяемой по уравнениям регрессии температуры, составляют ±3,8 °С.

На рисунке 3 представлено пространственное распределение содержания изотопа δ<sup>18</sup>О сингенетических ПЖЛ Российской Арктики для временных интервалов, соответствующих морским изотопным стадиям 1-4, и для современных элементарных ледяных жилок.



Рис. 3. Пространственное распределение значений изотопа  $\delta^{18}$ О полигональножильных льдов Российской Арктики и линии их трендов, формировавшихся в разное время. Условные обозначения: 1- современные элементарные жилки, 2- МИС 1, 3-МИС- 2, 4- МИС 3, 5- МИС 4.

Для наглядности проведены линии трендов. Из рисунка следует, что наклоны линий трендов в целом близки друг к другу. Незначительное отклонение наблюдается только по линии соответствующей возрасту МИС 4, однако стоит отметить, что для этого времени доступен лишь небольшой набор данных. Примерно одинаковый характер трендов указывает на устойчивый характер атмосферной циркуляции в Евразийской Арктике в последние 50 тыс. лет.

По приведенным выше уравнениям регрессии были рассчитаны средние палеотемпературы января, зимнего и холодного периодов для временных интервалов МИС 1, МИС 2, МИС 3 и МИС 4 в Российской Арктике. Современные температуры (климатические стандарты) взяты из базы климатических данных.

На рисунках 4, 5 представлены пространственные распределения реконструированных палеотемператур воздуха в январе и средних температур воздуха в холодный период (октябрь – май).



Рис. 4. Пространственное распределение современных и реконструированных средних январских температур воздуха в Российской Арктике.



---- современное ---- МИС 1 (<12 т.л.н.) --- МИС 2 (25-12 т.л.н.) ---- МИС 3 (30-26 т.л.н.) ---- МИС 4 (60-45 т.л.н.)

Рис. 5. Пространственное распределение современных и реконструированных средних январских температур воздуха в холодный период (октябрь – май) в Российской Арктике.

Обсуждение результатов. Наиболее низкие температуры наблюдались на протяжении МИС 4 (60-45 тыс. лет назад) на побережье современного Восточно-Сибирского моря. Средняя температура холодного периода в данном регионе достигала –32°С, средняя температура января составила –43°С. Для Западного сектора Российской Арктики достоверных сингенетические ПЖЛ возраста МИС 4 не обнаружено, поэтому восстановить здесь палеотемпературы невозможно.

В МИС 3 (30-26 тыс. лет назад) наблюдается повышение температуры воздуха. В среднем разница с МИС 4 составляет 3-5°С. В Западной части Российской Арктике, на побережье современного Карского моря, средняя температура холодного периода составляла –23...–25°С, январская –32...–35°С. В МИС 2 (25-12 тыс. лет назад) понижение температуры, как в Восточном, так и Западном секторе Российской Арктике по сравнению с МИС 3 было несущественным. В целом температура холодного периода понизилась всего на 2 °С, а температура января – менее чем на 1 °С. Исключение составляет лишь Таймырская область, где разница достигает 4-5°С. Минимальные палеотемпературы в МИС 2 наблюданись в районе Чукотки –32...–33 °С для холодного периода, до –44 °С в январе, около –42...–43 °С в зимний период. Переход от последнего верхненеоплейстоценового похолодания (в МИС 2) к голоцену (МИС 1)

характеризуется повышением температур, как холодного периода, так и января. В регионе Карского моря потепление составляет около 4-6°С, в Восточном секторе разница еще выше – до 6-8°С.

На основании анализа всех собранных данных по опорным разрезам береговых обнажений, литературных и фондовых данных по региону побережья и шельфа Карского моря, а также реконструкций палеотемператур по данным изотопного анализа ПЖЛ, охарактеризованы палеогеографические (палеоклиматические) этапы и условия эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в течение позднего неоплейстоцена и голоцена. Характеристика палеоклиматических условий, а также предполагаемые биоклиматические зоны для двух опорных районов Сопочная Карга (Западный Таймыр) и Марер-Сале (Западный Ямал) приведена в таблице 1.

	МИС /	XAP								
Возраст. Границы (тыс. лет назад)		Тср.янв,°С	Тср.зим,°С	Тср.хол,°С	Тлетн.,°С	Тср.год, °С	Биоклимат. зоны			
Район мыса Сопочная Карга (Западный Таймыр)										
	Соврем. состоян.	-2927	-2826	-2119	68	-11,7	Типичная тундра			
1	Моложе 11,7 тыс. лет	-3028 (около 3-4 т.л.н.)	-2927 (около 3-4 т.л.н.)	-2219 (около 3-4 т.л.н.)	13 (около 3-4 т.л.н.)	-1412 (около 3-4 т.л.н.), предпол. -85 (около 4-6 т.л.н.)	Арктическая, типичная тундра около 3-4 т.л.н.; Лесотундра около 4-6 т.л.н.			
2	24-11	-3432	-3431	-2421	02	-1613	Тундростепи; Арктические тундры			
3	57-24	-	-	-	-	-	Типичная тундра			
4	71-57			отложени	ія не устан	ювлены				
5	126-71	-	-	-	-	-	Типичная тундра			
	Район мыса Марре-Сале (Западный Ямал)									
1	Соврем. состоян.	-2321	-2220	-1614	57	-7,4	Типичная тундра			
	Моложе 11,7 тыс. лет	-2724 (около 3-4 т.л.н.)	-2623 (около 3-4 т.л.н.)	-1916 (около 3-4 т.л.н.)	35 (около 3-4 т.л.н.)	-129 (около 3-4 т.л.н.), предпол. -64 (около 4-6 т.л.н.)	Типичная тундра около 3-4 т.л.н.; Лесотундра (северная тайга?) около 4-6 т.л.н.			

Таблица 1. Реконструируемая характеристика климатических условий

2	24-11 т.л.н.	-3532	-34	30	-2	521	03	-1613	Тундростепи; Арктические тундры
3	57-24 т.л.н.	-3430	-32	29	-2	422	35	-1513	Типичная тундра; Тундроподобн. степь
4	71-57	отложения не установлены							
5	126-71	-	-	-		-	-		Типичная тундра

Распределение зимних температур воздуха выполнено на основе реконструкций по изотопным данным сингенетических полигонально-жильных льдов (для современного этапа использовались данные изотопного состава элементарных жилок льда). Летние температуры (июнь-август) оценены на основе «аналогий». По известным значениям зимней температуры и температуры холодного периода из имеющейся базы данных метеорологических станций Российской Арктики были подобраны станции – аналоги, которые расположены в той же биоклиматической зоне (по данным палинологических анализов) и имеющие близкие значения зимних температур и температур холодного периода. Летние температуры принимались одинаковыми со станциями – аналогами. Такие величины летних температур являются сугубо оценочными. Среднегодовые температуры воздуха рассчитаны на основе вычисленных зимних температур, температур холодного периода и оценок летних температур.

Исходя из положения о более или менее стабильном характере атмосферной циркуляции, выполненных расчетов и оценок температуры воздуха, оказалось возможным определить «реперные значения» отклонения температуры воздуха для трех временных срезов позднего неоплейстоцена-голоцена. Как следует из количественных оценок, для временного интервала соответствующего МИС 3 понижение среднегодовых температур воздуха по сравнению с современными значениями составило 2-4 °C, в МИС 2 – 6-8 °C, в МИС 1 (около 3-4 тыс. лет назад) – 1-3 °C.

#### Литература

- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). – М.: РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992, т. 1, 420 с.; Т. 2, 264 с.
- Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т.Х, № 4, с.74–94.
- Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А. Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) / Деятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. – Тюмень, Печатник, 2012, т. 3, с. 365–368.
- Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 69–72.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигональножильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник МГУ, сер. 5, география, 20126, №3, с. 57–63.
- Стрелецкая И. Д., Облогов Г. Е.. Полигонально-жильные льды и их роль в формировании рельефа Енисейского Севера / Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: труды VI Щукинских чтений, Москва, 2010, с. 235–236.
- Стрелецкая И.Д, Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В. Геокриологическое строение четвертичных отложений берегов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2013а, т. 17, № 3, с. 17–26.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с.59–69.

- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег, 20136, № 2 (122), с. 83–92.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли, 2015, т. XI, № 3, с. 14–28.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 3, с. 14–28.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2012а, №72, с. 28–59.
- 13. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus, 1964, v. 19, № 4, p. 425-463.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // Climate change in continental isotopic records. – Washington, DC, USA, Amer. Geophys. Union, 1993, p. 1–36.
- Shakhova, N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., and Gustafsson Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic shelf // Science, 2010, № 327, p.1246–1250.
- Stein, R., Niessen, F., Dittmers, K., Levitan, M., Schoste, r F., Simstich, J., Steinke, T., Stepanets, O. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // Polar Research, 2002, № 21(2), p.315–322.

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОРГАНИЗАЦИИ СИСТЕМЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСТРОВНОЙ МЕРЗЛОТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

## Оспенников Е.Н., Хилимонюк В.З., Булдович С.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Российская Федерация; *e-mail: neogeoman@mail.ru* 

В докладе рассматриваются вопросы организации геокриологического мониторинга в районах распространения островной мерзлоты Западной Сибири. Показано, что основной проблемой организации мониторинга на объектах газонефтепромысловых комплексов является обеспечение в течение длительного времени устойчивости геодезических реперов, используемых для режимных наблюдений за состоянием инженерных конструкций. Проводится анализ устойчивости типовых, а также наиболее часто используемых специально разработанных конструкций реперов, в чрезвычайно динамичных геокриологических условиях данного региона. Установлено, что существующие конструкции геодезических реперов и применяемые технологии их изготовления не всегда обеспечивают их длительную работоспособность. Для оценки надёжности реперов предложено использовать метод геокриологического прогноза. Рассматривается методика проведения прогнозных исследований, и приводятся их результаты для рассматриваемой территории.

## CERTAIN PROBLEMS OF ARRANGING OF A SYSTEM OF GEOCRYOLOGICAL MONITORING IN THE AREAS OF ISOLATED PATCHES OF PERMAFROST IN WEST SIBERIA

## Ospennikov E., Khilimonyuk V., Buldovich S.

Moscow State University, Moscow, Russian Federasion, neogeoman@mail.ru

The report focuses on arranging of geocryological monitoring in the areas of occurrence of isolated patches of permafrost in West Siberia. It is shown that maintenance of long term steadiness of

geodesic defining points used for observations of the state of engineering facilities is the main problem with monitoring of oil and gas objects. Analysis of stability of standard as well as specially developed types of defining points (survey markers) in extremely dynamic geocryological circumstances of this region is carried out . It is proved that the existing design of the defining points and the technologies used for their manufacturing don't always provide them with long term working capacity. Geocryological design technic is offered as the way to estimate reliability of survey markers. Ways to carry out design surveys and their results for the above mentioned region are shown.

геокриологического При организации мониторинга на объектах газопромыслового комплекса Западной Сибири важной, если не основной, задачей является создание опорной геодезической сети реперов, абсолютно устойчивых в течение длительного времени ко всем видам деформаций, влияющим на их работоспособность и сохранность. При этом в системе геотехнического мониторинга при определении деформирования инженерных объектов большое значение имеет выбор конструкции геодезических реперов. Анализ нормативной документации [3] показывает, что при закладке реперов для этих целей в наибольшей степени подходят глубинные реперы, имеющие защиту от действия касательных сил морозного пучения, возникающих в сезонноталом или сезонномёрзлом слоях. Именно они принимаются за основу в практике организации инженерно-геологического (геотехнического) мониторинга на нефтегазодобывающих объектах на территории Западной Сибири. Олнако, сохранность и длительная работоспособность реперов, предназначенных для организации и проведения мониторинга на протяжённых линейных объектах, не всегда бывает обеспечена и в значительной степени определяется, как будет показано далее, особенностями мерзлотно-грунтовой обстановки.

Наиболее сложным в мерзлотно-грунтовом отношении регионом является территория развития островной мерзлоты на севере Западно-Сибирской равнины, совпадающая с лесотундровой природной зоной [2]. Природные условия исследуемой территории характеризуются плоским слаборасчленённым рельефом, высокой заболоченностью, развитием мощной толщи рыхлых дисперсных четвертичных отложений, а также весьма изменчивой, как по площади, так и по разрезу геокриологической обстановкой, отличающейся также близкими нулю к среднегодовыми температурами горных пород. В силу этого в пределах рассматриваемого региона отмечается высокая изменчивость геокриологических условий и, прежде всего, изменчивость мерзлотно-грунтовых условий, в которых должны работать реперы.

К сожалению, в настоящее время, специальная типизация мерзлотно-грунтовых условий для целей проектирования геодезических реперов, а также для оценки их существующих конструкций, отсутствует. В то же время этот подход лежит в основе главного нормативного документа, регламентирующего изготовление и размещение геодезических реперов [3]. Предложенные в этом документе конструкции реперов и требования к местам их закладки разнятся в зависимости от типов грунтовых толщ (в скальных грунтах, торфяниках, в переувлажнённых грунтах и др.), особенностей геокриологической обстановки (талые. сезоннопромерзающие грунты: многолетнемёрзлые, сезоннооттаивающие грунты), положения уровня грунтовых вод и других факторов. Однако, существенным недостатком «Правил...» является то, что типовые конструкции геодезических реперов предлагаются для некоторых областей мёрзлых пород («средняя подзона многолетнемёрзлых пород», «северная зона талых сезоннопромерзающих пород» и т.п.), а не конкретных типов мерзлотной обстановки.

Главной же причиной выхода из строя глубинных реперов в областях многолетнемёрзлых, сезоннооттаивающих пород и талых, сезоннопромерзающих пород являются два геокриологических процесса: мерзлотное пучение (выпучивание) конструктивных элементов реперов и тепловые осадки многолетнемёрзлых пород в результате деградации мерзлоты, тесно связанные с мерзлотно-грунтовыми условиями. Так величина пучения (выпучивания) определяется составом пород, определяющим их пучинистые свойства, мощностью сезонноталого и сезонномёрзлого слоёв, в которых этот процесс развивается, увлажнением пород и некоторыми другими факторами. Возможность тепловых (термокарстовых) просадок поверхности и грунтовых толщ, прежде всего, зависит от их объёмной льдистости.

Основываясь на этих положениях, нами была разработана типизация мерзлотногрунтовых толщ, выполненная применительно к выбору конструкции реперов и с целью определения мест их заложения на местности, признаки которой по возможности тесно связывались с таковыми, использованными в «Правилах...».

При систематизации мерзлотно-грунтовых толщ были выбраны следующие признаки:

- тепловое состояние грунтов;

сезонная динамика геокриологической обстановки;

- положение уровня грунтовых вод (УГВ) относительно поверхности;

- состав грунтовых толщ (до глубины заложения реперов);

- льдистость многолетнемёрзлых грунтов.

Обоснование критериев выполненного нами классифицирования грунтовых толщ приводится в разделе «Типизация мерзлотно-грунтовых условий для целей разработки и оценки конструкции реперов, а также их рационального размещения (заложения)» «Пояснительной записки...».

<u>По тепловому состоянию</u>были выделены типы *многолетнемёрзлых* (I) и *талых* (II) грунтовых толщ. <u>По сезонной динамике геокриологической обстановки</u> типы грунтовых толщ подразделены на следующие подтипы:

- многолетнемёрзлые с глубиной оттаивания (СТС) менее 125 см;

- многолетнемёрзлые породы с глубиной оттаивания (СТС) более 125 см;

- талые с глубиной сезонного промерзания (СМС) менее 200 см;

талые породы с глубиной сезонного промерзания более 200 см.

<u>По положению уровня грунтовых вод (УГВ)</u>талые грунтовые толщи подразделяются на два класса:

- А - с УГВ менее 300 см от земной поверхности;

- Б - с УГВ более 300 см от земной поверхности.

По составу грунтовые толщи были объединены в 4 группы:

– а) преимущественно биогенные (торфяные);

- б) преимущественно песчаные и супесчаные;

- в) преимущественно суглинистые и глинистые.

<u>По суммарной объёмной льдистости</u> многолетнемёрзлые грунты на рассматриваемой территории в соответствие с ГОСТ 25 100-95 подразделяются на 3 вида:

- 1. слабольдистые;

- 2. льдистые;

- 3. сильнольдистые.

Интегральная характеристика мерзлотно-грунтовых условий для мест закладки каждого репера может быть представлена в виде буквенно-числового индекса, характеризующего весь комплекс мерзлотно-грунтовых условий в соответствии с основными, рассмотренными выше, принципами типизации - I (II) 1(2,3,4,) A (Б) a (б, в)<sub>1(2,3,4</sub>), где I (II) – индекс теплового состояния грунта; 1(2,3,4,) – подразделение грунтовых толщ по мощности слоёв сезонного оттаивания (промерзания); A (Б) –

подразделение по глубине залегания УГВ; а (б, в) – группы грунтовых толщ по составу пород; нижний индекс 1 (2,3) – вид грунтов по суммарной объёмной льдистость. Индекс типа мерзлотно-грунтовой обстановки позволяет определить комплексную характеристику мерзлотно-грунтовой толщи в соответствии с параметрами, влияющими на устойчивость реперов. Предложенная типизация в виде комплексного индекса была использована для оценки мест закладки реперов на рассматриваемой территории.

Для оценки соответствия конструкции обычно применяемых в практике геотехнического мониторинга реперов (далее – Rp) нормативным документам [3] был проведён комплексный анализ такого соответствия для основных элементов их конструкции: собственно репера, якоря, антикоррозионных и противопучинных покрытий и конструкций, глубины закладки реперов, положения марок, особенностей технологии закладки (таблица 1). При этом типовые нормативные параметры реперов рассмотрены для основных типов природной обстановки, встречающихся на исследованной территории, т. е. в средней и южной подзонах многолетнемёрзлых пород, северной зоне талых сезоннопромерзающих пород, а также на повсеместно развитых заболоченных территориях.

В конструкции трубы penepa, как следует из анализа таблицы 1, во всех областях применения реперов основным нормативным документом предусмотрено использование толстостенной (3 мм) трубы диаметром 6 см. Такая же конструкция предусмотрена в применяемых реперах, т.е. конструкция данных реперов полностью соответствует нормативным требованиям.

Сравнительный анализ типовых конструкций якорей реперов, предусмотренный в [3], с предложенными конструктивными решениями (Rp) свидетельствует о следующем. В нормативном документе для северной области сезонного промерзания грунтов предложено применение бетонной плиты диаметром 50 см

<u>По сезонной динамике геокриологической обстановки</u> типы грунтовых толщ подразделены на следующие подтипы:

- многолетнемёрзлые с глубиной оттаивания (СТС) менее 125 см;

- многолетнемёрзлые породы с глубиной оттаивания (СТС) более 125 см;

- талые с глубиной сезонного промерзания (СМС) менее 200 см;

- талые породы с глубиной сезонного промерзания более 200 см.

<u>По положению уровня грунтовых вод (УГВ)</u>талые грунтовые толщи подразделяются на два класса:

- А - с УГВ менее 300 см от земной поверхности;

– Б – с УГВ более 300 см от земной поверхности.

По составу грунтовые толщи были объединены в 4 группы:

– а) преимущественно биогенные (торфяные);

- б) преимущественно песчаные и супесчаные;

- в) преимущественно суглинистые и глинистые.

<u>По суммарной объёмной льдистости</u> многолетнемёрзлые грунты на рассматриваемой территории в соответствие с ГОСТ 25 100-95 подразделяются на 3 вида:

- 1. слабольдистые;

- 2. льдистые;

- 3. сильнольдистые.

Интегральная характеристика мерзлотно-грунтовых условий для мест закладки каждого репера может быть представлена в виде буквенно-числового индекса, характеризующего весь комплекс мерзлотно-грунтовых условий в соответствии с основными, рассмотренными выше, принципами типизации - I (II) 1(2,3,4,) А (Б) а (б, в)<sub>1(2,3,4)</sub>, где I (II) – индекс теплового состояния грунта; 1(2,3,4,) – подразделение грунтовых толщ по мощности слоёв сезонного оттаивания (промерзания); А (Б) – подразделение по глубине залегания УГВ; а (б, в) – группы грунтовых толщ по составу пород; нижний индекс 1 (2,3) – вид грунтов по суммарной объёмной льдистость. Индекс типа мерзлотно-грунтовой обстановки позволяет определить комплексную характеристику мерзлотно-грунтовой толщи в соответствии с параметрами, влияющими на устойчивость реперов. Предложенная типизация в виде комплексного индекса была использована для оценки мест закладки реперов на рассматриваемой территории.

Для оценки соответствия конструкции обычно применяемых в практике геотехнического мониторинга реперов (далее – Rp) нормативным документам [3] был проведён комплексный анализ такого соответствия для основных элементов их конструкции: собственно репера, якоря, антикоррозионных и противопучинных покрытий и конструкций, глубины закладки реперов, положения марок, особенностей технологии закладки (таблица 1). При этом типовые нормативные параметры реперов рассмотрены для основных типов природной обстановки, встречающихся на исследованной территории, т. е. в средней и южной подзонах многолетнемёрзлых пород, северной зоне талых сезоннопромерзающих пород, а также на повсеместно развитых заболоченных территориях.

В конструкции трубы penepa, как следует из анализа таблицы 1, во всех областях применения реперов основным нормативным документом предусмотрено использование толстостенной (3 мм) трубы диаметром 6 см. Такая же конструкция предусмотрена применяемых реперах, т.е. конструкция данных реперов полностью соответствует нормативным требованиям.

Сравнительный анализ типовых конструкций якорей реперов, предусмотренный в [3], с предложенными конструктивными решениями (Rp) свидетельствует о следующем. В нормативном документе для северной области сезонного промерзания грунтов предложено применение бетонной плиты диаметром 50 с и толщиной 15 см. Для повышения прочности связи трубы репера с якорем в трубе в зоне контакта с якорем устанавливается два взаимно перпендикулярных стальных армирующих стержня диаметром 1,0-1,2 см. На заболоченной территории предусматривается винтовой или буровой спиральные якори, диаметром соответственно 15 и 10 см минимально.

В реперах Rp применяется обычно два варианта конструкции: 1) бетонная плита диаметром 50см и толщиной 30 см; 2) бетонная плита диаметром 13,5 см и толщиной 15 см. Для усиления сцепления реперной трубы с якорем применена наваренная стальная спираль (100×50×4 мм) [вариант 1] или плоская стальная пластина (400×400×5 мм) [вариант 2]. В реперах применяется также стальная пластина, но меньшего размера (130×130×5 мм). Очевидно, что первые два варианта конструктивно соответствуют нормативам. Якорь репера последнего варианта имеет диаметр существенно меньше предусмотренного в [3] т.е. всего 13,5 см вместо 50 см. При закладке реперов на талых заболоченный поверхностях и болотах в соответствии с нормативными рекомендациями следует применять винтовой или буровой спиральный якорь диаметром ≥15 см.

Для защиты трубы репера в [3] предусмотрено *применение антикорозионных и противопучиных покрытий* — эпоксидных, битумных, с использованием изоляционных плёнок. В реперах Rp и применена защитная труба диаметром 89 мм, предохраняющая собственно трубу репера от смерзания с сезонно промерзающими грунтами. Пространство между трубой репера и защитной трубой заполняется
консистентной водостойкой смазкой (солидол, литол и др.). Совместно с сальником, установленным в нижней части защитной трубы такая конструкция обеспечивает существенно лучшую сохранность репера, особенно в сильно обводнённых грунтах. По существу в этой конструкции были использованы основные конструктивные решения, принятые для более ответственных вековых реперов [3, п. 8.3].

Такие конструкции репера были на практике применены при организации и проведении инженерно-геокриологического мониторинга на Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и на газопромысловых объектах Ямсовейского и Юбилейного газоконденсатных месторождений Западной Сибири и показали чрезвычайно высокую надёжность (сохранность) в течение более чем 25-30 лет (с 70-80-х годов прошлого века вплоть до нашего времени).

Как следует из таблицы 1, применяемая при мониторинге глубина закладки реперов Rp существенно превышает требования нормативов. В соответствии с нормативом глубина закладки реперов на рассматриваемой территории, т.е. в северной зоне талых сезоннопромерзающих пород, должна определяться как нормативная глубина сезонного промерзания плюс 200-300 см. При средних нормативных значениях СМС 200-250 см, глубина закладки репера должна составлять 4-5,5 м. В Rp глубина закладки принята одинаковой – 11,6 м., т.е. существенно (на 6-7 м) превышает требуемую. Применяемая глубина закладки защитной трубы, составляющая для Rp соответственно 3.8 - 4.3 м. также является достаточной, так как, даже при снятии растительного и снежного покровов, вновь формирующаяся глубина промерзания не превысит длины защитной трубы (максимальная глубина сезонного промерзания на территории России даже в самых жёстких мерзлотных условиях не превышает 3,5-4.0 м). При закладке реперов на талых сезоннопромерзающих грунтах с большим показателем запаса такие параметры основной трубы репера и защитной трубы могут быть приняты без изменений. При закладке реперов на многолетнемёрзлых грунтах, где мощность деятельного слоя, в котором происходят процессы пучения и действуют силы морозного выпучивания, не превышает 0,5-0,8 м, в соответствии с [3] глубина закладки трубы репера может быть уменьшена 5 м, а защитной трубы репера до 2-3 м.

В [3] (см. табл. 1) *марки реперов* в южной подзоне развития многолетнемёрзлых пород устанавливаются на высоте 0,5 м над поверхностью земли, а в северной зоне сезоннопромерзающих пород – на 0,5 м ниже земной поверхности. При этом указанные различия в условиях положения марок не аргументированы. Положение марок (реперных головок), в реперах Rp – 30-100 см над земной поверхностью, является предпочтительным, т.к. позволяет осуществлять лёгкий доступ к реперу в зимнее время. Хотя для талых грунтов такое решение формально и находится в противоречии с нормативными требованиями, где предусмотрено расположение марок в 50 см ниже земной поверхности.

В конструкции реперов Rp реперные головки закрываются кожухом (колодцем) с крышкой, представляющем собой трубу диаметром 42,6 см, заглубляемую в ствол скважины репера на глубину 80 см от поверхности. Ствол скважины и труба колодца заполняются подсыпкой из непучинистых грунтов. Для сохранности репера необходимо, чтобы труба колодца не выпучивалась. Однако, при закладке репера на многолетнемёрзлых грунтах, при возможном полном водонасыщении даже непучинистых пород, их промерзание будет сопровождаться пучением за счёт замерзания свободной воды. При этом будет происходить выпучивание трубы колодца при зимнем промерзании слоя сезонного оттаивания. Кроме того, выпучиваться будет и защитная труба репера, что представляет опасность для сохранности репера.

Аналогичные процессы будут происходить и при закладке реперов на талых грунтах с близким к поверхности УГВ (менее 2-3 м).

Таблица 1

Основные	Типы природной	обстановки и параметр	ы типовой конструкции в	в соответствии с [3]	Наиболее
руктивные	Средняя	Южная	Северная зона	Заболоченные	типичная
енты и	подзона	подзона	талых	территории и	конструкция
метры закладки	многолетнемёрзлых	многолетнемёрзлых	сезоннопромерзающих	болота	penepa,
ров	Тодоп	тород	Тодоп		применяемая для
					геотехнического
					мониторинга (Rp)
Репер	Трубчатый,	Трубчатый,	Железобетонный	Трубчатый,	Трубчатый,
	труба 🖉 6см	труба Ø 3,5-6см	ногип	труба Ø 6см	труба, защитная
			Свайный		труба Ø 8,9см,
			Трубчатый, труба		защитная труба
			$\bigotimes 6$ cm		Ø42,6 cm c
					крышкой
Якорь	Многодисковы	Бетонная плита	Бетонная плита	Винтовой	Бетонная
	й Ø15 см с 8	Ø 50 см и толщиной	$(50 \times 50 \times 20 (35 \text{ cm});$	(Ø≥15 см), буровой	плита Ø 50 см и
	полудисками	15 cM	Бетонная плита	спиральный	толщиной 30 см.
			Ø 50 см и толщиной	(Ø≥10cm)	Бетонная
			15 см (для трубчатого		плита Ø 13,5 см и
			penepa)		толщиной 15 см
					(Rp2)
Антикоррозио	С наружной и	С наружной и	Битумная	Антикоррозио	Защитная
Ie и	внутренней стороны	внутренней стороны	грунтовка бетонных	нное покрытие	труба с
тивопучинные	<ul> <li>антикорозионное</li> </ul>	<ul> <li>антикорозионное</li> </ul>	элементов.		внугритрубным
рытия,	покрытие.	покрытие.	Антикоррозионн		заполнением
струкции	С наружной –	С наружной –	ое и противопучинное		консистентной
	противопучинное	противопучинное	покрытие для		смазкой
	покрытие	покрытие	стальных труб		
Глубина	При CTC<125	CTC+ 50 cM,	При CMC<200	CMC + 100 cM,	1160 см для
адки	$cm - H_{crc}^{-+}+200 cm.$	увеличение глубины	$c_{M} - H_{c_{MC}} + 200 c_{M}$ .	УГВ – ниже 50 см	репера, 430 см –

Основные характеристики конструкции реперов

для защитной трубы	35 см и выше над поверхностью земли	Бурение	Репер для геотехнического мониторинта (Rp)
от поверхности	В 30 см ниже поверхности земли	Завинчивание, ударно- вибрационное погружение	183,188
$\label{eq:main_constraint} \begin{array}{c} \Pi p n & CMC{>}200 \\ cm-H_{ouc}{+}300 \ cm. \end{array}$	При СМС<200см – две: первая на 50 см ниже поверхности земли. При СМС>200см – одна марка на 50 см ниже поверхности земли	Шурфовка. Бурение	3,147, 157, 160,162
закладки ещё на 50 см, если мёрзлые грунты в разрезе не встречены	50 см над землёй	Бурение	150,165,178
При CTC>125 см – H <sub>crc</sub> +300 см.	На уровне земли	Буренис	150
	Положение марки	Особенности закладки	Тип репера [3]

Существенное значение имеет *технология закладки реперов*. Применяемая обычно технология закладки реперов основана на бурении скважин диаметром 13,5-50 см. Она в целом отвечает требованиям, предъявляемым [3]. Однако, в том случае, если грунтовая толща до глубины закладки репера представлена песком мелким водонасыщенным и (или) супесью текучей, то работы по бетонированию якоря репера выполнить без обсадки в процессе бурения и закладки репера невозможно, вследствие заплывания ствола скважины. В таких случаях целесообразно использовать конструкции реперов для заболоченных территорий, в которых якорь представляет собой буровую спираль или винтовую конструкцию, а технологически репер закладывается посредством завинчивания или ударно-вибрационного погружения.

Для оценки пригодности реперов был выполнен комплексный анализ их устойчивости с учётом ландшафтных условий, строения грунтовой толщи, характера залегания подземных вод первого от поверхности водоносного горизонта, теплового состояние горных пород, глубины их сезонного промерзания (оттаивания). По результатам анализа рассмотренных выше природных факторов и условий можно сделать следующие выводы:

1. Конструкция реперов, закладываемых на многолетнемёрзлых грунтах, соответствует нормативным требованиям. При нарушении растительного покрова вблизи репера возможно многолетнее оттаивание мёрзлых толщ, угрожающее устойчивости защитной трубы репера, но не сохранности самой трубы репера. Для абсолютной надёжности функционирования сети реперов целесообразна дополнительная закладка вблизи основного глубинного репера двух контрольных реперов аналогичной конструкции.

2. Реперы, расположенные на участках, сложенных талыми водонасыщенными грунтами преимущественно супесчаного и песчаного (мелкого и пылеватого) состава не соответствуют п. 4.3 [3], т.к. УГВ здесь расположен выше 3 м от поверхности земли. Сооружение бетонного якоря репера в таких условиях практически невозможно и следует ожидать развитие мерзлотного пучения грунтов с выпучиванием как защитной трубы репера, так и его самого. Для этих реперов нет обоснования возможности применения предложенной конструкции для закладки в талых грунтах.

3. Реперы, расположенные на участках развития талых грунтов с глубиной залегания УГВ ниже 3 м и глубиной сезонного промерзания менее 2,5 м следует считать соответствующими нормативным требованиям. Однако, хотя специальных расчётов на действие сил морозного пучения для них не проводилось, при соблюдении предусмотренных конструктивных норм и технологии закладки, сохранность данных реперов будет обеспечена.

Таким образом, выполненный анализ показывает, что в современных мерзлотногрунтовых условиях устойчивость геодезических реперов, как рекомендуемых [3], так и применяемыми на практике, не может быть вполне обеспечена, даже без учёта возможной динамики геокриологических условий в ходе хозяйственного освоения территории.

Для оценки возможной динамики мёрзлых толщ были выполнены прогнозные исследования. Геокриологический прогноз осуществлялся на основе численного математического моделирования процессов теплообмена с использованием материалов настоящих и предшествовавших изысканий (строение разреза, свойства пород, климатические характеристики и т.д.). Моделирование выполнялось на ПЭВМ с использованием программы «Тепло», разработанной на кафедре геокриологии МГУ под руководством Л.Н. Хрусталёва [4]. Учитывая характер выполняемого прогнозирования, при проведении моделирования рассматривались не конкретные инженерно-геологические разрезы пород, разнообразие которых достаточно велико, а

наиболее типичные для территории исследования. Это связано с тем, что среднегодовые температуры и глубины сезонного оттаивания пород формируются практически исключительно за счет характеристик поверхностных покровов, теплофизических свойств и влажности пород в пределах сезонно-талого (СТС) и сезонно-мерзлого (СМС) слоев пород.

Для прогнозного моделирования выбраны следующие наиболее распространенные на изучаемой территории *разновидности дисперсных отложений*: пески со средней и высокой степенью увлажнения, суглинки, торф. Теплофизические свойства пород, необходимые для выполнения моделирования, задавались на основе полученных в ходе изысканий их водно-физических характеристик по нормативным документам (СНиП 2.02.04-88). При моделировании *напочвенный растительный покров* (травяной, моховой, лишайниковый) рассматривался как слой теплоизоляции и учитывался в расчетной схеме через величину его термического сопротивления, теплофизические свойства биогенных покровов принимались в соответствии с работой [1]. *Среднемноголетний характер снегонакопления и свойства снежного покрова, а также температурный режим дневной поверхности* задавались по данным метеостанций.

При прогнозном моделировании осуществлялось решение серии одномерных тепловых задач в спектре изменения теплоизоляционных характеристик поверхностных покровов при сохранении неизменными всех остальных параметров. В силу того, что тепловое воздействие снежного и растительного покровов сложным образом связаны между собой, рассчитывался массив выходных состояний грунтовой системы при одновременном изменении свойств обоих покровов.

Анализ полученных результатов прогнозного моделирования, во-первых, показывает, что полученные геокриологические условия хорошо совпадают с природными и, следовательно, все параметры природной среды, используемые при моделировании, заданы верно. Во-вторых, полностью подтверждается чрезвычайно высокая неустойчивость и динамичность геокриологической обстановки.

При естественном снегонакоплении, соответствующем данным по м/с Тарко-Сале, многолетнемерзлые породы при всех вариантах грунтового разреза существуют только при наличии напочвенных растительных покровов – при их уничтожении неизбежен переход среднегодовой температуры пород через 0 <sup>о</sup>С и начало деградации ММП.

Наиболее «холодные» условия наблюдаются, как и следовало ожидать, на торфяниках. Здесь критическая максимальная мощность снежного покрова (определяемая на графике в точке пересечения кривой с красной линией нулевой температуры) составляет при полном уничтожении напочвенной растительности 0,67 м, что очень близко к фоновой характеристике снежного покрова (0,73). А уже при мощности слоя напочвенной растительности всего 0,03 м в этих условиях могут существовать ММП.

Для исследования динамики ММП при изменении поверхностных условий было выполнено дополнительное математическое моделирование геокриологической обстановки с прослеживанием ее изменений во времени. Моделирование проводилось с учётом характера возможных нарушений поверхностных условий в период после окончания строительных работ в ходе плановой эксплуатации трубопровода. При этом наиболее значимым фактором, который может существенно изменяться на значительных территориях, следует признать биогенный напочвенный покров. Нарушения напочвенного покрова могут быть связаны с пожарами, разливами нефти и пр. Существенную роль в этом случае может играть подтопление территории – при водонасыщении растительного покрова теряются его теплоизоляционные свойства, а при длительном подтоплении существующие покровы могут вообще отмирать или заменяться другими видами. На рисунке 1 показана динамика перехода пород из многолетнемерзлого состояния в талое в результате изменения поверхностных условий (в данном случае – уничтожения напочвенного растительного покрова). Видны детали этого сложного процесса – начало погружения кровли ММП с образованием мерзлых пород несливающегося типа, переход процессов сезонного оттаивания в сезонное промерзание. Здесь показаны результаты моделирования только для суглинистых время, годы



Рис. 1. Начальная стадия деградации многолетнемёрзлых пород после уничтожения растительного покрова по данным математического моделирования. Грунты – суглинки; «а» – границы сезонного и многолетнего оттаивания пород; «б» – границы сезонно-мерзлых пород; красной линией показан момент нарушения покрова; серый тон – мёрзлые породы; коричневый тон – талые породы.

грунтов, однако, и для других литологических типов пород закономерности практически аналогичны. Важно, что в природных условиях рассматриваемого района «разобщение» мерзлой толщи во всех видах пород происходит уже в течение первого года после нарушения условий теплообмена на поверхности. Далее происходит погружение верхней границы ММП со скоростью порядка 0,15-0,20 м/год. Причем характер и скорость погружения кровли ММП на участках, сложенных различными типами дисперсных отложений, весьма близки. Как показывают результаты моделирования, темп начавшегося многолетнего оттаивания ММП оказывается сравнительно невысоким (рис. 2). Тем не менее, для варианта конструкции реперов Rp через 9-12 лет кровля ММП достигнет нижнего торца внешней защитной трубы репера на глубине 3,8-4,3 м. В этот момент происходит качественное изменение проектной схемы размещения в массиве элементов конструкции репера. При погружении поверхности ММП до этого уровня нижний торец защитной трубы репера с уплотнительной манжетой с высокой вероятностью окажется в водонасыщенных породах водоносного горизонта, залегающего на криогенном водоупоре. Вполне вероятно проникновение воды в зазор между защитной трубой и собственно репером. В случае неполного заполнения этого пространства смазкой возможно замерзание воды в этом кольцевом зазоре и передача касательных сил выпучивания, действующих на внешней поверхности защитной трубы, на трубу собственно репера.



Рис. 2. Динамика погружения кровли ММП в суглинистых и песчаных породах после уничтожения напочвенного растительного покрова

Таким образом, анализ, применяемых в практике геотехнического мониторинга конструкций геодезических реперов, а также реперов, рекомендованных для государственной геодезической сети, показывает, что в современных мерзлотногрунтовых условиях на территории распространения островной мерзлоты Западно-Сибирской равнины их устойчивость не может быть вполне обеспечена, даже не принимая во внимание возможную динамику геокриологических условий в ходе хозяйственного освоения территории. При техногенных нарушениях ландшафтных условий и вызванных ими изменениях геокриологической обстановки отказы реперов могут проявиться уже в первые 10 лет проведения геотехнического мониторинга.

#### Литература

1. Гаврильев Р.И.Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Новосибирск, 2014, 145с.

2. Геокриология СССР. Западная Сибирь/Под ред. Э.Д. Ершова.- М.: Недра, 1989. С. 162-264.

 ГКИНП-07-016-91. Правила закладки центров и реперов на пунктах геодезической и нивелирной сетей. ГКИНП-07-016-91. Утверждены Роскартографией. - М., Картгеоцентр. - Геодезиздат, 1993.

 Хрусталев Л.Н., Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Яковлев С.В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с мерзлыми грунтами WARM Свидетельство №940281. РосАПО, 1994.

# ОСТРОВА МЁРЗЛЫХ ПОРОД ЮЖНЕЕ ПОЛЯРНОГО КРУГА (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ)

Ф.А. Романенко, Н.Н. Луговой, О.А. Шиловцева МГУ, Географический факультет, faromanenko@mail.ru; lugovoy-n@yandex.ru; shil\_o@mail.ru Экспедиционные работы в сентябре 2015 г. подтвердили существование на южном берегу Кольского полуострова островов мёрзлых пород, обнаруженных в 1934 г. М.А. Лавровой. Торфяные бугры и гряды сложной конфигурации высотой до 1,5 м «плавают» в талых грунтах. В конце сезона протаивания мощность деятельного слоя не превышает 0,6 м. Главный фактор сохранения мерзлоты – мощные (3 м и более) линзы и горизонты торфа, сохранившиеся в древних озёрных котловинах. Последние 100 лет на Кольском п-ве изменение температуры воздуха характеризуется квазицикличностью, сейчас она заметно растёт: величина тренда за 1980-2009 гг. – 5,5°С/100 лет

# THE ISLANDS OF PERMAFROST TO THE SOUTH OF THE POLAR CIRCLE (TERSKIY SHORE OF THE WHITE SEA)

## F.A. Romanenko, N.N. Lugovoy, O.A. Shilovtseva

MSU, Geographical department, Moscow, Russia, faromanenko@mail.ru; lugovoy-n@yandex.ru; shil\_o@mail.ru

Field works in September 2015 have confirmed the existence of the permafrost, which were discovered in 1934 by M.A. Lavrova, on the southern shore of the Cola peninsula. Peat mounts and ridges of a complicated configuration up to 1,5 meters high "swim" in thawed soil. At the end of the thawing season the power of the active layer doesn't exceed 0,6 m. The main factor of the conservation of the permafrost are powerful (3 meters and more) lenses and the horizons of the peat which were conservated in the ancient lake hollows. During the latest 100 years at the Cola peninsula the temperature changes are characterized by the quasicyclicity, and now it is increasing considerably: the value of the trend for 1980 - 2009 are  $5,5^{\circ}C/100$  years.

Положение южной границы области вечной мерзлоты на южном берегу Кольского полуострова, несмотря на опубликованные к настоящему времени данные [3, 4, 5, 11], определено недостаточно чётко. До сих пор дискуссионен вопрос об ареале островов мёрзлых пород, совсем немного реальных сведений о юго-западной и западной границах криолитозоны на Кольском полуострове. По отечественным материалам [1, 12] она проходит примерно на долготе 29°45′ в.д. западнее п. Никель и уходит к юго-востоку. Но достоверная информация о распространении и режиме мёрзлых островов отсутствует, ограничиваясь в лучшем случае публикациями 1930-х гг.

В 1921 г. мерзлоту на болотистом междуречье Варзуги и Стрельны обнаружил Л.Введенский [2]. Он предположил, что именно мёрзлый барьер, сохраняемый торфом, не даёт этим рекам соединиться, т.е. Стрельне перехватить Малую Варзугу. Кратчайшее расстояние между ними немного превышает 1 км. По его мнению, «...мерзлота на месте перемычки, отделяющей р. Варзугу от о. Стрельны, возникла в конце современного периода...» [2, стр.861]. Пока проверить современное состояние мерзлоты на этой перемычке не удаётся.

В 1934 г. на Терском берегу проводила геологическую съёмку М.А. Лаврова (1887-после 1969), автор первого обобщения, посвящённого четвертичной геологии Кольского полуострова [8]. В ходе съёмки она обратила внимание на наличие в окрестностях беломорских сёл Чаваньга, Тетрино и Стрельна островов мёрзлых пород [7].

Практически все исследователи мерзлоты Кольского полуострова в 1930-х гг. отмечали её деградацию:

- «...вечная мерзлота в буграх на Кольском полуострове деградируется и ... имеется некоторая географическая закономерность в этой деградации, а именно: на границе с Карелией и в самой южной части Кольского полуострова вечная мерзлота в торфяных буграх уже исчезла, севернее – мы наблюдаем процесс её исчезновения» [13, стр. 163, экспедиция 1932 г.];

- «Моховые бугры... в болоте на морской террасе к северу от становища Чаваньга... находятся ... в стадии интенсивного разрушения. На месте крупнобугристого микрорельефа здесь наблюдается сложная сеть – лабиринт из остатков бугров, торфяных валов и почти замкнутых торфяных колец. Расстояния между ними выполнены черной жидкой торфяной массой с оконцами, зеркалами воды, настолько глубокими и вязкими, что, по словам местных жителей, они губительны для домашних животных. ...Здесь можно наблюдать все стадии разрушения бугров» [7, стр.254];

- «почти полное отсутствие дренажа и сильное прогревание жидкой темной торфяной массы в летнее время способствует интенсивному развитию процессов таяния мерзлоты и разрушению бугров, которое несомненно приведет к полному исчезновению их» [7, стр.255];

- «интенсивное разрушение торфяных бугров с мёрзлым ядром на южном берегу Кольского полуострова, по-видимому, свидетельствует об изменении климатических условий за последний период времени в сторону их улучшения...» [7, стр.255].

Так как предполагалось, что вечная мерзлота Кольского п-ова находится в стадии длительной деградации из-за потепления климата и некоторого увеличения количества зимних осадков [3, 4], то можно было предположить, что более чем за 80 лет, прошедших со времени находок М.А. Лавровой, редкоостровная неустойчивая мерзлота вблизи южной границы криолитозоны начала деградировать. Следы этого процесса могут быть явственно видны.

В 2015 г. мы организовали краткую поездку по Терскому берегу на участке от устья Варзуги до с.Чаваньги для выявления сохранности описанных М.А. Лавровой островов мерзлоты. Данная задача приобретает в условиях современных изменений климата особую актуальность.

Выбранные нами ключевые участки располагаются (рис.1) в бассейне ручья Столбицкого и в окрестностях Чаваньги. На них была проведена геоморфологическая съёмка и пробурена торфяным буром Гиллера-1 серия скважин глубиной до 3,0 м (всего около 10 погонных метров) со сплошным отбором образцов на радиоуглеродное датирование и диатомовый анализ. Положение кровли мерзлых пород определялось металлическим щупом длиной 1,5 и заверялось проходкой шурфов.

Бассейн руч. Столбицкого лежит вблизи контакта рифейских песчаников, слагающих участок побережья от р. Оленицы до избы Столбиха, и архейских гнейсов основания, преобладающих в более восточных районах. Серия морских террас высотой до 15-20 м, сложенных преимущественно песками и осложнённых многочисленными береговыми валами, выклинивается к востоку, прислоняясь к крутому уступу высотой до 30 м. В его основании лежат, по-видимому, гнейсы, перекрытые чехлом опесчаненных глин и оглиненных песков с валунами и галькой. В прибровочной части уступа до высоты около 40 м отмечен утончающийся и выклинивающийся вверх по склону горизонт песков, слагающий единичные пологие валы высотой до 1.5 м. Мы интерпретируем их как морские, более древние (позднеплейстоценовые), чем пески, слагающие береговые валы у подножья уступа.

Вышележащая волнистая равнина постепенно поднимается от берега от 50-60 до 100 и более метров. Многочисленные плоские заболоченные понижения выполнены прерывистым маломощным (до 2 м, по данным бурения) покровом озёрно-болотных торфов и сапропелей.



Рис.1. Расположение обследованного в 2015 г. участка Терского берега. Бассейн руч. Столбицкого находится у западного края затемнённого прямоугольника, с. Чаваньга – у восточного

В окрестностях села Чаваньги геологическая ситуация иная. Мощность рыхлого чехла существенно меньше и не превышает 5 м, он выполняет понижения скального фундамента (гнейсы), повсеместно выступающего на поверхность. На р. Чаваньге вблизи села всего в 2,5-3 км от моря в русле многочисленные пороги, выше – водопады. Береговая линия осложнена скальными мысами, уступами, аккумулятивные участки локальны и невелики по площади. Село стоит на цокольной морской террасе высотой 5-8 м, распространённой на обоих берегах реки. К ней заметным крутым уступом спускается субгоризонтальная поверхность высотой 20-40 м. Она осложнена обширными, часто округлыми заболоченными понижениями до 1-3 км в поперечнике, разделёнными невысокими (10-20 м в приморской части) пологими грядами и возвышенностями, заросшими редкостойными лесами. Заболоченные понижения заняты тундрой. С удалением от берега высота местности увеличивается до 180-200 м, и она превращается в пологохолмисто—волнисто-западинную равнину, занятую лесотундрой.

Главная особенность таких тундровых территорий на обоих ключевых участках – наличие сложнопостроенных полигональных болот, где прихотливо извивающиеся валики высотой до 1,5 м, иногда состоящие из цепочек отдельных бугров, разделяют увлажнённые западины, часто с озерками, занятые жидкой грунтово-торфяной массой. Именно про них М.А. Лаврова писала, что они опасны для домашних животных. Встречаются и крупные (сотни м в поперечнике) озёра, на побережьях которых распространен полигональный рельеф, образованный неровными рядами озерков и разделяющих их валиков.

Полуразрушенный бугристо-полигональный рельеф, типичный для криолитозоны, свидетельствует о сравнительно недавней деградации мерзлоты на цокольных равнинах Терского берега. Мощность торфа здесь редко превышает 1,5 м, и поэтому мерзлота полностью деградировала, оставив следы в виде хаотического сочетания бугров высотой до 1 м и обширных округлых понижений или озерков со сложными очертаниями. Термокарстовое происхождение могут иметь и озёра (например, Столбицкое), существенно более крупные, чем полигональные.

И только в одном месте, указанном М.А. Лавровой, мерзлота сохранилась. В километре к северу от Чаваньги располагается обширное округлое болото на высоте 20-22 м, занимающее понижение кровли архейских гнейсов основания, выступ которых образует своеобразный порог. Вероятно, именно он обусловил накопление болотных отложений в замкнутом понижении. В результате болото существовало здесь длительное время, и мощность торфа достигла почти трёх метров, существенно превышая среднюю мощность торфа в районе. И именно поэтому здесь, несмотря на субатлантическое потепление, сохранилась многолетняя мерзлота. Мощность деятельного слоя на вершинах бугров 0,4-0,7 м и резко увеличивается к болотистым западинам, выполненным полужидким торфом, где мёрзлота не обнаружена. Т.е., острова мёрзлого торфа в виде торфяных бугров, крутыми уступами обрывающиеся к общирным западинам причудливых очертаний, «плавают» среди талых грунтов.

Для установления интенсивности потепления на Кольском полуострове нами проведён анализ современных тенденций изменения климата. За последние 100 лет на Кольском полуострове изменение температуры воздуха характеризуется квазицикличностью. Приведём для примера кривую многолетних температур воздуха в Мурманске, обладающем самым продолжительным рядом наблюдений (рис.2).



Рис.2. Многолетние изменения среднегодовой температуры приземного воздуха в Мурманске (1878-2013 гг.)

До конца XIX века среднегодовая температура понижалась, хотя линейный тренд незначим ( $\Delta t_r = -1.4^{\circ}C/100$  лет, P=0,3). С 1900 до середины 1940-х гг. тенденция изменения температуры положительна и статистически значима (величина тренда за 1900-1945 гг.  $\Delta t_r = +3,2^{\circ}C/100$ лет, P=0,999). С середины 1940-х примерно до начала 1980-х гг. относительно холодает –  $t_r$  понижается со средней скоростью  $\Delta t_r = -2,7^{\circ}C/100$ лет с P=0,84. Наконец, после 1980 г. температура заметно растёт: величина тренда за 1980-2009 гг. составила 5,5°C/100 лет и имеет высокую степень значимости - P=0,99. На фоне цикличности прослеживается четко выраженный линейный тренд к повышению средней за год температуры воздуха со скоростью около 1,0°C за 100 лет, что хорошо соответствует аналогичной оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) и авторов Оценочного доклада [9, 10].

Наибольшие отрицательные аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха (At>-2\sigma) на Кольском полуострове отмечались за последние 130 лет четыре

раза, причем два раза в XIX в. (1888 и 1893 гг.), и два раза в XX в. (1902 г.,  $A_t^{MHH}$ =-2,9°C, и 1966 г.  $A_t$ =-2,3°C). Похолодание рубежа XIX-XX веков было более заметно (средняя за 1890-1919 гг. –  $A_t$ =-0,8°C), чем похолодание второй половины XX в. (средняя за 1955-1984 гг. –  $A_t$ =-0,1°C).

Первое во многом объясняется циркуляцией атмосферы, т.к. продолжительность процессов с арктическими вторжениями в начале века была больше. Кроме того, преобладали те типы элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), при которых сибирский антициклон захватывал весь континент, а в 1950-60-е гг. арктические вторжения часто перемежались выходами южных циклонов, поэтому температура на конкретной станции зависела от её положения относительно этих атмосферных вихрей [6], и понижение температуры наблюдалось не всегда.

Многолетнее изменение средней за сезон температуры воздуха на Кольском полуострове, как и годовые температуры, характеризуется квазицикличностью с периодом около 70 лет. Вместе с тем, во все сезоны года имеет место положительный линейный тренд, максимальный зимой (табл.1).

Таблица 1

1 /	Сезон**	Экстремумы	средней за	Линейный	тренд			
		сезон	аномалии	средней	за сезон			
Станция		температура во	здуха	аномалии температуры				
		Максимум	Минимум	величина	значимость			
		(год)	(год)	°С/100 лет	Р			
Среднее для	Зима	3,9*(2008)	-4,7*(1966)	+1,33	0,998			
Кольского	Весна	4,3*(1897)	-3,5*(1909)	+0,94	0,98			
1890-2009	Лето	3,2*(1972)	-2,9*(1902)	+1,09	0,999			
	Осень	2,6*(2000)	-4,1*(1902)	+1,30	0,9999			
Среднее для	Зима	3,9*(2008)	-4,7*(1966)	+0,73	0,55			
Кольского	Весна	3,3*(1989)	-2,6*(1941)	+1,28	0,89			
1937-2009	Лето	3,2*(1972)	-1,9*(1949)	+0,01	0,02			
	Осень	2,6*(2000)	-3,2*(1968)	+0,67	0,62			

Аномалии средней за сезон температуры воздуха на Кольском полуострове и тенденции их изменений

\* -амплитуда температуры воздуха

\*\* зима - XI-III, весна - IV-V, лето - VI-VIII, осень - IX-X

В начале XXI в. на Кольском полуострове практически постоянно наблюдаются положительные аномалии температуры приземного воздуха A<sub>t</sub>. В 2000-2009 гг. средние A<sub>t</sub> максимальны зимой (1,8°C), минимальны летом (0,75°C).

Похолодание начала XX в. объясняется преобладанием весной, осенью и, особенно, летом, меридиональных северных потоков, т.е. блокирующих процессов, при которых арктический воздух поступает в средние и низкие широты. Кольский полуостров при этом оказывается в сфере действия антициклонов. Потепление 1920-1940-х гг. было вызвано существенным ростом продолжительности зональной циркуляции летом, осенью и, главным образом, зимой. Она характеризуется усилением циклонической деятельности на арктическом фронте и, в частности, увеличением повторяемости атлантических циклонов. Весной заметных изменений широтной циркуляции до начала 1980-х гг. не наблюдается. В остальные сезоны года с начала 1940-х гг. продолжительность зональных процессов уменьшается за счёт учащения меридиональных северных, что привело к новому похолоданию. Наиболее активно этот процесс развивался летом. В 1950-60-е гг., летом и зимой, арктические вторжения перемежались выходами южных циклонов, и похолодание оказалось менее значительным, чем в начале века [6]. Начавшееся в 1980-х гг. потепление вызвано ростом продолжительности южных меридиональных процессов, при которых, в частности, средиземноморские циклоны выходят на Русскую равнину, принося в северные широты южное тепло, и вливаются в серию атлантических циклонов. Это происходит весь год, но наиболее ярко выражено зимой и летом. Однако, начиная с середины 1990-х гг., во все сезоны года (особенно летом и зимой) этот процесс замедлился, и в настоящее время продолжительность меридиональной южной группы циркуляции уменьшается. Весной этот процесс менее активен. Сейчас на протяжении всего года наиболее заметен рост продолжительности долготной северной циркуляции в сочетании с южной. Кроме того, весной и летом немного растёт продолжительность зональной западной циркуляции, а летом – повторяемость меридиональных северных процессе [6].

В отличие от температуры, многолетние тенденции колебания количества осадков на Кольском полуострове во второй половине XX века – начале XXI вв. статистически незначимы. Но можно отметить положительную линейную тенденцию, т.е. небольшой рост увлажненности.

Таким образом, на настоящий момент потепление климата не привело к полной деградации островов мёрзлых грунтов на юге Кольского полуострова. Они сохранились благодаря исключительно геологическим условиям – мощным (около 3 м) горизонтам торфа, которые формировались только в отдельных озёрных котловинах, лежащих в понижениях кровли скального фундамента. На прилегающих территориях, где условия для накопления торфа были менее благоприятны, мерзлота не сохранилась.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00549).

## Литература

1. Бискэ С.Ф. Рельеф и четвертичные отложения Печенгского района // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1946. Т. 78. Вып. 5–6. С. 545–560.

 Введенский Л. Рельеф южной части Кольского полуострова // Известия государственного географического общества. Т.66. Вып.6. 1934. Стр. 844-863.

3. Вечная мерзлота Кольского полуострова / Под ред. И.Я. Баранова. М., 1953, 180 с. (Тр. Ин-та мерзлотоведения им.В.А. Обручева; Т. XIII).

4. Геокриологическая карта России. М-б 1:2 500 000 / Под ред.Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. унта, 1996.

5. Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988. 358 с.

6. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.

 Лаврова М.А. Заметка о нахождении вечной мерзлоты на южном берегу Кольского полуострова // Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Т. IV. 1935. С. 253–255.

8. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М. - Л. Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.

 МГЭИК 2007: Изменение климата 2007 г.:Обо бщающий доклад. Вклад рабочих групп I,II,III в Четвертый доклад по оценке климата Межправительственной группы экспертов по изменению климата (под ред. Пачаури Р.К., Райзингер А.). Женева: МГЭИК, 2007. 104 с.

 Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Ред. Т.В. Лешкевич. М.: ВНИИГМИ-МЦД, 2008. 29 с.

11. Почвенно-геологические условия Нечерноземья / Под ред.Е.М. Сергеева. М.: Изд-во Моск. унта, 1984. 608 с.

12. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В. Формирование и строение многолетнемёрзлых пород у южной границы криолитозоны на Кольском полуострове // Криосфера Земли. № 3. 2012.С. 72–80.

 Сумгин М.И. Ещё несколько слов о вечной мерзлоте в торфяных буграх в районе Кольского полуострова // Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. 1938. Т. VI. С. 163-165.

# ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ И МОЩНОСТИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛОЙ ТОЛЩИ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

## В.П. Семенов, М.Н. Железняк

ФГБУН Институт мерзлотоведения им.П.И. Мельникова СО РАН, Россия; mpi.vsn.ru

Дана характеристика геотермических условий одной из областей развития нестационарных мерзлых толщ Сибирской платформы – Вилюйской синеклизы. Получены и приведены новые данные о мощности многолетнемерзлой толщи горных пород, теплофизических свойств основных типов горных пород и геотемпературном поле отдельных структур Вилюйской синеклизы.

# FEATURES OF FORMATION GEOTHERMAL FIELD AND PERMAFROST THICKNESS IN THE VILYUI BASIN

V.P Semenov, M.N. Zheleznyak.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Russia; mpi.ysn.ru

The characteristics of the geothermal conditions in the Vilyui basin have been adduced. The Vilyui basinis located within the Siberian Platform and contains disequilibrium permafrost. Recently obtained data onpermafrost thickness, thermal properties of the main types of rocks and temperature distribution for geological units of the Vilyui basin have been presented.

Вилюйская синеклиза принадлежит к одному из наиболее перспективных и осваиваемых нефтегазоносных районов Сибирской платформы и расположена в восточной ее части. Северная и южная границы синеклизы определяются выходами палеозойских пород. В восточном направлении она постепенно сливается с Предверхоянским прогибом, а на западе граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой (рис.1).

Климат района резко континентальный. Зимой сюда стекает холодный воздух, который охлаждаясь, формирует антициклональный режим погоды, поэтому зима очень суровая и жестокая, умеренно снежная. Продолжительность залегания снежного покрова составляет около 220 дней, а его максимальная мощность варьирует от 20 до 40 см. Лето теплое, слабо-засушливое и засушливое. Среднегодовая температура воздуха колеблется от -7,8 (м.с. Сунтар) до -11,1°С (м.с. Хатырык-Хомо). Годовое количество осадков изменяется от 257 (м.с. Хатырык-Хомо) до 354 мм (м.с. Сабо-Хая) [1].

В геоструктурном отношении Вилюйская синеклиза представляет собой синклинальную складку, шарнир которой погружается в северо-восточном направлении. Углы падения ее крыльев не превышают 2-3°, причем в юго-западном направлении крылья становятся более пологими. Чехол синеклизы сложен толщей палеозойских и мезозойских отложений, представленных песчаниками, доломитами, известняками с прослоями алевролита и аргиллита, мощность которых увеличивается в северо-восточном направлении. В пределах синеклизы выделяется ряд осложняющих ее структур (рис.2) [2].

Первые сведения о наличии и мощности многолетнемерзлой толщи (ММТ), пластовых температурах в пределах рассматриваемой территории, были получены различными геологическими организациями (ВНИГРИ, ЯТГУ, СЯНРЭ, трест ЯНГР) в начале 1970-х годов. Более целенаправленные исследования геотермических параметров относятся к 1970-80-м годам XX столетия. В это время общирные геотермические исследования в пределах Вилюйской синеклизы проводили сотрудники лаборатории Геотермии Института мерзлотоведения СО АН СССР А.И. Девяткин, Б.В. Левченко, Б.В. Володько, В.Г. Русаков и др. под научным руководством заведующего лабораторией В.Т. Балобаевым. С 2009 г. в рамках программы «Исследование закономерностей формирования геотемпературного поля и криолитозоны Сибирской платформы» после почти 30-ти летнего перерыва возобновлены геотермические исследования в этом регионе. Зв это время собраны и систематизированы имеющиеся фондовые материалы Якутского Территориального Геологического Фонда (ЯТГФ), Института мерзлотоведения СО РАН, а также опубликованные данные о параметрах геотемпературного поля и криолитозоны Вилюйской синеклизы. Проведен комплекс полевых геотермических исследований на ряде разведочных геологических площадях в пределах рассматриваемой структуры.



Рис.1. Схема расположения геологоразведочных площадей Вилюйской синеклизы.

Выполненными исследованиями установлено, что тепловой режим многолетнемерзлой толщи в пределах синеклизы носит нестационарный тепловой режим. Отмечается значительная неоднородность температуры горных пород. Так на подошве слоя годовых теплооборотов по имеющимся данным она изменяется от -1,58 (пл.Средне-Вилюйская) до -0,4 °C (пл.Сабо-Хаинская), на глубинах 500 метров варьирует от -1,4 (пл.Средне-Тюнгская) до + 13,7 °C (пл.Сабо-Хаинская), а на глубине 1000 м от + 11,6 (пл.Средне-Вилюйская) до + 17,6 °C (пл.Мастахская). А в характере температурных кривых выделяется четыре интервала отличающиеся величиной и знаком градиента температуры [3].



Рис.2. Структура Вилюйской синеклизы.

В рамках настоящих исследований в 2015 году впервые для региона проведены детальные лабораторные исследования теплофизических свойств горных пород, характеризующие основные литологические разновидности Вилюйской синеклизы. Всего было проанализировано более 280 образцов. Установлено, что теплофизические свойства в этом регионе характеризуются довольно широким диапазоном изменений. Так, коэффициент теплопроводности изменяется от 0.51 Вт/(м\*К) у глинистых сланцев нижнемелового возраста до 4,29 Вт/(м\*К) у доломитов верхнеюрского возраста, а плотность горных пород от 1000 кг/м<sup>3</sup> у полевошпатовых глин и угля юрского возраста до 3080 кг/м<sup>3</sup> у тонкозернистых песчаников верхнеюрского возраста, что обусловлено исключительной сложностью вещественного состава и происхождения осадочных горных пород. Для 11 характерных литологических разновидностей горных пород Вилюйской синеклизы выявлены предельные и осредненные значения теплофизических свойств и их плотность. По полученным лабораторным данным выделено три группы горных пород по геологическому возрасту: меловые, юрские, и объединенная группа триасового, пермского и кембрийского возрастов. Которые, так или иначе, имеют отличия теплофизических свойств. Так осредненные значения теплопроводности для песчаников изменяются от 1.00 Вт/(м\*К) для первой группы до 1,77 Вт/(м\*К) в третьей группе. Такая же тенденция на увеличение теплофизических характеристик с возрастом отложений отмечается у доломитов, мергелей, глинистых сланцев. аргиллитов И сульфатных отложений. Значения осредненной теплопроводности, по выделенным группам, у них изменяются у доломитов от 1,59 до 2,06 Bт/(м\*К), у мергелей от 1,21 до 1,60 Вт/(м\*К), у глинистых сланцев от 1,20 до 1,60 Вт/(м\*К), у аргиллитов от 1,61 до 1,94 Вт/(м\*К) и у сульфатных отложений от 0,94 до 1,10 Вт/(м\*К).

Рассчитанный внутриземный тепловой поток в рассматриваемом регионе колеблется в широких диапазонах и изменяется в мерзлой толще (qм) от 6 (пл. Средне-Вилюйская) до 36 мВт/м<sup>2</sup> (пл. Усть-Вилюйская), в талой области (qт) от 42 (Якутск) до 60 мВт/м<sup>2</sup> (пл. Усть-Вилюйская). Отмечается его возрастание с запада на восток, так в западной части величина теплового потока (qт) составляет 40–45 мВт/м<sup>2</sup> (Средне-Вилюйская, Мастахская, Вилюйская пл. и др.), в восточной части – 50–60 мВт/м<sup>2</sup> (Китчанская, Собо-Хаинская, Усть-Вилюйская и др.). Это связано с приближенностью этих участков к тектонически активному Верхоянскому хребту, отличающемуся высоким значением qt =  $60-80 \text{ MBT/m}^2$  [4].

Установленная при геотермических исследованиях мощность многолетнемерзлой толщи колеблется от 50 (пл. Сабо-Хаинская) до 680 метров (пл. Средне-Тюнгская). Отмечается ее увеличение в северном и западном направлениях. Кроме того значительные колебания мощности многолетнемерзлой толщи зафиксированы в пределах отдельных геологоразведочных площадей, так на Средне-Вилюйской она варьирует от 500 до 630 м, на Средне-Тюнгской от 580 до 670 м, а на Мастахской от 570 до 610 м [4].

Выявленные существенные колебания мощности ММТ на углеводородных месторождениях по версии некоторых исследователей (Г.Д. Гинсбург (1971), Б.В. Володько (1978)) обуславливаются влиянием продуктивных горизонтов на внутриземный тепловой поток и как следствие его перераспределение в разрезе. Для оценки этого влияния был проведен корреляционный анализ зависимости между мощностью криогенной толщи и параметров продуктивного горизонта Средне-Вилюйского газоконденсатного месторождения, который показал отсутствие прямой зависимости между этими параметрами [5]. Полученные результаты не отрицают версию об аномалиях теплового поля над залежами углеводородных месторождениях. Так при оценке нижней границы ММТ в пределах одной из структур Вилюйской синеклизы Хапчагайского вала, как наиболее изученного в плане геотермии, установлено уменьшение мощности ММТ в сводовых частях отдельных локальных структур (зоны поднятий) к которым приурочены месторождения и ее увеличение к их крыльям (рис.3). При этом амплитуда колебаний мощности криогенной толщи по имеющимся данным достигает 130 метров. По мнению авторов это связано, как с фокусированием внутриземного теплового потока антиклинальными выступами, так и влиянием залежей углеводородных месторождений, а отсутствие прямой зависимости между мощностью ММТ и параметрами продуктивных горизонтов объясняется глубоким, более 2 км их залеганием и сложностью геологического разреза.



# Рис.3. Нижняя кровля многолетнемерзлой толщи в пределах Вилюйской синеклизы.

В процессе настоящих исследований установлены неоднородность геотемпературного поля и мощность многолетнемерзлой толщи, которые

обуславливаются сложным геологическим строением, теплофизическими свойствами горных пород, значением и дифференциацией внутриземного теплового потока отдельных локальных структур слагающих Вилюйскую синеклизу.

## Литература

1. Научно-прикладной справочник по климату СССР. – серия 3, вып. 24., кн. 1, Л., 1989.

2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001, 571 с.

 Железняк М.Н., Семенов В.П., Балобаев В.Т., Русаков В.Г. Мерзлотно-геотермические условия Вилюйской синеклизы // Материалы Четвертой конф. геокриологов России (Москва, 7–9 июня 2011 г.). М., Унив. кн., 2011, с. 59–65.

4. Семёнов В.П., Железняк М.Н. Геотермические условия Вилюйской синеклизы // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. №4 С.3-10.

 Семенов В.П., Железняк М.Н. Криолитозона углеводородных месторождений Лено-Вилюйской нефтегазоносной области. Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции / Под ред. В.П. Мельникова и Д.С. Дроздова. – Тюмень: Изд-во Эпоха, 2015. с. 349-353.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 50 ТЫС. ЛЕТ НА ОСНОВАНИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНСОЛЯЦИИ

# И.И. Смульский<sup>1</sup>, А.А. Иванова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, г. Тюмень, Россия; <u>JSmulsky@mail.ru</u> <sup>2</sup>Тюменский государственный университет, г. Тюмень, Россия; <u>annaandruhovna@gmail.com</u>

Новые решения проблем, составляющих Астрономическую теорию изменения палеоклимата, привели к колебаниям инсоляции с амплитудой в 7-8 раз большей по сравнению с прежними решениями. Они совпадают с колебаниями климата в позднем плейстоцене. На основании инсоляции проведена реконструкция палеоклимата в Западной Сибири за 50 тыс. лет.

## RECONSTRUCTION OF WESTERN SIBERIA PALEOCLIMATE OVER THE PAST 50 THOUSAND YEARS ON THE BASIS OF INSOLATION CHANGES

# J.J Smulsky<sup>1</sup>, A.A. Ivanova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth Cryosphere of SB RAS, Novosibirsk, Russia; JSmulsky@mail.ru

<sup>2</sup>Tyumensky State University, Tyumen, Russia; <u>annaandruhovna@gmail.com</u>

New solutions of the problems, that are included in the astronomical theory of paleoclimate change, have led to fluctuations in insolation with an amplitude of 7-8 times greater than previous solutions. They coincide with climatic variations in during the Late Pleistocene. The paleoclimate in West Siberia have been reconstructed on the basis of insolation for 50 thousand years.

Введение. Астрономическая теория изменения палеоклимата основывается на решении трех проблем: 1) как изменяется орбита Земли; 2) как изменяется плоскость экватора Земли или ее ось вращения; 3) как изменяется количество солнечного тепла на поверхности Земли, т.е. ее инсоляция, в зависимости от параметров: эксцентриситета e орбиты Земли; угла ее наклона  $\varepsilon$  к плоскости экватора; угла  $\phi_{p7}$  между перигелием орбиты и восходящим узлом  $\gamma$ . Все эти проблемы решены по-новому [1] - [3]. В результате были получены большие колебания оси вращения Земли: от 16.7° до 31°, тогда как по прежним решениям ось Земли колебалась от 22.26° до 24.32° [1]. То есть,

амплитуда колебаний оси Земли увеличилась в 7 раз. Во столько же раз увеличились колебания инсоляции.

В табл. 1 приведены четыре экстремума летней инсоляции  $Q_s^{65N}$  на широте 65° Северного полушария за последние 50 тысяч лет [4]. Потепления отмечены как максимумы (max), а похолодания – как минимумы (min). Границы инсоляционных периодов  $O_t$ ,  $I_t$ ,  $2_t$ , и  $3_t$  определены при пересечении летней инсоляции  $Q_s^{65N}$  со средним ее значением. Первый небольшой оптимум инсоляции обозначен как  $O_t$ .

Таблица 1. Экстремумы летней инсоляции  $Q_s^{65N}$  и инсоляционные периоды за 50 тысяч лет назад (т.л.н.).

<i>Т</i> , т.л.н.	4.16	15.88	31.28	46.44		
Тип экстремума	max	min	max	min		
$Q_s^{65N}$ , ГДж/м <sup>2</sup>	5.97	5.36	7.43	4.72		
Инсол. периоды	$O_I$	$I_I$	$2_I$	31		
Границы периодов, т.л.н.	0-6.86	6.86-22.08	22.08-39.5	39.5-53.8		
Последние события в	Оптимум	Сартанское	Каргинское	Ермаковское		
плейстоцене	Голоцена	оледенение	потепление	оледенение		

Моменты наступления экстремумов инсоляции и их амплитуда совпали с последними событиями в плейстоцене: Ермаковским и Сартанскими ледниковыми периодами, Каргинским потеплением между ними и оптимумом Голоцена [4]. Эти события позднего плейстоцена приведены в табл. 1.

Основания и критерии реконструкции палеоклимата. В результате изучения разными специалистами палеоклимата выработано согласованное представление о его эволюции в Западной Сибири в позднем плейстоцене [5] - [7]. В значительной мере совпадает их мнение о двух последних оледенениях в Западной Сибири, которое представлено на карте из работы Svendsen et al [6] (см. рис. 1). Сплошной и пунктирной линей 1 показана граница оледенения в поздний Вейхелий, эквивалентный Сартанскому оледенению [6]. Согласно другим авторам, в частности М.Г. Гросвальду [5], граница оледенения в Западной Сибири проходила восточней. Она примерно показана точками 2. Ледниковый щит в средне-раннем Вейхелии, который эквивалентен Ермаковскому оледенению, имел по Svendsen et al [6] восточную границу отмеченную точками 2. По М.Г. Гросвальду [5] граница Ермаковского оледенения в Западной Сибири проходила восточнее и южнее, которую можно представить штрихпунктирной линией 3. Этой линией 3 Svendsen et al [6] показали предел оледенения в Европе и Западной Сибири, который мог быть в Четвертичном периоде по мнению разных авторов. В рассматриваемой далее реконструкции палеоклимата будем ориентироваться на вышеотмеченные границы оледенений.

Инсоляция Земли имеет широкий спектр изменений, как по пространству, так и по времени. Все изменения инсоляции рассчитываются за 200 т.л.н. с помощью программы Insl2bdEn.mcd [2], которая имеется в свободном доступе: http://www.ikz.ru/~smulski//Data/Insol/. Здесь мы будем использовать изменение летней инсоляции во времени  $Q_s(T)$ , а также изменение инсоляции в эквивалентных широтах I(T) на разных широтах. На графике I(T) на рис. 1 показано изменение инсоляции в эквивалентных широтах на широте  $\varphi = 70^{\circ}$ . Она рассчитывается следующим образом. Если в эпоху T летняя инсоляция на широте  $\varphi$  была такая, как в современную эпоху T = 0 на широте  $\varphi_0$ , то инсоляция в эквивалентных широтах будет  $I = \varphi_0$ . Из графика видно, что начиная с T = 0 до T = -5 kyr эквивалентная широта I уменьшается, т.е. становиться теплее на широте  $\varphi = 70^{\circ}$ . Затем примерно до T = -8 kyr эквивалентная широта I увеличивается почти до 90°, т.е. на широте  $\varphi = 70^{\circ}$  становится так холодно, как сейчас на полюсе ( $I = 90^{\circ}$ ). Далее идет нижний горизонтальный участок, который отмечает эпохи, когда было холодней, чем сейчас на полюсе. А верхний горизонтальный участок

графика отмечает время, когда инсоляция в эпоху T летом больше чем в экваториальной зоне в современную эпоху T = 0.



Рис. 1. Границы Сартанского И Ермаковского оледенений по Svendsen et al [6] (линии 1. 2. и 3) и оледенение Западной Сибири в момент времени 52.9 т.л.н. Белым цветом показаны территории покрытые ледником; внизу на графике инсоляции в эквивалентных широтах I(T) на широте  $\phi$ = 70° точкой 1 отмечено время этого события, когда достигается  $I = 80^{\circ}$ ; T время в тыс. лет (kyr) от 30.12. 1949 г.

При реконструкции палеоклимата по изменению

инсоляции будем использовать следующие критерии.

1. Если на широте  $\varphi$  инсоляция в эквивалентных широтах упала до  $I = 80^{\circ}$ , то ледник начал образовываться на этой широте.

2. Если после ледникового максимума на широте  $\varphi$  инсоляция в эквивалентных широтах увеличилась до  $I = 80^{\circ}$ , то начинается таяние ледника.

3. Если инсоляция в эквивалентных широтах повысилась до  $I = 70^{\circ}$  на широте  $\varphi$ , то ледник деградировал на этой широте.

4. Озера-моря образуются при перекрытии ледником стока рек в Ледовитый океан.

5. Территории затапливаются водой в соответствии с их высотными отметками.

6. Озера-моря начинают уменьшаться при освобождении стока рек в Ледовитый океан.

7. При таянии ледников Гренландии и Антарктиды уровень Ледовитого океана повышается, и он наступает на берег.

8. Реконструируемые события должны согласовываться с палеоклиматическими данными.

Предпоследний ледниковый максимум или Ермаковское оледенение. Как видно из табл. 1, инсоляционный период  $3_I$ , связанный с Ермаковским похолоданием, начался 53.8 т.л.н. Через 900 лет в эпоху 52.9 т.л.н. на широте 70° инсоляция в эквивалентных широтах достигла величины  $I = 80^{\circ}$ . В соответствии с первым критерием, льдом покрываются полностью Новая Земля, частично полуострова Ямал и Таймыр. На рис. 1 белым цветом показаны территории покрытые ледником. Внизу на графике инсоляции в эквивалентных широтах I(T) на широте  $\varphi = 70^{\circ}$  точкой I отмечено время T = 52.9 т.л.н. этой эпохи.



Рис. 2. Оледенение Западной Сибири в момент времени 52.6 т.л.н. На графике инсоляции в эквивалентных широтах I(T) на широте  $\varphi = 67.5^{\circ}$ точкой I отмечено время этого события, когда  $I = 80^{\circ}$ . Здесь и далее оледенение в европейской части территории не показано.

В эпоху 52.6 т.л.н., когда

инсоляция в эквивалентных широтах достигла величины  $I = 80^{\circ}$  на широте  $\varphi = 67.5^{\circ}$ , оледенение территории распространяется до этой широты (рис. 2). При этом сток рек

Оби, Пура, Таза и Енисея в Северный Ледовитый океан перекрыт [5]. В устьях рек образуются пресноводные озёра.



Рис. 3. Оледенение Западной Сибири в момент времени 46.4 т.л.н. В эту эпоху на широте  $\varphi = 53.4^{\circ}$ инсоляция  $I = 80^{\circ}$ , т.е. оледенение может достигнуть этой широты. На графике инсоляции I(T) точкой отмечено время этого события.

В момент максимального похолодания 46.4 т.л.н. инсоляция в эквивалентных широтах достигла величины  $I = 80^{\circ}$  на широте 53.4°. Как видно из графика I(T) на рис. 3 это происходит кратковременно. Поэтому широта 53.4° является

предельной, на которой может наступить оледенение. Примерно на этой широте проводят максимальную границу оледенения Гросвальд М.Г. [5] и Svendsen J.I. и др. [6] (см. рис. 1).

Во время максимального похолодания 46.4 т.л.н. на рис. 3 показано распространение воды по Западно-Сибирской равнине до высоты 68-69 м над уровнем моря. Так по Енисею она дошла до Енисейска (58° с. ш.), по Оби – практически до Томска, по Иртышу – до Омска, по Ишиму – до Ишима, а по Тоболу – до Кургана. Исследователи выделяют Мансийское и Енисейское озера [5], [7]. Первое занимает часть Западно-Сибирской равнины южнее Сибирских Увалов, а второе располагается в долине Енисея.

После минимума инсоляции 46.4 т.л.н. рост ледникового щита продолжался до 40.3 т.л.н., когда инсоляция на широте 70° не достигла значения I = 80° (см. т. 2 на графике I(T) рис. 1). В эпоху 40.1 т.л.н. инсоляция в эквивалентных широтах достигает значения I = 70° на широте 67.5°. В соответствии с критерием 3 территория до этой широты освобождается от ледника. В связи с этим мощность озер на Западно-Сибирской равнине увеличивается. Севернее Сибирских увалов образуется Пуровское озеро. Оно совместно с Мансийским и Енисейским сливаются и образуют озеро-море Западной Сибири (рис. 4).

Для определения границ распространения водоемов с помощью общедоступной программы «Google Earth» определялись высоты местности. На рис. 4 точками отмечены минимальные высоты над уровнем моря в ближайшей окрестности рек и древних водоемов.

С дальнейшим потеплением начинается таяние ледникового щита и происходит увеличение пресноводного моря до такой степени, что начинается его сток через Тоболо-Тургайский желоб в Туранскую низменность Приаралья и, возможно, с проходами на юге – в Каспийскую низменность. Как видно из рис. 4, современный уровень дна Тургайского желоба преимущественно находится на отметке 100-107 м и не превышает 122 м. Древнее дно желоба покрыто 70-90 м толщей четвертичных отложений, т.е. абсолютная отметка дна составляет 30-40 м [8]. За прошедшие 40 т.л. часть этих отложений пополнились за счет размыва и сноса бортов желоба многочисленными небольшими реками.



Рис. 4. Оледенение Западной Сибири в момент времени 40.1 т.л.н. Вдоль водотоков числами на карте показаны высоты в м над уровнем моря; На графике инсоляции I(T) на широте  $\varphi = 67.5^{\circ}$ точкой I отмечено время этого события, когда достигается  $I = 70^{\circ}$ .

Дополнительно отложения на дне желоба пополнились во время Сартанского оледенения. Например, с глубины 75 - 77.5 м скважины 25 км южнее оз. Кушмурун обломок древесины имел возраст 28800 [5]. Из

скважины, расположенной 75 км южнее, с глубины 34 м старичная глина имела возраст 19140 лет. Эти данные свидетельствуют, что высотные отметки дна желоба 40 т.л.н. могли быть порядка 50 м.

Как видно рис. 4, высотные отметки к верховьям рек Енисей, Обь, Иртыш и Ишим превышают даже современную отметку Тоболо-Тургайского желоба в 122 м. Поэтому истечение воды из образовавшегося пресноводного озера-моря могло быть только через этот желоб, когда уровень озера-моря превышал уровень желоба. Об этом имеется много свидетельств. Например, в 15-20 км ниже Новосибирска, в обнажении Красный Яр, на уровне 115 м выходит 8-10-метровая озерная толща, налегающая на горизонт древних почв с укоренившимися пнями с возрастом порядка 28-29 т.л.н. [7]. Это свидетельствует о высотной отметке озера-моря порядка 125 м [7]. Чуть выше был уровень Енисейского озера, которое сообщалось с Мансийским через Кас-Кетскую и Верхиетазовскую сквозные долины. Это озеро достигало уровня 120-130 м, а по другим сведениям, оно поднималось выше 140 м [7].

С деятельностью ледника связаны морены, пути перемещения льда (троги), сдвиги, надвиги и прочие дислокации, переносы породы и грунта и множество других процессов. Моренный пояс вдоль возвышенности Сибирские Увалы является самый южный. Его относят к Ермаковскому горизонту [7]. Р.А. Бобков [9] исследовал грунты Сибирских Увалов. Весь валунно-галечный материал в составе толщи Сибирских Увалов имеет изначально ледниковое происхождение, поскольку отличается слабой окатанностью, часто имеет ледниковые шрамы и царапины и не характерен для данной территории.

Каргинское межледниковье. Как видно из табл. 1, в эпоху 39.5 т.л.н. начинается Каргинский межледниковый период, который обозначен в табл. 1 как  $2_I$  и длится до 22.08 т.л.н. Этот теплый период характеризуется самой большой инсоляцией  $Q_s^{65N} = 7.43 \ \Gamma Дж/м^2$  за 200 т.л.н. Продолжается таяние ледника в высоких широтах. Инсоляция в эквивалентных широтах достигает значения  $I = 70^{\circ}$  на широте 76°, которую можно отнести к средине Карского ледникового щита. В соответствии с критерием 3 ледниковые покровы небольшой толщины исчезают на территориях до этой широты. Освобождается сток рек в Ледовитый океан, вследствие чего озеро-море начинает уменьшаться (рис. 5). Его следы еще остаются в Туранской низменности.

Высота Карского ледникового щита достигала 1.5 км [10], поэтому его таяние не завершается при достижении инсоляции значения  $I = 70^{\circ}$  на средней его широте. Оценим время таяния Карского ледникового щита по времени его образования 52.9 т.л.н. Рост ледника продолжался до 40.3 т.л.н. в течение 12.6 т.л. Если для его таяния

потребуется такое же время, то ледниковый щит полностью растает к 27.7 т.л.н. С другой стороны, на северной границе Карского ледникового щита ( $\varphi = 80^{\circ}$  [5]- [6]) инсоляция  $I = 70^{\circ}$  достигается в эпоху 39.3 т.л.н. Поэтому исчезновение Карского ледника по среднему значению может быть отнесено ко времени 33.5 т.л.н.



Рис. 5. Конец Ермаковского лелникового периода начало И Каргинского межледниковья в момент времени 39.5 т.л.н. Ha графике инсоляции в эквивалентных широтах I(T) на широте  $\varphi =$ 76° точкой отмечено время этого события, когла I = 70°.

Итак. в начале Каргинского потепления еше существуют остатки Западно-Сибирского моря. его деятельностью C связаны террасы, озёрные отложения. конусы выноса

входящих рек и эрозионные процессы на бортах выводных потоков (спилвеев). По Архипову С.А. [7] казымская пачка Каргинского горизонта (дер. Казым-Мыс, правый берег нижней Оби) простирается по долине Оби до г. Колпашево и бассейна р. Васюган, а также до дер. Липовка на Тоболе. Ее возраст 33 - 31 т. л. н.

На нижнем Енисее от г. Игарка до устья Бахты прослеживаются конощельские слои, аналог Казымскому слою с возрастом 33 - 32 т. л. Как правило, это аллювиальноозерные отложения с прослойками торфа.



Рис. 6. Теплый период между оледенениями в момент времени 31.28 т.л.н. На графике инсоляции  $Q_s^{65N}$  в ГДж/м<sup>2</sup> точкой отмечено время этого события.

В самое теплое время 31.2 т.л.н. завершается таяние скандинавского и Карского ледниковых щитов. Тают

также ледники Гренландии и Антарктиды. Уровень моря поднимается и затопляет низменные побережья (рис. 6). В северной части Западной и Восточной Сибири обнаруживаются следы морских отложений. Например, раковины на восточном Баренцево-Карском побережье и берегах Таймыра и Северной Земли имеют возраст от 24 до 38 т.л.н. [5].

Последний ледниковый максимум. Как видно из табл. 1, инсоляционный период  $I_I$ , связанный с Сартанским похолоданием, начался 22.08 т.л.н. После двух тысяч лет непрерывного похолодания, в момент 20.8 т.л.н. инсоляция в эквивалентных широтах (см. т. 3 на рис. 1) достигла величины  $I = 80^{\circ}$  на широте  $\varphi = 70^{\circ}$ , оледенение территории распространяется до этой широты. Поэтому картина оледенения территории такая же, как во время 52.9 т.л.н. на рис. 1.

Через 500 лет в момент 20.3 т.л.н. инсоляция в эквивалентных широтах (см. т. 2 на рис. 2) достигла величины  $I = 80^{\circ}$  на широте 67.5,° и оледенение распространяется до этой широты. Поэтому картина оледенения территории такая же, как во время 52.6

т.л.н. на рис. 2. В рассматриваемом случае ледник также перекрывает сток рек Оби, Пура, Таза и Енисея в Северный Ледовитый океан. В устьях рек образуются пресноводные озёра.

Этот период с минимумом инсоляции  $Q_s^{65N} = 5.36 \ \Gamma Дж/M^2$  в эпоху 15.88 т.л.н. был теплее Ермаковского оледенения на 12%. Инсоляция в эквивалентных широтах достигла величины  $I = 80^{\circ}$  на широте 61.5°. Но это происходило кратковременно, поэтому широта 61.5° является предельной, до которой могло доходить оледенение. По-видимому, в Западной Сибири, как показано на карте Svendsen J.I. и др. [6] оледенение доходило до широты 65.5°. В этот период сформировался ледниковый рельеф Западной Сибири, в том числе краевые морены в зоне 65.5° - 67° с.ш. по южному подножию Салехардских увалов и Хадатейским грядам Тазовского полуострова [7]. После минимума инсоляции на широте 67.5° инсоляция в эквивалентных широтах достигла значения  $I = 80^{\circ}$  в эпоху 9.8. т.л.н. (см. т. 3 на графике I(T) на рис. 2). С этого момента началось интенсивное таяние ледника. И во время 7.76 т.л.н. инсоляция  $I = 70^{\circ}$ , что привело к полному исчезновению ледника на этой широте. Флинт Р.Ф. [10] считает, что разрушение ледникового покрова началось 15 т.л.н. и закончилось 6 т.л.н.

Когда началось таяние ледникового щита крупнейшие северные подводные желоба: Медвежинского, Франц-Виктории, Св. Анны и Воронина отводили ледяные потоки с Баренцево-Карского ледника в ледовитый океан [5]. Колонки, поднятые с глубины 470 м. желоба Франца-Виктория содержали материал морены, покрытый ледниково-морскими илами с возрастом 12.9 т.л.н. и голоценовыми отложениями – 10 т.л.н. Деградация льда в желобе Св. Анны началась около 13 т.л.н. и завершилась к 10 т.л.н. [5].

Ледниковый период Сартанского времени имел меньшую интенсивность, меньшую длительность по сравнению с Ермаковским. Кроме того после него не наступало такое сильное потепление, как после Ермаковского оледенения. Поэтому образовавшееся Мансийское озеро (см. рис. 2) имело меньшие размеры [7].

Оптимум инсоляции в голоцене. Как видно из табл. 1, инсоляционный период  $O_l$ , связанный с оптимумом в голоцене, начался 6.86 т.л.н. и продолжается по настоящее время. В эпоху T = 4.16 т.л.н. имеется небольшой максимум инсоляции. С минимума инсоляции 15.88 т.л.н. до этого максимума шло непрерывное потепление. Поэтому уменьшались в объеме ледниковые покровы, что приводило к повышению уровня моря и затоплению побережий.

По мнению ряда исследователей [7] оптимум голоцена однозначно проявляется в интервале 9 – 3.3 т.л.н. С конца ледникового периода до оптимума голоцена, т.е. 8 т.л.н. ÷ 5 т.л.н., принято считать, что происходила трансгрессия моря, с 5 т.л.н. и по настоящее время море отступает.

Заключение. Выполненные сопоставления инсоляции и палеоклимата за последние 50 тыс. лет показывают, что ход событий в Западной Сибири определяется изменением инсоляции. Предпринятая попытка реконструкции палеоклимата на данном этапе является весьма схематичной. Она позволяет лишь определиться с главной причиной изменения палеоклимата и в пределах нескольких тысяч лет сказать о возрасте палеособытий. В процессе этой работы было введено несколько критериев для определения начала и конца событий. Их выбор, а также величина в дальнейшем будет совершенствоваться. Кроме того, изменения палеоклимата определяется совокупностью многих процессов, которые характерны для каждой территории. Поэтому для полной реконструкции палеоклимата нужно рассматривать действие этих процессов.

## Литература

1. Смульский И.И. Анализ уроков развития астрономической теории палеоклимата//Вестник Российской Академии Наук, 2013. Т. 83. № 1. С. 31-39. <u>http://elibrary.ru/item.asp?id=18448265</u>. doi:10.7868/S0869587313010118

 Smulsky J.J. and Krotov O.I. New Computing Algorithm of the Earth's Insolation//Applied Physics Research, Vol. 6, No. 4; 2014, p. 56-82. <u>http://dx.doi.org/10.5539/apr.v6n4p56</u>.

3. Смульский И.И. Основные положения и новые результаты астрономической теории изменения климата / Институт криосферы Земли СО РАН. – Тюмень, 2014. – 30 с.: ил: 16.- Библиогр.: 44 назв. - Рус. Деп. в ВИНИТИ РАН 30.09.2014, № 258-В2014. <u>http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/OsPoATLP3.pdf</u>.

4. Смульский И.И. Новые инсоляционные периоды и последние похолодания в плиоцене / В сб. Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции / Под ред. В.П.Мельникова и Д.С.Дроздова. - Тюмень: Изд-во Эпоха, 2015. - С. 360-363. http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/smulsky\_J J2015\_03\_15c1.pdf.

5. Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания. Ответственный редактор В.М. Котляков. Москва: Издательство «Наука», 2009. - Институт географии российской академии наук. Гляциологическая ассоциация. Материалы гляциологических исследований. Выпуск 106

6. Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyanov D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian/Boreas, v. 28, № 1, 1999, p. 234-242.

7. Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири. Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 12, с. 1863-1884.

8. Илларионов А.Г. Тургайский спиллвей. Ижевск, 2013, 103 с.

 Бобков Р.А. Четвертичное оледенение в истории Западной Сибири. / В сб. Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции / Под ред. В.П.Мельникова и Д.С.Дроздова. - Тюмень: Изд-во Эпоха, 2015. - С. 31-34.

10. Флинт Р.Ф. История Земли. - М.:"Прогресс", 1978. - 358 с.

# СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД РУСЛОМ Р. БОЛ. КУОНАМКИ (БАССЕЙН АНАБАРА)

## И.И. Сыромятников, А.А. Галанин

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; syromyatnikov@mpi.ysn.ru

Рассмотрены геокриологические условия и температурный режим русла р. Большой Куонамки в ее среднем течении. Установлено отсутствие сквозных подрусловых таликов в районе исследований. Сделан вывод о благоприятных мерзлотных условиях, влияющих на разработки россыпных месторождений алмазов.

## STRUCTURE AND GROUND TEMPERATURE REGIME BENEATH THE BOLSHAYA KUONAMKA RIVER (ANABAR BASIN)

## I.I. Syromyatnikov, A.A. Galanin

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; syromyatnikov@mpi.ysn.ru

The geocryological conditions and ground temperature regime beneath the Bolshaya Kuonamka River in its middle reaches are discussed. The study has shown that no open taliks are present below the river channel in the study area. It is concluded that the geocryological conditions are favorable for placer diamond mining.

**Введение.** Территория бассейна р. Анабара в геокриологическом отношении является одним из наименее изученных регионов Средней Сибири. Первая карта с представлением о мерзлых толщах горных пород была издана более полувека назад [1]. В 1965 г. Е.Г. Карповым и В.В. Куницким выполнено измерение температуры по буровым скважинам на севере Куонамского междуречья и криолитологическое описание разрезов разведочных выработок Амакинской экспедиции, вскрывших льдистые толщи четвертичных отложений в верховьях долины р. Мачала (северная часть Куонамского междуречья) и в истоках р. Лев. Баргыдамалах на склоне Анабарского плоскогорья [2, 3].

В 1966–1969 гг. сотрудниками Института мерзлотоведения СО АН СССР было продолжено изучение территории Анабаро-Оленекского пластового плато, в частности проведены геотермические наблюдения в буровых скважинах, выполнено описание разрезов разведочных канав и шурфов на участках Эбеляхского месторождения. Материалы этих исследований представлены в соответствующих трудах [4, 5, 6].

В 1978–1979 гг. В.А. Базылев и В.В. Куницкий исследовали в температурном и криолитологическом отношении водораздельные разрезы района Эбеляхской россыпи. Это было вызвано тем, что в указанном районе геологами были вскрыты бурением толщи дисперсного и полностью промороженного грунта большой (60–100 м) мощности, выполняющего эрозионно-карстовые и карстовые депрессии, которые часто не выражены в рельефе карбонатного плато.

В 1978 г. геокриологическое изучение разрезов вышеупомянутых депрессий также проводили С.Ф. Хруцкий и А.Ю. Деревягин [7]. Они отметили значительную льдистость дисперсного материала, выполняющего эрозионно-карстовые и карстовые депрессии, установили присутствие в нем отдельных и местами мощных (до 8 м) пластов ископаемого льда с включением песка, гальки и гравия в районе Эбеляхского месторождения.

В 2007 и 2011-2013 гг. сотрудники ИМЗ СО РАН по заказу ЗАО «Нижне-Ленское» провели комплексные инженерно-геологические и гидрологические исследования долины рек Талахтах и Бол. Куонамка.

Район исследований. Для исследования строения и температурного режима пород под руслом р. Бол. Куонамки был выбран участок «Талахтах», который был одним из ключевых участков в ранних исследованиях проведенных нами (рис. 1).

Этот участок расположен в 300 м ниже по течению от устья одноименного ручья. В ландшафтно-геоморфологическом отношении участок представляет собой широкий междуречный увал между ручьями Талахтах и Мачала. Водораздельные поверхности представляют собой ровные и пологоволнистые увалы, которые плавно сочленяются с широкими заболоченными открытыми долинами. Долина р. Бол. Куонамки в пределах участка имеет ассиметричную V-образную форму. Правый склон пологий залесенный, а левый – крутой сложен вертикальными скалами и развалами коренных пород. В зависимости от формы склонов и особенностей литологии коренных пород процессы формирования рыхлого чехла на склонах представляют собой различные комбинации мерзлотно-геологических процессов: эрозии, солифлюкации, курумообразования, морозобойного растрескивания и т.д.

На участке пойма представляет собой слабо наклонную поверхность, густо заросшую кустарниками ивы. Примерно в 15-20 м от уреза воды начинается крутой уступ I н/п террасы высотой 10-12. Поверхность террасы слабо вогнутая и залесена лиственничным лесом средней густоты. Высота деревьев 8-12 м, при толщине стволов 5-10 см (реже до 25-30 см). Поверхность леса бугристо-западинная, много наклоненных деревьев («пьяный лес»), что говорит об активном проявлении криогенных процессов. Переход поверхности террасы на склон постепенный, т.е. четко выраженного тылового шва террасы нет. Склон северо-западной экспозиции пологий, залесен редким лиственничным лесом.



Рис. 1. Местоположение района исследований.

Русловая часть р. Бол. Куонамки представляет собой фацию переката, соединяющего плеса выше и ниже по течению. В период летнего межени ширина водного потока здесь сужается до 30-40 м, глубина русла не превышает 1,5 м.

На основе режимных гидрологических наблюдений на гидропосту Талахтах в ходе предшествующих работ косвенными методами на основе анализа весенне-летнеосенних расходов и гидрографа, а также химического состава воды установлено, что р. Бол. Куонамка в период зимней межени характеризуется крайне низким, возможно нулевым расходом, что связано с отсутствием грунтового питания, связи с подмерзлотными таликами. Для подтверждения данного предположения были организованы настоящие исследования, главная цель которых выявление геотермических условий в русловой части р. Бол. Куонамки, наличия и мощности таликовой зоны, руслового и подруслового стока.

Результаты и обсуждения. Для изучения мерзлых пород под руслом р. Бол. Куонамки был выбран участок реки, где предположительно происходит максимальное промерзание ее русла. На этом участке была спроектирована буровая линия №831.

В марте-апреле 2014 г. силами ОАО «Алмазы Анабара» на буровой линии №831 были пробурены 7 геотермических скважин глубиной от 10 до 22 м. Скважины были заложены поперек русла р. Бол. Куонамки.

Буровые исследования показали, что в целом геологический разрез по линии 831 представлен доломитами юстмастахской свиты, которые перекрываются аллювиальными отложениями (рис. 2).

Мощность аллювия изменяется от 0,5 до 2,0 м. Повышение их мощности отмечается в скважинах 831-4 и 831-6. На месте бурения скв. 831-5 был вскрыт довольно мощный слой (5,2 м) разрушенных доломитов с суглинистым заполнителем.



Рис. 2. Геологический разрез по линии 831: 1 – современный аллювий; 2 – породы ледового комплекса с ПЖЛ; 3 – древний аллювий; 4 – криогенный элювий (кора выветривания); 5 – карбонатные породы; 6 – буровая скважина и его номер; 7 – место отбора проб на радиоуглеродный анализ.

Терраса р. Бол. Куонамки сложена породами ледового комплекса, которые представлены сильнольдистыми суглинками с повторно-жильными льдами и включениями растительных остатков. По данным радиоуглеродной датировки возраст отложений первой террасы составил 6900±200 лет назад, что относится к голоцену.

Следует отметить, что на линии 831 речной лед был вскрыт только на месте бурения скв. 831-6. На момент буровых работ (конец марта – начало апреля) река на этом месте была проморожена до дна и мощность льда составила 0,5 м.

При бурении скв. 831-6 на интервале глубин 3,5-4,0 м были вскрыты водоносные талики, которые проявляются в зоне трещиноватых доломитов. Во время дальнейших буровых работ самоизлияние таликовых вод из скважины не наблюдалось. Вода изливалась из скважины на поверхность льда только при поднятии-опускании бурового снаряда. Это показывает, что таликовые воды не имеют гидродинамического напора.

Геотермическое исследования в конце марта – начале апреля на буровой линии 831 показали, что наиболее низкие температуры в разрезе наблюдаются вблизи бровки надпойменной террасы левого берега и высокой пойме правого берега р. Бол. Куонамки. Эти данные получены в результате замеров температуры горных пород в скважинах 831-1 и 831-7.

Так на подошве сезоннопротаивающего слоя значение температуры устанавливается ниже -10°C. На глубине 10 м температура горных пород составила в пределах -5,0 ÷ -5,5°C. Такие низкие температуры объясняются тем, что промерзание горных пород в зимнее время происходит с двух сторон: сверху и с боков берега. Геотемпературное поле низкой поймы р. Бол. Куонамки характеризуют скважины 831-2, 831-3 и 831-4. Так как, эти скважины находятся примерно на одном уровне, в них на глубине 1,0 м наблюдаются близкие значения температур мерзлых толщ (-7,1  $\div$  -7,5 °C). Вместе с тем, в сторону фарватера реки наблюдается повышение температуры горных пород по разрезу. Например, если в скважине 831-2 температура пород на глубине 10 м составила -2,2°C, то в скважине 831-4 их температура на такой же глубине повысилась до значения -0,8°C.

Повышение температуры горных пород под руслом реки в сторону более ее глубокого участка подтверждается в скважине 831-5. Как видно из графика температура пород на глубине 1,0 м составила -4,5°С. Глубже 5,0 м значение температуры устанавливается выше отметки -1,0°С. Такое явление объясняется наличием таликовой зоны под руслом р. Бол. Куонамки, которая приурочена к фарватеру реки.

Измерение температуры горных пород в апреле 2014 г. показали наличие подруслового талика скважине 831-6 в пределах глубин 3-5 м. Температура пород в таликовой зоне составила около 0°С. На глубине 6,0 м отмечается отрицательная температура горных пород (-0,6°С). Глубже по разрезу наблюдается низкоградиентное понижение температуры горных пород и на забое скважины (21 м) опускается до значения -1,6°С.

Обобщенные представления о структуре и динамике теплового поля горных пород на буровой линии 831 дает геотермический профиль, приведенный на рис. 3.



Заключение. В результате изучения закономерностей формирования глубины сезонного протаивания грунтов и геотермических условий долины р. Бол. Куонамки в пределах буровой линии 831 можно заключить следующее. В осенний период уровень воды на реке сильно понижается и иногда падает всего до 0,5 м. В результате этого на косах и перекатах реки обширные участки дна выходят на дневную поверхность. В зимнее время эти участки глубоко промерзают и сливаются с многолетнемерзлыми породами.

Таким образом, в гидрологическом отношении р. Бол. Куонамки, несмотря на потепление климата в зимний период представляет собой отдельные водные участки в виде изолированных плес, гидравлическая связь между которыми весьма слабая, либо вообще отсутствует. Об этом свидетельствует отсутствие гидравлического напора в пробуренных скважинах и самоизлияния воды, отсутствие наледей на всем протяжении долины в пределах исследуемой территории.

В заключение следует отметить, что выявленные особенности геотермического режима и характера таликовой зоны в целом благоприятны для разработки россыпных месторождений в русловой части р. Бол. Куонамки. Для смягчения последствий негативного воздействия на окружающую среду рекомендуется перед разработкой участков плес реки рекомендуется выполнить искусственную проморозку нижележащих перекатов путем удаления с последних снега и льда, заложением траншей поперек русла. Кроме того, для сохранения популяций ихтиофауны и бентосных организмов, перезимовывающих в непромерзающих плесах, рекомендуется выполнять разработку плес не одновременно, а участками в разные годы. Таким образом, загрязнение взвешенными наносами будет локализовано.

Высокий и быстрый весенний паводок, характерный для р. Бол. Куонамки, является благоприятным фактором, способствующим быстрому естественному восстановлению морфологии русла и дна нарушенных участков в течение одного сезона, после чего популяции бентосных организмов и ихтиофауны быстро восстановятся путем миграции из соседних плес.

### Литература

1. Геокриологическая карта СССР: схематическая обзорная. Масштаб 1:10 000000 / ред. И.Я. Баранов. – М., 1956. – 1 л.

 Куницкий В.В. Криогенное строение четвертичных отложений севера Анабаро-Оленекского плато как показатель условий их накопления // Проблемы изучения четвертичного периода. – Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1968. – С. 24-25.

 Куницкий В.В. О температуре многолетнемерзлых пород Прианабарской денудационной равнины // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1978а. – С. 42-49.

4. Некрасов И.А., Толстихин О.Н. Мерзлая зона // Ресурсы поверхностных вод. Лено-Индигирский район. – Л.: ГИМИЗ, 1972. – С. 41-43.

5. Куницкий В.В. О криотенном строении покровных образований Анабаро-Оленекского плато // Общее мерзлотоведение. – Новосибирск: Наука, 19786. – С. 87-95.

6. Куницкий В.В. Криогенное строение склоновых отложений на севере Среднесибирского плоскогорья // Строение и тепловой режим горных пород. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 21-25.

 Хруцкий С.Ф., Деревягин А.Ю. Криолитологическая характеристика верхней части криолитозоны Анабаро-Оленекского пластового плато // Проблемы криолитологии. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – Вып. IX. – С. 139-149.

# ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ РАСПОЛОЖЕНИЯ ЯМАЛЬСКОГО КРАТЕРА

# Хилимонюк В.З., Оспенников Е.Н., Булдович С.Н., Гунар А.Ю., Горшков Е.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Российская Федерация, *e-mail: vanda@geol.msu.ru*  В докладе представлены результаты геокриологических исследований, полученные учеными геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в сотрудничестве с Фондом «Национальное интеллектуальное развитие» при финансовой поддержке ОАО «НОВАТЭК», во время проведения научной полевой экспедиции в июне 2015 года на территории размещения уникального природного объекта кратерообразной формы (Ямальского кратера), расположенного в центральной части Ямальского полуострова с координатами N69,970965 Е68,369575 в непосредственной близости (около 2-3 км) от магистрального газопровода и в 30 км от крупного газового месторождения Бованенково.

# PERMAFROST CONDITIONS OF YAMAL CRATER TERRITORY DISPOSITION

## Khilimonyuk V, Ospennikov E, Buldovich S, Gunar A, Gorshkov E.

M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, e-mail: <u>vanda@geol.msu.ru</u>

The results of permafrost exploring are demonstrated in the presented article. The results were obtained by M. V. Lomonosov Moscow State University Geological Faculty scientists in collaboration with "National Intellectual Development" Fund with financial support from NOVATEK OJSC during a field-type scientific expedition conduction in June 2015, that had been held on the territory of the uniquely crater-shaped object (Yamal crater) located in the central part of Yamal Peninsula with N69,970965 E68,369575 coordinates in close vicinity to a main gasline (about 2-3 km) and 30 km away from a giant Bovanenkovo gasfield.

Изучение природы Ямальского кратера основывалось на исследовании геокриологических условий территории его развития, исходя из предположения, что образование кратера в самых общих чертах связано с неоднородностью мерзлотной обстановки и её современной динамики. Для решения этой задачи была проведена мерзлотная съёмка окрестностей кратера, включавшая в себя следующий комплекс полевых исследований: топографические и геодезические работы, маршрутные ландшафтно-геокриологические обследования, горнопроходческие работы (проходка копуш и бурение скважин), отбор образцов мёрзлых и талых пород, а также подземных льдов с целью дальнейших лабораторных исследований, термометрия в скважинах, геофизические работы (георадарное зондирование).

Геокриологическая съёмка выполнялась на основе типизации ландшафтов и районирования территории по ландшафтным признакам, исходя из положения о том, что ландшафты определяют характер теплообмена горных пород с атмосферой и, таким особенности геокриологических условий. Исходя образом. ИЗ этого основополагающего методического положения, при исследовании окрестностей и самого кратера были выполнены работы по изучению современной ландшафтной обстановки. В результате на территории размещения объекта (около 20 Га) нами были выделены 12 основных видов ландшафтов, объединенные в 4 группы: 1) ландшафты средне- верхнеплейстоценовой морской равнины; 2) ландшафты древней (раннесреднеголоценовой) эрозионно-термокарстовой котловины; 3) ланлшафты современного хасырея; 4) ландшафты эрозионно-термокарстово-солифлюкционных полос стока (рис.1, табл.1), границы которых затем перенесены на составленную предварительно топографическую карту масштаба 1:1000. Последующие полевые

были направлены ландшафтных исследования на наполнение выделов геокриологической информацией – характеристиками сезонного промерзания и оттаивания, данными по температурному режиму пород в слое годовых теплооборотов, характеру проявления геокриологических процессов и пр. Наибольшую ценность представляло проведение буровых работ, позволявшее получить, по сути,



эксклюзивную информацию о криогенном строение горных пород исследуемой территории, их температурном режиме, слое сезонного оттаивания.

Для этого было пробурено 7 скважин глубиной от 10 до 17 метров в соответствии с намеченным профилем, пересекающим основные виды ландшафтов и воронку кратера (рис. 2).

Рис.1. Ямальский кратер и его окрестности.



Рис.2. Буровой профиль и схема расположения скважин колонкового бурения

Среднегодовые температуры пород. Выполненные исследования показали, что на территории расположения Ямальского кратера развиты многолетнемёрзлые породы со среднегодовыми температурами от -1 до 4-5°С. Такой температурный фон несколько выше (примерно на 1-2°С), чем предполагалось ранее [1]. Одной из возможных причин этого обстоятельства является общее потепление климата в последние десятилетия.

Изучение закономерностей формирования температурного режима горных пород свидетельствует о том, что он обусловлен главным образом характером снежного и растительного покровов, а также влажностью пород слоя сезонного оттаивания. Результаты математического моделирования связи среднегодовых температур пород с

Ямальского кратера.
расположения
территории
ландшафтов
Типизация
Ξ.
пица

	Среднег одовая темпера тура пород, 0C	-35	-3-4	-24	-12	-13	-23	-46	-2-4	Η.	-13	-13	-1-3
	Подстилающие горные породы	Глины и суглинки морсккие средне-верхнеплейстоценовые	Глины и суглинки морсккие средне-верхнеплейстоценовые	Глины и суглинки морсккие средне-верхнеплейстоценовые	Суглинки делювиально- солифлюкционные, суглинки и супеси озёрные современные	Глины и суглинки морские средне-верхнеплейстоценовые	Суглинки и глины делювиально- солифлюкционные современные	Суглинки и супеси озёрные современные	Супеси и суглинки озёрные современные	Супеси и суглинки озёрные современные	Торф осоковый низинный современный	Суглинки делювиально- солифлюкционные, суглинки и супеси озёрные современные	Торф осоковый низинный, супеси и суглинки делювиально- солифлюкционные современные
го кратера.	Почвы	Тундровые типичные и оподзоленные	Тундрово-глеевые	Тундрово-глеевые	Тундровые типичные и оподзоленные	Болотные мерзлотные низинных болот	Тундрово-глеевые	Тундровые типичные и оподзоленные	Болотные мерзлотные низинных и переходных болот	Отсугствует	Болотные мерзлотные низинных болот	Тундровые типичные и оподзоленные	Болотные мерзлотные низинных болот
ритории расположения Ямальско	Характер растительного покрова	Мозанчный осоково-пушицевый на мелких бутрах и моховой (сфагново- зеленомошный) в понижениях между ними. На шакорных участках – с куртинами карликовой бер'ёзки.	Осоков о-пушицевые покровы со сфагновыми мхами в понижениях микрорельефа	Низкорослые (до 0,5 м) ивовые осоково- сфагновые ассоциации	Низкоростые (0,8-1,5 м) заросли кустарниковой ивы со сфагново- зеленомошным напочвенным покровом	Топяные осоковые ассоциации с участием пушицы	Фратментарный покров отдельных куртин низкорослой ивы с осоково- сфатновым напочвенным покровом	Кустарнички карликовой берёзки – в верхней части бутров, низкорослой ивы – в нижней. В напочвениом покрове зелёные мхи, княженика, брусника	Топяные осоковые ассоциации с участием пушицы на менее обводнённых участках	Покров высших растений отсутствует	Топяные осоки.	Низкоростые (0,8-1,5 м) заросли кустарниковой ивы со сфагново- зеленомошным напочвенным покровом	Топяные осоки, пушица
Типизация ландшафтов терן	Ландшафты	Мозаичные мелкобугристые дренированных плакорных поверхностей и пологих склонов	Кочкарниковых участков повышенного увлажнения	Пологих слабо врезанных ложбин стока	Полого наклонённых делювиально-солифлюкционных поверхностей днища котловины	Молодых термокарстовых просадок и мочажин прибортовых частей котловины	Оплывинно-солифлюкционных нижних частей бортов котловины	Многолетних бугров пучения	Озёрной террасы	Термокарстового озера	Травяных «рек» (полос стока)	Термокарстово-делювиально- солифлюкционных дниц полос стока	Мелких озёр и мочажин
Таблица 1.	Группы ландшафтов	Ландшафты средне- верхнеплейсто ценовой морской	равнины			Ландшафты древней	эрозионно- термокарстово й котловины		Ландшафты современного хасырея		Ландшафты	эрозионно- термокарстовы х	ных полос стока
	Лан дша фтн ая зон а	2 а 2											

мощностью снежного и растительного покровов при двух наиболее характерных значениях влажности пород СТС (0,25 и 0,35 д.е.), показаны на рис. 3. Как следует из рисунка 3 критическая мощность снега на оголённой поверхности при влажности пород 0,25 д.е. составляет около 0,57 м, а при появлении растительного мохового покрова мощностью до 0,1 м возрастает до 0,95 м. При влажности 0,35 д.е. критическая мощность снежного покрова значительно меньше.

Анализ изменения среднегодовых пород на территории исследованного участка показывает, что наиболее низкие температуры (-4 – -5 °C) формируются на водораздельных поверхностях III морской террасы в пределах ландшафтов кустарничково-моховой тундры. Основной причиной существования здесь низких среднегодовых температур пород является сдувание снега с повышенных участков поверхности. Также следует отметить и охлаждающее влияние моховых покровов. Следует отметить, что температурный режим горных пород в пределах водораздельных поверхностей неоднороден. На пониженных участках (см. табл.1) - в днищах логов, солифлюкционных цирках и др., вследствие накопления большого слоя снега среднегодовая температура повышается до -2 – -3 °C. Особенно большие территории повышенного снегонакопления развиты в юго-западном обрамлении эрозионно-термокарстовой котловины, где широко развиты заросли полярной ивы.

Существенное смягчение геокриологической обстановки отмечается в днище древней эрозионно-термокарстовой котловины. На большей части её поверхности среднегодовая температура пород, вследствие развития растительного покрова из высокорослых кустарников полярной ивы, и, следовательно, повышенной мощности снежного покрова, а также слабого развития мохового напочвенного покрова, повышается до -1-2 °С. Зависимось среднегодовой температуры ММП от высоты снежного и растительного покровов и влажности пород СТС показана на рис. 3.



Рис.3. Среднегодовая температура ММП в зависимости от высоты снежного и растительного покровов и влажности пород СТС

На этой поверхности локально встречаются участки относительно повышенные и более дренированные, на которых кустарниковый ивовый покров отсутствует. Здесь формируются несколько более низкие температуры пород, изменяющиеся в диапазоне -1—3 °С. Такие же среднегодовые температуры ММП отмечаются в породах молодой озёрной террасы, примыкающей к кратеру с севера.

Наиболее высокие среднегодовые температуры пород формируются под озёрами и полосами стока с открытым зеркалом воды  $(0 - 1 \, ^{\circ}C)$ , вследствие отепляющего влияния водных покровов.

На территории развиты несквозные талики. Как показали материалы георадарного зондирования, несквозной талик мощностью 2 – 3 м сформировался под дном

современного термокарстового озера. Кроме того, современный кратер представляет собой реликт древнего талика вертикальной мощностью более 50 м.

*Глубина сезонного оттаивания (СТС)* на территории исследования, согласно выполненным оценкам, изменяется в небольшом диапазоне глубин – от 0,6 м до 1,2 м.

На территории исследования изменчивость глубины сезонного оттаивания от состава пород практически не наблюдается и, прежде всего, по причине почти исключительно однородного (суглинистого) состава. Не существует и прямой зависимости глубины оттаивания от среднегодовой температуры многолетнемёрзлых пород (обычно, чем выше температура, тем больше слой сезонного оттаивания). Так в пределах сильно заболоченной поверхности молодой озёрной террасы, а также на поверхности древней эрозионно-термокарстовой котловины с одинаковыми среднегодовыми температурами -1 – -3 °С глубина сезонного оттаивания существенно разнится – соответственно 1,0-1,2 и 0,7-0,9 м. Наиболее сильно влияние на слой СТС напочвенного растительного покрова – его мощности и характера увлажнения (обводнения). Чем меньше мощность покрова и выше степень его обводнения, тем более глубоко оттаивают горные породы в течение тёплого сезона.

Криогенное строение пород. Изучение криогенного строения и льдистости пород показали, что объёмная льдистость не обнаруживает сколько-нибудь заметной связи с генезисом пород. Так для морских отложений верхнего неоплейстоцена она составляет от 0,27 до 0,64 д.е., для озёрных голоценовых отложений древней эрозионнотермокарстовой котловины – от 0,23 до 0,58 д.е., а для молодых современных озёрных отложений - от 0,33 до 0,61 д.е.. Это обстоятельство объясняется тем, что, во-первых, породы всех геолого-генетических комплексов рассматриваемой территории имеют очень схожий литологический состав, обусловленный общим для них флювиальным типом осадконокопления, что в свою очередь приводит к образованию в них при многолетнем промерзании схожих унаследованных криогенных текстур и величины льдосодержания. Α во-вторых, основные литолого-генетические комплексы характеризуются одним типом многолетнего промерзания – сингенетическим [2], что и обусловливает у них существование близкого характера наложенных криотекстур.

Анализ материалов бурения показывает, что большая часть разреза скважин сложена преимущественно суглинками, причем верхняя часть разреза – суглинками тяжелыми пылеватыми (до 2.0-2.5 метров), а нижняя – легкими пылеватыми. Суммарная влажность суглинков колеблется в широких пределах – от 22 до 83%, при этом влажность суглинков между ледяными прослоями изменяется от 17 до 31%. В верхней части разреза (до глубины 6,5 м в скв.1 на поверхности III морской террасы) в разрезе наблюдаются включения растительных остатков, в основном корешков растений, иногда углифицированных. Часто встречаются следы ожелезнения – преимущественно в виде небольших пятен и тонких прослоев.

В разрезе скважин непосредственно прилегающих к воронке, нижняя часть разреза (начиная с глубин 6-7 м) характеризуется переслаиванием залежеобразующего льда и ледогрунта.

В многолетнемёрзлых породах были встречены следующие виды криогенных текстур: массивная, гнездовидная, линзовидно-слоистая, слоистая, сложно-слоистая, шлировая, крупносетчатая, ячеистая, атакситовая и брекчеевидная. Рассмотренные выше виды криогенных текстур в разной степени представлены в строении мёрзлых толщ исследованной территории.

Криогенные разрезы основных геоморфологических элементов морфоскульптурного плана территории существенно различаются. Для третьей морской террасы характерен разрез со сменяющимися криогенными текстурами: в верхней части (до 5м) наблюдаются слоистые, линзовидно-слоистые, атакситовые криотекстуры, характерные для синкриогенных толщ (рис. 4). Ниже прослеживается крупносетчатая криогенная текстура со слоями ледогрунта с глубины 7,9 м, более характерная для эпигенетически промерзающих дисперсных пород.



Состав отложения 1- Насыпноя грэнт; 2- Таря славоразлажившияся; 3 - Сыглинок опесчаненныя; 4 -Сяглинок; 5 - Глина. Криогенная текстэра: 6 - Массивная; 7 - Слоистая; 8 - Линаовидно-слоистая; 9 - Сложно-слоистая, слоисто-сегитая; 10 - Якеистая; 11 - «Брекчиевидная"; 12 - Лед, ледогрэнт; 13 - Крыпносетчатая; 14 - Атакситовая; 15 - Шлиры, прослои льда; 16 - Пятна ожелезнения; 17 - Пятна оторововния.

Рис.4. Разрез скважины № 1 (III морская терраса).

Существенно отличный, от рассмотренного выше, криогенный разрез наблюдался в скважинах 5 и 6, расположенных на современной озерной террасе (рис.5). Для них характерны слоистые и линзовидно-слоистые криогенные текстуры с прослоями ледогрунтов и очень льдистых грунтов с атакситовой и «брекчиевидной» криогенной текстурами, и высокая, практически не изменяющаяся по разрезу, льдистость (0,4-0,5 д.е.). Развитые здесь виды криотекстур и характер распространения льдистости по глубине позволяют сделать вывод о сингенетическом промерзании отложений.

Исключительным являлся разрез по скв. 7 (рис.6), расположенной в 5 м севернее стенки кратера, где с глубины 5.8 м был вскрыт мощный залежеобразующий лед, который не был пройден 17-метровой скважиной. Залежеобразующий лёд имеет слабо выраженную субвертикально ориентированную слоистость, образованную прослоями разных оттенков прозрачного и окрашенного (за счет гуминовых кислот) льда с множеством газовых включений в виде пузырьков (рис.7). По отношению к оси керна
угол наклона слоёв льда составляет примерно 80° и стабильно выдержан по глубине разреза. Лёд отличается большим содержанием пузырьков газа. Он включает также ксенолиты дисперсных горных пород в виде небольших агрегатов и зёрен. В непосредственной близости от стенки кратера, присутствуют ледяные тела вертикальной мощностью более 5 м., постепенно, без чёткого контакта, переходящие в ледогрунт и обратно в лед, что, по-видимому, свидетельствует о сходных условиях формирования залежеобразующего льда и ледогрунтовых толщ. Криогенное строение пород в непосредственной близости от стенки Ямальского кратера существенно выделяется из общей картины и отражает инъекционное происхождение большей части развитых здесь подземных льдов (рис. 8).



Рис.5. Разрез скважины № 5 (хасырей), условные обозначения приведены на рис.4.

На территории исследования развиваются следующие *геокриологические процессы*: термокарст, сезонное и многолетнее морозное пучение горных пород, термоабразия и солифлюкция (рис. 9). Помимо этих, собственно геокриологических процессов, здесь развиваются также и экзогенные геологические процессы, встречающиеся за пределами криолитозоны, но обладающие специфическими чертами протекания и проявления. Главным из них является заболачивание, обусловленное особым характером водного баланса поверхности, особыми условиями торфонакопления и тепловым взаимодействием с многолетнемёрзлыми породами.



Рис.6. Разрез скважины № 7 (вблизи северной стенки кратера), условные обозначения приведены на рис.4.



Рис.7. Залежеобразующий лед вблизи стенки кратера на разрезе перпендикулярном оси керна. Видны многочисленные включения пузырьков газа и частиц пород.

Рис.8. Формы инъекционного внедрения в стенке кратера.





Рис. 9. Процесс солифлюкции нижних частей бортов древней эрозионно-термокарстовой котловины.

Однако наибольший интерес представляют многолетние бугры пучения, один из которых и

обусловил возникновение феномена Ямальского кратера. Многолетний бугор морозного пучения, разрушенный при образовании Ямальского кратера имел следующие размеры: диаметр основания – 45-50 м, при высоте 8-9 м. В пределах днища эрозионно-термокарстовой котловин (хасырея), к которой приурочен Ямальский кратер, этот многолетний бугор пучения не является единственным.

Заключение. По результатам проведенных исследований удалось установить общую картину геокриологической обстановки в районе Ямальского кратера, которая нашла отражение на соответствующей карте масштаба 1:1000. Её характерными чертами является большая неоднородность геокриологических условий на небольшой площади территории (около 20 Га) и в целом сравнительно высокие среднегодовые температуры горных пород, изменяющиеся от -1 до -5 <sup>0</sup>С. Важным элементом геокриологической обстановки являются несквозные талики, развитые не только под акваториями, где они соответствуют современным условиям теплообмена, но также и талики реликтовые, остаточные, находящиеся в стадии многолетнего промерзания. Криогенное строение пород также весьма изменчиво как по площади, так и по глубине. На общем фоне сингенетически промерзавших осадков, развитых в большей части территории, выделяется криогенное строение пород вокруг кратера, особенностями которого являются «брекчиевидные» криогенные текстуры и залежеобразующие льды, указывающие на ведущую роль инъекционных процессов при промерзании пород и образовании бугра пучения.

#### Литература

1. Геокриология СССР. Западная Сибирь/Под ред. Э.Д. Ершова. - М.: Недра, 1989. С. 159-262.

2. Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Монография. В 3 т. Т.2. Криосфера Бованенковского нефтеконденсатного месторождения / Под общ. Ред. Ю.Б. Баду, Н.А. Гафарова, Е.Е. Подборного. - М.: ООО «Газпром Экспо», 2013.421 с.

# АКТИВИЗАЦИЯ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ЯМАЛЕ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И ТЕХНОГЕНЕЗА

Хомутов А.В.<sup>1,2</sup>, Губарьков А.А.<sup>3</sup>, Дворников Ю.А.<sup>1</sup>, Лейбман М.О.<sup>1,2</sup>, Полухин А.Н.<sup>3</sup>, Хайруллин Р.Р.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; *akhomutov@gmail.com* <sup>2</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия <sup>3</sup>Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия

Представлены данные полевого мониторинга и анализ дистанционных материалов по активизации криогенных процессов на ключевом участке Центрального Ямала при климатических колебаниях последних лет и возрастающем влиянии техногенеза.

# ACTIVATION OF CRYOGENIC PROCESSES ON CENTRAL YAMAL UNDER CLIMATIC FLUCTUATIONS AND TECHNOGENESIS

# Khomutov A.V.<sup>1,2</sup>, Gubarkov A.A.<sup>3</sup>, Dvornikov YU.A.<sup>1</sup>, Leibman M.O.<sup>1,2</sup>, Polukhin A.N.<sup>3</sup>, Khairullin R.R.<sup>2</sup>

Presented are data of field monitoring and analysis of remote sensing data of cryogenic processes activation on Central Yamal key site under recent climatic fluctuations and expanding technogenic impact.

Климатические колебания в последние десятилетия и активное освоение месторождений углеводородов в значительной степени повлияли на усиление активности криогенных процессов в тундровой зоне полуострова Ямал. Ключевой участок "Васькины Дачи", являющийся опорным для изучения криогенных процессов более 20 лет [5], простирается от поймы р.Се-Яха на севере и северо-востоке до поймы р. Морды-Яха на юге и юго-западе. Участок включает все геоморфологические уровни, характерные для внутренних (континентальных) районов Центрального Ямала. В естественных природных условиях под влиянием климатических факторов на Центральном Ямале в 1989 г. произошел массовый сход криогенных оползней скольжения. Наиболее комплексно их изучение проведено на стационаре «Васькины

Дачи» [1]. С 2012 г. активно развиваются криогенные оползни течения по пластовым льдам, в большинстве случаев с формированием термоцирков по берегам озер.

В результате разработки карьеров песка, отсыпки временных и постоянных дорог и площадных объектов с 2010 г. активно развивается термоэрозия и термокарст на техногенных поверхностях.

Для анализа современной активизации криогенных процессов использовались данные дистанционного зондирования (табл. 1), данные полевых наблюдений с 2005 по 2015 гг., а также ранее опубликованные материалы.

В период с 1989 по 2012 гг. для ключевого участка было характерно лишь эпизодическое, как правило, локальное возникновение новых форм рельефа под действием криогенных процессов. Преобладающим было преобразование поверхностей скольжения криогенных оползней, сошедших в 1989 г. В зависимости от ряда локальных факторов на них может происходить зарастание, заболачивание, термокарст, термоэрозия. Чаще всего происходит разной степени зарастание [2,4] и проявления термоэрозия [3]. В 2010 г. по данным дистанционного зондирования и полевых наблюдений на изучаемой территории относительно свежие формы рельефа, образованные криогенными процессами, находились преимущественно в неактивном состоянии и зарастали.

Таблица 1. Используемые данные дистанционного зондирования.

\*типы каналов: MS – мультиспектральный, PS – панхроматический; \*\*DGF – Digital Globe Foundation

	r	0.000		
Спутник-	Тип*	Дата	Источник**	Пространственное
источник/		съемки		разрешение, м
(кол-во каналов)				
GeoEye-1/(4)	PS	15.08.2009	NASA NGA License	0,5
			UAF	
-	MS	05.07.2013	DGF	2
	PS			0,5
QuickBird/(4)	MS	30.07.2010	-	2,4
	PS			0,6
WorldView-2/(8)	MS	21.07.2013	-	2
	PS			0,5

Строительство железной дороги Обская-Бованенково на ключевом участке привело к увеличению площади техногенных объектов в 5 раз с 0,5 до 2,5 км<sup>2</sup> на площади 125 км<sup>2</sup>. В зимний период 2009-2010 гг. для строительства насыпи железной дороги были разработаны три новых карьера грунта на различных геоморфологических уровнях: площадью 61 тыс. м<sup>2</sup> в тыловой части древнего хасырея, 131 тыс. м<sup>2</sup> – на поверхности ІІ-й надпойменной террасы и 224 тыс. м<sup>2</sup> – в пределах V-й морской равнины. Был расконсервирован существовавший ранее карьер в северной части участка, в результате чего его площадь увеличилась с 147 тыс. м<sup>2</sup> до 198 тыс. м<sup>2</sup>. После окончания разработки карьеры были рекультивированы, однако и после окончания работ и рекультивации развитие криогенных процессов не остановилось. Особенно активно развиваются термоэрозия и термокарст по внутригрунтовым льдам различного генезиса. Развитие криогенных процессов происходит во всех разработанных в последние годы карьерах.

В отличие от разрабатываемых карьеров, законсервированный в 90-е годы прошлого века карьер в центральной части участка исследования продолжает зарастать. Видимых проявлений криогенных процессов вплоть до августа 2015 г. в карьере не наблюдается. Также значительная активизация термоденудации с формированием нескольких термоцирков за счет вытаивания пластового льда произошла на одном из участков вблизи насыпи железной дороги. В этом случае для активизации процесса потребовалось лишь вскрытие пород нижней части склона при строительстве насыпи. Затронутая термоденудацией площадь в 2010 г. составляла 129 тыс. м<sup>2</sup>. В 2013 г. площадь участка склона вдоль насыпи, затронутого термоденудацией, увеличилась до 157 тыс. м<sup>2</sup>. Проведенные в зимний период 2013-2014 гг. работы по засыпке пластовых льдов слоем, превышающим глубину сезонного оттаивания, предотвратили дальнейшее отступание бровки термоцирков и прирост их площади.

В 2012 г. специфические климатические условия теплого сезона привели к сходу криогенных оползней течения с образованием новых или вскрытием и дальнейшим ростом древних термоцирков с комплексной деструкцией по полигонально-жильным и пластовым льдам. Резкое повышение температуры воздуха и соответственно температуры верхних горизонтов пород в начале теплого периода привело к сходу криогенных оползней в начале лета при глубине протаивания, достигшей к моменту активизации процесса не более 30% от максимальной. Мониторинг показал, что и максимальная глубина протаивания превышала среднее значение за 1993-2011 гг. на 15%. На многих участках склонов встречались трещины, по которым наблюдался излив разжиженной породы, что свидетельствует о высоком поровом давлении в сезонноталом слое. К 2013 г, по данным маршрутных наблюдений и дистанционного зондирования, насчитывалось 85 свежих термоденудационных форм рельефа различных размеров (от 66 м<sup>2</sup> до 25 тыс. м<sup>2</sup>) и различной степени активности в естественных условиях на площади 345 км<sup>2</sup>. Все термоденудационные формы образовались без влияния техногенеза. Сравнительный анализ космоснимков территории за 2010 г. и 2013 г. на площади 315 км<sup>2</sup>, охваченной снимками за оба года, показал, что количество активных термоденудационных форм в естественных условиях увеличилось с 11 до 65. При этом, в 2010 г. имеет место лишь незначительная активность в верхних частях зарастающих термоцирков и термотеррас, а в 2013 г. это по большей части новые и ре-активизировавшиеся термоцирки со значительно отступившей бровкой.

В 2012-2015 гг. ежегодный мониторинг проводится на 6 термоцирках с активно отступающими бровками (табл.2). Инструментальными измерениями за отступанием бровки термоцирков установлено, что скорость прироста их площади на начальном этапе активизации термоденудации в подавляющем большинстве случаев максимальна. Прирост площади термоцирков в первый год активизации процесса превышает 100% от общей площади при возникновении новых форм и 50% при ре-активизации временно стабилизировавшихся «классических» термоцирков, развивающихся по пластовым льдам (рис.1а). Прирост для термоцирков с сочетанием вытаивания пластовым льдам (рис.1а). Прирост для термоцирков к 50% от общей площади (рис.26). Максимальное отступание может достигать 25-30 м/год при средних значениях 15 м/год. Сопоставление положения бровок термоцирков в 2013 г. по космоснимку в первой половине теплого периода и полевых данных в конце теплых периодов 2012-2015 гг. показало, что темпы прироста площади. Однако, по данным полевых наблюдений в 2015 г., темпы отступания бровок статогся довольно высокими.

Таким образом, в настоящее время в тундровой зоне полуострова Ямал в естественных условиях наблюдается преобладание процессов, связанных с вытаиванием залежеобразующего льда из многолетнемерзлых пород (криогенные оползни течения), над процессами, связанными с формированием льда в СТС (криогенные оползни скольжения). Смена одних криогенных процессов другими обусловлена как периодическим повышением глубины протаивания, так и последовательным повышением температуры пород.



1---- 2----- 3----- 5-----

 Рис.1 Отступание бровок термоцирков с пластовыми льдами (а, термоцирк 1) и с пластовыми и повторно-жильными льдами (б, термоцирк 2).
Положение бровки термоцирка: 1 – 05.09.2012 г.; 2 – 05.07.2013 г.; 3 – 26.08.2013 г. (термоцирк 1), 27.08.2013 г. (термоцирк 2); 4 – 27.08.2014 г.; 5 – 26.08.2015 г. (термоцирк 1), 30.08.2015 г. (термоцирк 2).

Термоцирк	Подземные	Дата измерения	Площадь термоцирка,
	льды	положения бровки	тыс.м <sup>2</sup> (прирост, %)
1	Пластовые	05.07.2013	25,7
		26.08.2013	30,8 (19,8)
		27.08.2014	35,9 (16,5)
		26.08.2015	40,8 (13,6)
2	Пластовые и	05.09.2012	2,3
	повторно-	05.07.2013	2,9 (26,9)
	жильные	27.08.2013	4,2 (45,9)
		30.08.2015	6,4 (50,2)
3	Пластовые	05.07.2013	3,3
		31.08.2014	5,0 (51,5)
		25.08.2015	5,7 (14,0)
4	Пластовые и	05.07.2013	2,6
	повторно-	27.08.2013	4,1 (57,7)
	жильные	26.08.2015	4,7 (14,6)
5	Пластовые	05.07.2013	1,3
		27.08.2013	2,9 (123,1)
		26.08.2015	5,1 (75,9)
6	Пластовые	05.07.2013	5,8
		27.08.2013	7,6 (31,0)
		27.08.2014	8,5 (11,8)
		26.08.2015	10,2 (20,0)

Таблица 2. Результаты режимных наблюдений за отступанием бровки термоцирков на ключевом участке "Васькины Дачи"

На преобразованных при техногенном воздействии поверхностях в результате разработки карьеров и при подрезке склонов при строительстве линейных объектов,

активно развиваются процессы термоденудации, термоэрозии и термокарста. Их активность зависит от распространения и глубины залегания сильнольдистых пород, повторно-жильных и пластовых льдов на осваиваемой территории. Климатические факторы не имеют прямого влияния на техногенно обусловленные криогенные процессы, но могут повлиять на их активность и время развития.

Наблюдаемая в последние годы активизация криогенных процессов на полуострове Ямал связана: 1) с аномально теплым весенне-летним сезоном 2012 г., к концу которого на некоторых склонах произошло оттаивание верхней части сильнольдистых многолетнемерзлых пород и пластовых льдов, что спровоцировало сход криогенных оползней течения и дальнейшее развитие термоцирков; 2) со строительством железной дороги и разработкой карьеров для площадных и линейных объектов, в результате чего при преобразовании поверхностей с повторно-жильными и пластовыми льдами произошла активизация комплекса криогенных процессов, развивающихся в течение ряда лет.

#### Литература

1. Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М, ИКЗ СО РАН, 2007. 206 с.

2. Ребристая О.В., Хитун О.В., Чернядьева И.В., Лейбман М.О. Динамика растительности на криогенных оползнях в центральной части полуострова Ямал // Ботанический журнал. 1995. Т.80, №4. С. 31–48.

3. Gubarkov A., Leibman M., Andreeva M. Cryogenic landslides in paragenetic complexes of slope and channel processes in the Central Yamal Peninsula // W. Shan et al. (eds.). Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change, Environmental Science and Engineering. DOI: 10.1007/978-3-319-00867-7\_11. Springer International Publishing, Switzerland, 2014. P. 291-308.

4. Khitun O.V., Ermokhina K.A., Chernyadjeva I.V., Leibman M.O., Khomutov A.V. Floristic complexes on landslides of different age in Central Yamal, West Siberian Low Arctic, Russia // Fennia. 2015. 193: 1. P. 31–52.

5. Leibman, M.O., Khomutov, A.V., Gubarkov, A.A., Mullanurov D.R., Dvornikov Yu.A. The research station "Vaskiny Dachi", Central Yamal, West Siberia, Russia – A review of 25 years of permafrost studies. Fennia. 2015. 193: 1. P. 3-30.

## ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК КОМПОНЕНТ КРИОЛИТОЗОНЫ

### В.С. Шейнкман

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюменский нефтегазовый государственный университет, Тюменский государственный университет, Россия, e-mail: vlad.sheinkman@mail.ru

В предлагаемой статье анализируется ход древнего оледенения на Севере Западной Сибири, реконструируемого в хроноинтервале позднего плейстоцена и рассматриваемого в плане взаимоотношения и взаимодействия ледников и льдов криолитозоны. Опираясь на принцип экстраполяций, за основу берутся конкретные параметры современных нивальногляциальных образований, и затем реконструируются ключевые характеристики оледенения, формирующегося в условиях криолитозоны. В итоге аргументируется невозможность формирования на Севере Западной Сибири ледниковых щитов и нереальность отнесения к их реликтам имеющихся в регионе пластовых залежей подземного льда. Также обосновывается, что все освещаемые в статье ледовые объекты, включая ледники, должны рассматриваться как компонент криолитозоны.

# GLACIATION OF WESTERN SIBERIA AS A PERMAFROST COMPONENT

# V.S. Sheinkman

# Earth Cryosphere Institute of SB RAS, Tyumen Gas and Oil State University, Tyumen State University, Tyumen, Russia, e-mail: *vlad.sheinkman@mail.ru*

In the present paper, development of ancient glaciation in the Northwestern Siberia, reconstructed within the Late Pleistocene Chrono-Interval, and considered in the way of interrelation and interaction of glaciers and permafrost ice, has been analyzed. Relaying on the extrapolation principle, the concrete parameters of the modern nival-glacial formations have been taken as a basis, and then the key characteristics of the glaciation formed under conditions of permafrost have been reconstructed. As a result, impossibility to form ice sheets in the Northwestern Siberia has been argued, as well as unreality to attribute to their relics the bedded ground ice bodies, existed in the region. Also it has been reasoned that all elucidated in the paper icy objects, glaciers included, have to be considered as a permafrost component/

Введение. Использование категории "криоразнообразие" [6, 10] позволяет объединить множество порожденных холодом объектов и явлений, и по наличию у них неповторяющихся несходных элементов, каждый из которых несет свой объем информации, получить поле перекрестных данных, что создает основу для объективной оценки состояния мерзлотно-гляциальной среды. В смежных науках такой подход давно используется и вполне себя оправдал, как, например, в биологии, где успешно применяется термин "биоразнообразие" – просто в нашем случае во главу угла поставлено объединяющее все криогенные явления понятие "холод" – "криос" (от греческого "χρνοζ"), а в биологии это "жизнь" – "биос" (от греческого "βίος").

Проявление криоразнообразия может быть оценено с разных позиций, и одним из важнейших, на наш взгляд, является направление по изучению взаимодействия мерзлотных и нивально-гляциальных процессов, которое удобно рассматривать в рамках выделения особых криогенных геосистем [10, 15]. Анализ обстановок с таких позиций позволяет лучше разобраться даже в самых сложных ситуациях, в том числе в одном из самых спорных, в плане взаимоотношения оледенения и криолитозоны, районов – на Севере Западной Сибири, где дискуссии о характере ледников и их связи с мерзлыми толщами в ходе плейстоцена идут уже много лет.

История изученности проблемы. Прошло уже два столетия со времени путешествий О.Е. Коцебу [5], который, обследуя арктическое побережье в 1816 г., впервые предложил считать обнажающиеся залежи подземного льда, которые он наблюдал в береговых обрывах, результатом захоронения, а затем и преобразования в лед, фирна. Тем самым были заложены основы концепции покровного покрытия прибрежных районов Арктики и Субарктики льдами снежного генезиса. Два столетия – срок немалый, тем не менее, дискуссия о том, существовало ли вообще на севере Сибири площадное покрытие ее льдами снежного генезиса, и что считать реликтом такого оледенения, идут до сих пор.

Самой спорной является территория Севера Западной Сибири, поскольку в ее пределах часто встречаются эрратические валуны и пластовые залежи подземного льда. Первые из них некоторые исследователи [1, 3] считают мореной древних ледников, а вторые относят [4, 8] к непосредственным реликтам покровного оледенения. Причем в обоих случаях все сводится к поиску аргументов в пользу традиционной альпийской модели оледенения, которая, как показали результаты многолетних исследований в различных районах России и за рубежом [9, 15], в Сибири не работает.

Обоснование отсутствия условий для развития покровного оледенения на севере Западной Сибири. Учет специфики формирования оледенения в области криолитозоны, с льдами которой у него проявляется тесная связь, в Сибири является необходимостью. Взгляд на ход оледенения в этом регионе может быть только с таких позиций, поскольку в противном случае в отображении картины развития его природы неизбежны искажения [10]. Все это определяет, с одной стороны, жесткую привязку каждого из элементов криоразнообразия к конкретным обстановкам, а с другой – обозначает нереальность их развития в иных условиях.

Для наглядности возьмем за точку отсчета характеристики современных ледников в горном обрамлении Севера Западной Сибири. Сегодня они представлены малыми формами оледенения (рис. 1). Снегонакопление на этих ледниках большей частью идет за счет сдувания снега с окружающих склонов, и фирновая линия лежит здесь более чем на 1 км ниже климатической снеговой линии. На западных склонах Урала количество атмосферных осадков сегодня оценивается в предгорьях величиной около 500 мм/год и около 1000 мм/год (порой больше) вблизи водораздела. На восточных склонах хребта атмосферных осадков существенно меньше – 500–700 мм/год даже в самой высокой части гор, и аналогичная ситуация фиксируется на востоке горного обрамления Севера Западносибирской равнины, где ледники есть в горах Бырранга и на плато Путорана.



Рис. 1. Ледник Романтиков в массиве Рай-Из, Полярный Урал. Июль, 2012 г. Фото В.С. Шейнкмана.

Только по этой, обусловленной азональными характеристиками оледенения, причине все отмеченные ледники не только существуют, но и спускаются весьма низко, до отметок 700-800 м (см. рис. 1). Без ветрового перераспределения снега даже такие малые ледники в горном обрамлении Севера Западносибирской равнины образоваться не смогли бы. Причем километровая разница между положением климатической и местной снеговой границами является важным параметром для оценки древнего оледенения.

Касательно криохронов квартера нужно сказать, что в течение них положение климатической снеговой границы в регионе естественно снижалось, но лишь приближалось к уровню, имеющемуся сегодня на отмеченных ледниках, тем самым превращая их из азональных в зональные явления. Причина в том, что депрессию климатической снеговой границы для криохронов Сибири, учитывая падение температур в сильные криохроны на 10-12°С, большинство авторов оценивает в 500–600 м, иногда увеличивая до 1000 м.

Отметим, что все ледники в Сибири горного типа и, будучи по всей толще охлаждены значительно ниже 0°С, относятся к холодным и фактически являются своеобразным компонентом криолитозоны. Движутся они медленно. Скорость смещаемых быстрее всего поверхностных слоев льда у крупнейших ледников Сибири составляет от 6-8 м в год (Северо-Восток Сибири) до 15–20 м в год (Алтай). Следовательно, при похолоданиях климата максимально рассматриваемые ледники могли продвигаться со скоростью 15–20 км за тысячелетие, т.е. они могли продвинуться за основное время криохрона типичного для квартера 20-тысячелетнего климатического цикла в лучшем случае на 150–200 км. Значит, в криохроны квартера ледники Таймыра должны были остановиться вблизи предгорий, не выходя на Западносибирскую равнину, а из ближе расположенных к ней и более высоких гор Урала и плато Путорана – достигать границы предгорий лишь при максимальном продвижении. Это подтверждаются и нашими наблюдениями по изучению древних морен, и литературными данными [2, 11, 12, 14].

Эрратический каменный материал в северной части Западносибирской равнины и его интерпретация. Долгое время для Севера Западносибирской равнины предлагалась схема с якобы широким распространением морен четвертичных ледников на всем ее пространстве вплоть до среднего течения Оби [1, 3]. Главным индикатором их присутствия считалось наличие на этой территории эрратического валунного материала. Однако это тот случай, когда одному генетическому типу явлений приписывается разное происхождение.

Проведенные автором исследования [11, 12] показали, что валуны на Севере Западной Сибири имеют площадное распространение, встречаются вместе с галькой до правобережья Средней Оби, но они лишь вкраплены в мощную толщу хорошо промытых, в основном песчаных отложений представленных четко выраженным косослоистым аллювием. Прорезая эти отложения, реки образуют террасы, в теле которых содержащий валуны слой фиксируется только вблизи дневной поверхности. Нередко он подстилается или перекрывается погребенной почвой по суглинкам, по материалу которой получены надежные <sup>14</sup>С-датировки, ясно указывающие на время формирования этой палеопочвы в период MIS-3 [11, 12]. Ниже по разрезу террас, высота которых доходит до 40 м, в песчаной толще аллювия валунов нет, но палеопочвы встречаются и имеют запредельный для <sup>14</sup>С-датирования возраст. В то время как по детриту в песках самой верхней части террасы имеются многочисленные <sup>14</sup>С-датировки, указывающие на раннеголоценовый возраст этих отложений [13].

Иными словами, отмеченные валуны нельзя относить ни к одному виду морен (рис. 2). Спорадическая вкрапленность валунов в толщу песчаного аллювия говорит о другом, не ледниковом происхождении каменного материала, разнос которого происходил водным путем и, как показывает датирование, по крайней мере, в два этапа: в начале сартанского криохрона (MIS-2) и перед каргинским термохроном (MIS-3). Обширная морская трансгрессии со стороны Арктики, с широким разносом обломков айсбергами в это время, исключается, так как приморская зона, по крайней мере – в сартанский криохрон, была освоена повторно-жильными льдами, что невозможно в ее субаквальном состоянии.

С другой стороны, для Сибири обычен линейный ледовый разнос каменного материала вдоль рек – сегодня в долине р. Томи у г. Томска, например, нередко встречаются валуны, перенесенные таким способом на сотни километров от источника сноса – с Кузнецкого Алатау. Однако в нашем случае валуны лежат на междуречье Оби и Енисея, и, согласно анализу проф. Парначева В.П., в центральном и восточном секторе Средней Оби среди них преобладают долериты с плато Путорана, а вблизи впадения в Иртыш – гранитоиды с Урала.

Поэтому наиболее реален механизм подмыва валунных отложений, лежащих в предгорьях, и их ледовый разнос во время половодья. Причем в долине Енисея этому могло способствовать ее некоторое ингрессионное подтопление. Тем более что для Енисея в четвертичное время вообще были характерны мощные половодья и высокие паводки с подъемом воды в нем порой на десятки метров [16]. В такое время в районе

Средней Оби отдельные потоки воды вполне могли перетекать через невысокие водоразделы на его левом берегу, перенося льдины с валунами вплоть до центрального сектора Среднеобской долины. Это объясняет и значительное количество гальки вокруг валунов, вкрапленных в речные осадки.



Рис.2. 35-40-м терраса на правобережье Средней Оби, долина р. Вах: *I* – общий вид террасы, *II* – вкрапленные в песчаную толщу валуны, *III* – погребенные палеопочвы, IV – вымытый из тела террасы и скапливающийся на отмелях каменный материал; Август, 2013, фото В.С. Шейнкмана

Невозможность захоронения на длительное время льда древних ледников. Нужно сказать, что материковых равнинных ледников сегодня нет – эта форма лишь предполагается как умозрительная модель для былых эпох сторонниками соответствующих гипотез. Все современные ледники (и долинные, и покровные) расположены в горной местности и текут по скальному ложу. В том числе в горном обрамлении Западной Сибири, где их следы исчезают за пределами предгорий.

В процессе геологической деятельности ледников в их придонной части образуется моренносодержащий лед, с которым связано формирование основной морены – главного элемента ледникового седиментогенеза. Но мощность этого льда невелика, и измеряется лишь метрами, причем объем морены в среднем составляет 25% от общего объема льда. Тот же порядок величин даже в Антарктиде [7]. Поскольку в Сибири источники материала, питающие морену, повсеместно приурочены к горным районам (и сегодня и в квартере), в ней превалирует грубообломочная фация. Так что после отчленения омертвевших частей ледника даже в условиях криолитозоны их

таяние не будет приводить к формированию брони, способной на геологически длительное время консервировать блоки льда большой мощности – поскольку материала морены будет в целом немного, и летом, так как он грубообломочный, сквозь него легко станет проникать тепло.

Тем не менее, главным фактором захоронения ледников на длительное время сторонники такого механизма считают абляционную морену. Другое ее название – морена вытаивания, и речь в данном случае идет о трансформированной первично поверхностной и внутренней морене – материале, поступающем к поверхности ледника и затем проникающем в его толщу. Для образования таких морен необходим источник материала и возможность его активного поступления на ледник. На покровных ледниках таких источников мало, и их поверхность большей частью представляет собой практически чистый лед. Большое количество обломков содержит абляционная морена только у горных ледников. Один из них показан на рис. 3 – крупный, полностью находящийся в пределах криолитозоны, холодный ледник Большой Правый Актру на Алтае.



Рис. 3. Ледник Большой Правый Актру, Северо-Чуйский хребет Алтай; Июль 2011 г. Фото В.С. Шейнкмана

Вблизи границы питания ледники здесь охлаждены до, примерно, -14°С, до -4°С на языке, и со всех сторон они окружены мерзлыми породами [9]. Реагируя на потепление климата, вызывающее усиление абляции, ледник Большой Правый Актру отступает, и его языковая часть, как видим (см. рис. 3), бронирована почти полностью. Поступает обломочного материала много, так как его источник – большая поверхность склонов, поднимающихся над ледовым телом на большую высоту. Перемещение обломков для покрытия ими значительной части ледника обеспечивает делювиальноколлювиальный механизм. Также потоки льда, составляющие ледник, соприкасаются своими боковыми моренами, и это способствует образованию на поверхности льда широких полос срединной морены.

Однако даже при такой обеспеченности материалом чехол морены легко пропускает к ледовому телу летнее тепло, поскольку он грубообломочный, и тепло сквозь него свободно проникает с воздухом и талой водой. По свидетельствам очевидцев, для полного вытаивания погребаемого льда здесь достаточно несколько десятилетий. Подобная ситуация прослеживается даже в самых суровых мерзлотных условиях Сибири, так что реальная возможность для захоронения здесь ледников на геологически длительное время отсутствует. Поэтому причины наличия на севере Западной Сибири пластовых залежей подземного льда следует искать в механизме их внутригрунтового происхождения.

Заключение. На наш взгляд сегодня исследования оледенения Сибири следует ставить на основе вскрытых закономерностей развития современных криогенных гляциальных геосистем [10]. Это дает возможность, охватывая многие элементы криоразнообразия, проводить затем уверенную экстраполяцию данных для характеристики не наблюдаемых ныне объектов и событий. Учитывая, что любая прогностика окружающей среды основывается на установлении тренда, исходя из выявленных сценариев прошлого, решение отмеченной задачи на такой основе весьма актуально, поскольку анализ состояния криоразнообразия, как представительного индикатора мерзлотно-гляциальной среды, позволяет детализировать реконструируемые события. Реально это, так как каждый из элементов криоразнообразия в рамках образуемых ими геосистем формируется при строго определенных законами их организации параметрах, и, поэтому, на перекрестие таких характеристик выявляются весьма информативные показатели окружающей среды.

Проведя с таких позиций анализ мерзлотно-гляциальной ситуации наиболее спорного региона Сибири – Севера Западно-Сибирской равнины – автор пришел к выводу, что и сегодня, и в квартере оледенение формировалось здесь в области распространения многолетнемерзлых пород и фактически являлось компонентом криолитозоны. Оно было горным, и льды ледников не могли быть захоронены на геологически длительное время. Что касается валунно-галечного материала, распространенного на Севере Западной Сибири, он по всем показателям является результатом ледово-речного разноса и не имеет отношения к моренным отложениям.

#### Литература

1. Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена(Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 6, с. 792-799.

2. Большиянов Д.Ю., Антонов О.М., Федоров Г.Б. и др. Оледенение плато Путорана во время последнего ледникового максимума // Изв. РГО, 2007. Том 139, вып. 4, с. 47–61.

3. Гросвальд М.Г. Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене – океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // Материалы гляциологических исследований, № 96, М., 2004, с. 47-54.

4. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. СПб, 1993, Недра, 328 с.

5. Коцебу О.Е. Путешествия вокруг света. М.: Дрофа, 2011, 966 с.

6. Мельников В.П., Геннадиник В.Б., Брушков А.В. Аспекты криософии: криоразнообразие в природе.// Криосфера Земли. 2013, Том XVII, № 2, с. 3-11.

 Серебряный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. Морены – источник гляциологической информации. М., Наука, 1989, 236 с.

8. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск, Гео, 2013, 346 с.

9. Шейнкман В.С. Оледенение гор Сибири: взаимодействие ледников и Криогенных и льдов // Лед и снег, 2010, № 4, с. 101-110.

10. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 3–23

11. Шейнкман В.С. Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лед и снег, 2015, № 1(128), с. 103-120

12. Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение Западной Сибири в сибирской системе природных льдов // География и природные ресурсы, 2014, №3, с. 22-31.

13. Borodin A., Markova E., Zinovyev E. et al. Quaternary rodent and insect faunas of The Urals and Western Siberia: connection between Europe and Asia. Quaternary International, 2013.284, pp.132-150.

14. Mangerud J., Gosseb J., Matiouchkov F. et al. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quartern. Science Reviews. 2008, № 27, pp. 1047–1057

15. Sheinkman V. S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. Elsevier. 2011, pp. 883-907.

16. Yamskikh A.F., Yamskikh A.A., Brown, A.G., 1999. Siberian-type of the Quaternary Flood-Plain Sedimentation: the example of the Yenisei River // Fluvial Processes and Environmental Change. John Wiley and Sons, pp. 241-252

# Часть 7

# ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ (КРИОЛИТОГЕНЕЗ)

# КРИОСИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ КРИОСФЕРЫ

#### Ю.Б.Баду

## Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова; <u>yubadu@mail.ru</u>

Криосистемный анализ результатов параметрических исследований позволяет определить криогенную толщу как исторически развивающуюся систему «криогенная толща в газоносной структуре», и наряду с этим определить особенности проявления криолитогенеза в земной коре, где осадконакопление и промерзание отложений сопровождается их газонасыщением.

# CRYOSYSTEM ANALYSIS OF THE CRYOSRHERE

### Yu.B.Badu

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography; yubadu@mail.ru

Cryosystem analysis of the results of parametric studies allows to define the cryogenic strata as historically developing system «cryogenic strata in gas-bearing structure», and define the features of cryolithogenesis in the Earth's crust, where sedimentation and freezing deposits was accompanied by their gas saturation.

Главная цель метода – получение обобщенной информации о криогенной толще (КТ), особенностях ее строения и геологического развития в криосфере.

В основу криосистемного анализа криосферы заложены разработки автора, получившие в дальнейшем развитие работах о газоносных структурах (ГС) [2-5, 7-11]. При этом использованы главные положения бассейнового анализа, разработанного академиком А.Н.Дмитриевским [12] и введенного в последние годы геологами многих стран в арсенал методов исследований. Системный подход позволяет более эффективно представить обобщенную информацию об изучаемом объекте криосферы – криогенной толще над газоносной залежью в области сплошного распространения мерзлых пород.

Для конкретного познания таких геолого-географических объектов, как «криогенная толща в газоносной структуре» («КТ в ГС»), используется информация, которая даёт как общее целостное представление об изучаемом объекте (космические снимки, геологические карты, материалы геофизических исследований), так и детальное (микро- и мезостроение, качественные и количественные определения параметров объекта при инженерно-геологических изысканиях и съёмках). Полученные материалы о криогенной толще обобщаются при использовании криосистемного анализа. Основная задача криосистемного анализа – изучение криогенной системы как составной части природной оболочки - криосферы, установление ее строения, состава, состояния и этапов развития в плейстоцене. Обобщенная информация дает возможность:

-типизировать криогенную толщу по особенностям ее строения и геокриологическим параметрам в разрезах газоносных структур;

-установить характеристики криогенной толщи для определения условий криолитогенеза на территориях развития газоносных площадей;

-восстановить историю развития криогенной толщи, ее эволюцию в плейстоцене, условия осадконакопления и промерзания для каждого этапа ее развития.

Для решения поставленных задач определены характеристики стратиграфогенетических комплексов отложений, отражающих главные этапы в развитии изучаемого участка земной коры.

При выделении стратиграфо-генетических комплексов отложений в структуре криосистемы "КТ в ГС" установлены условия их образования и история геологического развития массива пород, слагающих криогенную толщу, а затем выделены объекты, составляющие газоносную структуру - "криогенная толща" и "газовая залежь".



# Рис. 1. Схема строения системы «Криогенная толща в газоносной структуре»

КТ занимает четкое положение в разрезе ГС (рис.1). В разных палеогеографических обстановках осадконакопления в плейстоцене сложилась неоднородность вещественного состава толщи, и в суровых климатических условиях развивалось ее отрицательнотемпературное состояние, двухьярусное строение, мощность, льдо- и газонасыщенность пород.

Таким образом, при выделении объектов исследования с четко определенными границами КТ исследована по основным параметрам и на

генетической основе с точки зрения особенностей ее состава, строения, условий формирования, и выявлено наличие аналогичных участков КТ в сходных по строению ГС полуострова Ямал.

Проведенными исследованиями установлена и детализирована история геологического развития Ямала и выявлены особенности состава, строения и состояния плейстоценовой толщи отложений в разрезах КТ ряда ГС [4-6, 8-10 и др.].

Изучение основных характеристик КТ (температура, мощность, льдистость, газонасыщенность) основано на авторских и привлеченных материалах региональных исследований - от инженерно-геологической съемки территории (в масштабе 1:500 000) до изысканий в разрезе конкретных ГС.

При обобщении данных получена, проанализирована и наглядно представлена информация о криолитологических свойствах мерзлых и охлажденных пород КТ, их пространственной и временной изменчивости. В результате исследования основных параметров КТ в разрезе ГС представлена в виде криогенной системы «КТ в ГС» и с помощью классификации отражены особенности развития КТ в разрезах ГС Ямала и прилегающей акватории Карского моря.

Классификация газоносных структур. В схемах геокриологической классификации газоносных структур Ямала [2,3] использованы принципы криолитологического районирования Западно-Сибирской плиты [1,13,14], в котором

выбран комплекс признаков, определяющий сложность геокриологических условий для изысканий, проектирования, строительства и эксплуатации добывающих скважин, возводимых в ходе освоения и развития месторождений нефтегазового комплекса.

При выделении групп ГС учитывались: геотектоническое положение ГС, возраст и генезис плейстоценовых отложений – рельефообразующих и их подстилающих, геоморфологическое устройство поверхности, фациальная обстановка осадконакопления, вещественный состав мерзлых пород, а также их распределение по разрезу температуры, мощности, льдистости и газонасыщенности. В качестве одного из показателей при классификации ГС использовалась глубина положения газовой залежи от дневной поверхности, чем качественно оценивалось ее тепловое влияние на подошву криогенной толщи.

В классификации показано, что все газоносные структуры Ямала расположены в существенно различных геокриологических условиях суши и шельфа Карского моря.

1. Группы структур обособлены по особенностям их положения в современном рельефе шельфа:

- погруженные под морской акваторией глубиной до 50-150 м (ГС группы I),

-погруженные под заливами-губами глубиной не более 20-25 м (ГС группы II).

2. Группы ГС обособлены по особенностям их положения в современном рельефе суши:

-с рельефом поверхности позднеплейстоценовых морских террас (ГС группы III), сюда же включены ГС, частично погруженные под мелководьями шельфа до глубин менее 50 м, с абрадированной верхней частью разреза позднеплейстоценовых отложений,

-с рельефом поверхности позднеплейстоценовых лагунно-морских террас (ГС группы IV), сюда же включены ГС, частично погруженные под заливами-губами, с абрадированной верхней частью разреза позднеплейстоценовых отложений;

-с рельефом поверхности средне- и позднеплейстоценовой морской равнины (ГС группы V), сюда же включены ГС, частично погруженные под Обской губой.

Такая обособленность связана с особенностями неотектонического строения и приуроченностью ГС групп V и I к крупным межрифтовым блокам осадочного чехла на шельфе и на суше, ГС группы II – к участкам грабенов в осадочном чехле, ГС групп III и IV – к участкам грабенообразных понижений.

3.Каждая ГС характеризуется комплексом параметров криогенной толщи (геологическое строение, мощность КТ и составляющих ее ярусов, температура, состав, криогенное строение и льдистость, засоленность пород, газонасыщенность и др.), определяющих основу технологий строительства и эксплуатации газовых скважин и прочих промысловых объектов в криолитозоне. Очевидно, что именно нарушения или отступления от этих основ приводят или уже приводили к осложнениям и авариям на газопромыслах [3,11].

Такая типизация позволяет дифференцированно оценить характер теплового влияния газоносной залежи на КТ и выявить особенности проявления криолитогенеза в плейстоценовой истории осадконакопления.

В выделенных группах ГС четко определены стратиграфо-генетические характеристики отложений плейстоценовой части разреза, по которым установлены особенности образования криогенной толщи пород.

ГС является основным компонентом криолитологического районирования и самостоятельным объектом для криолитологического изучения, которое позволяет выявить особенности развития КТ в пределах ГС и оценить локальное воздействие газоносной залежи на КТ.

Тектоническим устройством Западно-Сибирской плиты предопределено пространственное размещение ГС в пределах областей поднятий или опусканий, характер и особенности тепломассопереноса в течение геологических периодов до плиоцен-плейстоцена. Структура криосистемы "КТ в ГС", фиксируя этапы эволюции КТ как целостной развивающейся географической системы, показывает, что ГС Ямала служат своеобразными реперами в плейстоценовой истории развития. Установление закономерностей размещения ГС и их эволюции в плейстоцене способствует восстановлению как истории криолитологического развития ГС, так и выявлению закономерностей строения КТ.

**Результаты изучения КТ в составе ГС.** При криосистемном анализе ГС рассматривается как исторически развивающаяся природная система. Выделением в системе разнотемпературных элементов (ярусы КТ, покрышка продуктивной газовой залежи, газоносная залежь) детализируется процесс исследования КТ в ГС при определении главных характеристик ее строения.

При таком подходе методика регионального криолитологического исследования направлена на изучение ГС как целостных природных систем, которые дают информацию о строении ГС в целом, показывает основные ее характеристики и параметры для установления основных этапов развития КТ.

При выделении ГС в качестве объектов для выявления механизмов и условий развития КТ не только обобщены и систематизированы рекомендации по исследованию взаимодействия газопромысловых объектов с мерзлыми породами, но и выявлен ряд особенностей проявления криолитогенеза в частях разрезов КТ, подверженных миграции подвижных углеводородов, связанной с различными геоструктурными элементами фундамента и осадочного чехла.

Выполненные исследования дают новое представление о целостном строении КТ в ГС, приводя к новой интерпретации результатов их прежнего геокриологического изучения. Они показали, что системно-криолитологические исследования опираются на конкретный набор средств и методов, позволяющих получить глубоко дифференцированную информацию о строении КТ в ГС.

Таким образом, криосистемный анализ, включающий параметрические исследования КТ, позволяет познать ее как исторически развивающуюся систему, разработать и обобщить конкретные решения по прогнозу взаимодействия с газопромысловыми объектами, а наряду с этим обосновать новые принципы и способы формирования КТ, выявить новые особенности проявления криолитогенеза в земной коре, связанные с газонасыщением отложений.

При использовании криосистемного подхода совершенствуются традиционные геокриологические исследования, которые повышают эффективность освоения ресурсов новых нефтегазоносных регионов, но при том условии, что материалы этих исследований, финансируемых бизнесом, будут доступны научному сообществу специалистов (хотя бы на основе доступности в установленном порядке).

#### Литература

- Баду Ю.Б. Криолитогенез в условиях севера Западно-Сибирской плиты /Автореф. дисс. на соиск.уч.ст.канд.геогр. наук.-М.: МГУ. 1978. 24 с.
- Баду Ю.Б. Криолитогенез в условиях газовых месторождений //В сб. «Проблемы инженерногеологического обеспечения строительства объектов нефтегазового комплекса в криолитозоне». Материалы научно-производственной конференции. –М.: ФГУП ПНИИИС. 2006. С.47-48.
- 3. Баду Ю.Б. Криолитологическое районирование и типизация криолитологических условий газоконденсатных месторождений на севере Западной Сибири //В сб. «Проблемы инженериогеологического обеспечения строительства объектов нефтегазового комплекса в криолитозоне». Материалы научно-производственной конференции. –М.: ФГУП ПНИИИС. 2006. С. 119-122.

- Баду Ю.Б. Мощность мерзлой толщи //«Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: 3 томах. Т.1. Харасавэйское газоконденсатное месторождение». -Тюмень: ООО"ТюменНИИгипрогаз"; СПб.:Недра, С.-П. отд., 2006. С.105-112.
- Баду Ю.Б. Криогенные толщи газоносных структур севера Западной Сибири //Материалы Четвертой конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова.Т.2.Часть 5.- М: Университетская книга, 2011. С.9-15.
- Баду Ю.Б. К стратиграфии криогенной толщи севера Западной Сибири. //Сборник научных трудов ООО «ТюменНИИгипрогаз». - Тюмень: Изд-во «Флат», 2011. С.24-26.
- Баду Ю.Б. Криогенная толща газоносных структур севера Западной Сибири взгляд из будущего. //Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (ТІСОР): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3: Статьи на русском языке. /Под редакцией В.П.Мельникова. – Тюмень, Россия: Печатник, 2012. С.25-30.
- Баду Ю.Б. Карты мощности криогенной толщи газоносных структур //Тезисы конф. «Геокриологическое картографирование: проблемы и перспективы».Москва, 5-6 июня 2013г. Электрон.текст данных. –М.:РУДН, 2013.
- Баду Ю.Б. Влияние газоносных структур на мощность криогенной толщи Ямала. //Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 11–22.
- 10. Баду Ю.Б. Льдистость пород криогенной толщи газоносных структур северного Ямала. //Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 3, с. 10–19.
- Баду Ю.Б., Дубиков Г.И., Макогон Ю.Ф. Прогноз взаимодействия эксплуатационных скважин с многолетнемерзлыми породами. //В сб. "Иссл.состава, строения и св-в мерзлых, промерз. и оттаив.пород с целью наиболее рац.проект-я и стр-ва". – М., МГУ, 1981.
- 12. Дмитриевский А.Н. Бассейновый анализ (системный подход) //Геология нефти и газа. 1998, № 10.
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. /Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. - М., Изд-во Моск. Ун-та, 1980. 246 с.
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Полуостров Ямал (инженерногеологический очерк). - М., Изд-во Московского ун-та, 1975. 278 с.

# ВОЗРАСТ И ПАЛЕОГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

# Ю.К. Васильчук, Н.А.Буданцева, А.К. Васильчук, А.А.Маслаков, Ю.Н.Чижова Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия; *e-mail: vasilch\_geo@mail.ru*

Исследован изотопно-кислородный состав голоценовых повторно-жильных льдов, лед инъекционно-сегрегационных сезонных бугров пучения, пластового и текстурного льда Восточной Чукотки в окрестностях оз.Коолень, близ пос. Лаврентия на р.Чульхевеем, у г.Анадырь и близ с. Лорино. Значения  $\delta^{18}$ О голоценовых повторно-жильных льдов варьирует несущественно (не более чем на 2‰), что свидетельствует о незначительной изменчивости климатических зимних условий в позднем голоцене, среднемноголетние значения среднеянварских температур менялись не более чем на 3°С.

# AGE AND PALAEOGEOCRYOLOGICAL CONDITIONS OF THE HOLOCENE GROUND ICE FORMATION OF THE EASTERN CHUKOTKA

# Yu.K.Vasil'chuk, N.A.Budantseva, A.C.Vasil'chuk, A.A.Maslakov, Ju.N.Chizhova

Lomonosov Moscow State University, Geography and Geology Departments, 119991, Moscow, Russia; *e-mail: <u>vasilch\_geo@mail.ru</u>* 

Oxygen isotopic composition of Holocene ice wedges, blister ice, massive and segregated ice lenses of the Eastern Chukotka – across Koolen' Lake, near the Lavrentiya village, on the Chul'heveem River valley, near Anadyr town and near the Lorino village have been studied. The  $\delta^{18}O$ 

values of Holocene ice wedges range slightly (no more than 2 ‰), which indicated low variability of climatic winter conditions in the Late Holocene, the average January temperatures did not vary by more than 3°C.

Цель нашей работы – исследовать изотопно-кислородный состав голоценовых повторно-жильных льдов, а также лед инъекционно-сегрегационных сезонных бугров пучения, пластового и текстурного льда Восточной Чукотки в окрестностях оз.Коолень, близ пос. Лаврентия на р.Чульхевеем, у г.Анадырь и близ с. Лорино, сопоставить изотопные диаграммы и оценить изменения зимних условий в позднем голоцене в этом регионе.

Олиготрофное озеро Коолень (в переводе с чук. Колен – «провал, глубокая пропасть»), расположено в отрогах хребта Айнан на востоке Чукотского полуострова, в 13 км от побережья Чукотского моря (рис. 1). Озеро имеет тектоническое происхождение, в западной части его глубина достигает 100 м, высотная отметка – 42 м над уровнем моря. Из него вытекает только одна река – Кооленьваам (исток реки – 65°59'04'' с.ш., 170°58'47'' з.д.), впадающая в Уэленскую лагуну. В районе озера обнаружена древняя стоянка охотников, возраст которой составляет более 6000 лет. Ближайший населённый пункт – пос.Лаврентия – расположен в 44 км южнее. Климат в районе озёрной впадины континентальный.



Рис. 1. Районы исследований (а) и обнажения повторно-жильных льдов на Восточной Чукотке: 1 – оз.Коолень (б), 2 – р.Чульхевеем, 3 – с.Лорино (в), 4 – Анадырь

Среднегодовая температура воздуха  $-8.6^{\circ}$ С, среднемноголетние значения среднеянварских температур составляют  $-22^{\circ}$ С (варьируя год от года на 3-4°С). Устойчивый снежный покров образуется в конце первой декады октября и сходит в конце мая. Среднемноголетние значения среднеиюльских температур составляют  $+7.3^{\circ}$ С. В окрестностях оз. Коолень господствует кустаничково-разнотравная тундра с преобладанием ив (Salix polaris, S. pulchra), дриады (Dryas punctata) и камнеломково-мытникового разнотравья (Saxifraga punctata, S. hirculus и др.). В долинах крупных ручьев развиты ивняки с Salix alaxensis высотой до 3–3.5 м и ольховник Duschekia fruticosa [15].

В восточной части находится узкий песчано-галечниковый пляж и озерная пойма высотой 2–3 м. На южном берегу оз.Коолень, в 1.2 км от истока реки Кооленьваам на озерной пойме в шурфе вскрыты: торф рыже-коричневый, слабоопесчаненный, талый (глубина 0–0.4 м), под ним залегает торф коричневый, мерзлый, среднельдистый, криотекстура сетчатая (0.4–0.7 м), ниже – супесь серая (0.7–2 м). В толще залегает

повторно-жильный лед с современным ростком (рис. 1, б). Лед жилы прозрачный, вертикально-слоистый, состоит из элементарных жилок шириной 0.4–0.6 см с воздушными пузырьками, вертикально ориентированными. Значения  $\delta^{18}$ О в жиле варьируют от –17.9 до –14.9‰ (рис. 2, в), а в современном ростке  $\delta^{18}$ О составляет – 14.7‰ (табл. 1).

В восточной части котловины оз.Коолень, близ истока р. Кооленьвеем, Н.Н.Диковым на озерной пойме в 1980 г. обнаружена хорошо стратифицированная стоянка древнего человека – опорный памятник раннего этапа неолита на Чукотке [7]. В разрезе поймы в оторфованном коричневом песке на глубине 0.8 м встречен культурный слой, отмеченный большим углистым пятном и отдельными углями, а также обломанными наконечниками стрел, листовидных ножей и ножевидных пластинок, фрагментов грубой неорнаментированной тонкостенной керамики. Из углистого пятна получена радиоуглеродная датировка 5700  $\pm$  300 лет (МАГ-717) [7]. Эта дата дает основание для датирования времени начала формирования изученных начала михил. О возрасте жилы на Коолене (она начала формироваться не ранее 6 тыс. лет и не позднее 2 тыс. лет) также можно косвенно судить по Уэленскому торфянику, начавшего формироваться около 7.5–6 тыс. лет назад и завершившего формирование около 2 тыс. лет назад (судя по  $^{14}$ С датировкам в основании торфяника – 7545  $\pm$  117 лет и в его кровле - 2066  $\pm$  201 лет) [6].



Рис. 2. Сопоставление изотопно-кислородных диаграмм сингенетических голоценовых повторно-жильных льдов Восточной Чукотки: а – близ пос. Лорино, б – близ г.Анадырь, в – на оз.Коолень

На поверхности поймы оз.Коолень также изучен разрез современного бугра пучения (рис. 3, а). Бугор сложен с поверхности песком желто-серым среднезернистым (глубина 0.0–0.1 м), который подстилается торфом коричневым (0.1–0.2 м), ниже залегает лед мощностью 0.6 м, чистый, прозрачный голубоватый, с вертикально

ориентированными пузырьками воздуха. Ледяная линза также подстилается торфом черным (глубина 0.8–0.9 м). Значения  $\delta^{18}$ О во льду ядра бугра пучения изменяются от – 15.3 до –13.4‰.



Рис. 3. Распределение стабильных изотопов кислорода в ядре инъекционносегрегационных современных бугров пучения на востоке Чукотки – на пойме оз.Коолень (а) и на пойме р.Чульхевеем, близ пос.Лаврентия (б): 1 – торф; 2 – супесь; 3 – инъекционный лед; 4 – значения  $\delta^{18}$ О во льду

**Таблица 1.** Вариации  $\delta^{18}$ О в повторно-жильных (ПЖЛ), текстурных (текст.) инъекционных (инъек.), сегрегационных (сегр.), пластовых (пласт.) и пещерных (пещ.) льдах Восточной Чукотки

№ образца	Глуб-	δ <sup>18</sup> O,	Вид льда	№ образца	Глуб-	δ <sup>18</sup> O,	Вид	
1 .	ина, м	<u></u> ‰		ина, м % льда				
р.Чульхев	еем, совр	еменныи	бугор пучения	оз.Коол	оз.Коолень, п-ов Дауркина			
342-YuV/11	0.4	-10.9	текст. из торфа	Пластовый лед				
342-YuV/12	0.55	-11.4	текст. из песка	343-YuV/2	3.0	-20.6	пласт.	
342-YuV/13	0.55	-11.5	cerp.	343-YuV/3	3.5	-22.4	пласт.	
342-YuV/14	0.65	-10.7	cerp.	Росток с	овремени	овременной жилки		
342-YuV/15	1.0	-10.3	cerp.	343-YuV/29	0.7	- 14.7	ПЖЛ	
342-YuV/16	1.0	-9.5	сегр.	Голоценовый	і повторн	о-жилы	ный лед	
342-YuV/17	0.8	-15.0	cerp.	343-YuV/9	0.8	-17.9	ПЖЛ	
342-YuV/18	1.1	-10.7	сегр.	343-YuV/19	1.7	-16.0	ПЖЛ	
342-YuV/19	0.9	-9.7	cerp.	343-YuV/20	1.6	-15.8	ПЖЛ	
342-YuV/21	0.8	-15.5	сегр.	343-YuV/21	1.5	-16.2	ПЖЛ	
342-YuV/22	0.7	-15.2	сегр.	343-YuV/22	1.4	-15.7	ПЖЛ	
342-YuV/23	0.4	-13.5	cerp.	343-YuV/23	1.3	-15.3	ПЖЛ	
342-YuV/24	0.4	-12.7	cerp.	343-YuV/24	1.2	-15.4	ПЖЛ	
342-YuV/25	0.4	-12.3	cerp.	343-YuV/25	1.1	-15.6	ПЖЛ	
342-YuV/28	1.6	-11.8	пещ.	343-YuV/26	1.0	-15.2	ПЖЛ	
окрестности г.Анадырь, залив Онемен		343-YuV/27	0.9	-15.0	ПЖЛ			
Po	сток совр	ременной	жилки	343-YuV/28	0.8	-14.9	ПЖЛ	
339-YuV/6	0.4	-15.8	ПЖЛ	Современный бугор пучения				
347-YuV/11	0.6	-16.4	ПЖЛ	343-YuV/38	0.4	-13.4	инъек.	
Голоценовый повторно-жильный лед		343-YuV/39	0.4	-13.4	инъек.			
339-YuV/2	1.2	-17.0	ПЖЛ	343-YuV/40	0.8	-15.3	инъек.	
339-YuV/5	0.5	-16.7	ПЖЛ	окрестност	и с.Лори	но, ПЖЈ	I №2	
339-YuV/3	1.2	-13.5	текст. из торфа	15-Л/13	1.3	-15.3	ПЖЛ	
339-YuV/4	0.5	-15.0	текст. из супеси	15-Л/14	1.2	-14.0	ПЖЛ	
339-YuV/25	1.0	-13.2	текст. из торфа	15-Л/15	1.3	-14.9	ПЖЛ	

339-YuV/27	2.0	-14.9	текст. из песка	15-Л/16	1.2	-15.6	ПЖЛ
339-YuV/29	2.6	-16.1	текст. из песка	15-Л/17	1.1	-15.2	ПЖЛ
339-YuV/30	2.9	-16.7	текст. из песка	15-Л/18	1.0	-16.6	ПЖЛ
339-YuV/39	4.0	-16.4	текст. из песка	15-Л/19	1.0	-16.3	ПЖЛ
347-YuV/1	2.7	-17.0	ПЖЛ	15-Л/20	1.0	-16.0	ПЖЛ
347-YuV/5	1.3	-17.3	ПЖЛ	15-Л/21	1.0	-15.6	ПЖЛ
347-YuV/6	1.15	-16.6	ПЖЛ	15-Л/22	1.0	-15.9	ПЖЛ
347-YuV/7	0.9	-17.2	ПЖЛ	окрестности с.Ј	Торино, г	олоцено	вый
347-YuV/9	0.7	-16.9	ПЖЛ	повторно-жиль	ный лед,	ПЖЛ М	<u>•</u> 3
347-YuV/10	0.6	-16.6	ПЖЛ	15-Л/25	1.0	-16.6	ПЖЛ
	окрестно	сти с.Лор	оино	15-Л/26	1.0	-16.2	ПЖЛ
Po	сток совр	ременной	жилки	15-Л/27	1.0	-16.4	ПЖЛ
15-Л/07	0.7	-16.8	ПЖЛ	15-Л/28	1.0	-16.2	ПЖЛ
окрестности	окрестности с.Лорино, голоценовый ПЖЛ №1			15-Л/29	1.0	-16.2	ПЖЛ
15-Л/01	3.1	-11.4	ПЖЛ	15-Л/30	1.0	-16.3	ПЖЛ
15-Л/02	2.8	-18.0	ПЖЛ	15-Л/31	1.0	-16.4	ПЖЛ
15-Л/03	2.5	-17.3	ПЖЛ	15-Л/32	1.0	-16.5	ПЖЛ
15-Л/04	1.8	-16.9	ПЖЛ	15-Л/33	1.5	-17.0	ПЖЛ
15-Л/05	1.5	-16.3	ПЖЛ	15-Л/34	2.0	-16.6	ПЖЛ
15-Л/06	1.2	-16.3	ПЖЛ		Π		
15-Л/08	1.1	-16.6	ПЖЛ	окрестности с	.лорино,	текстур	ный лед
	1.1	_15.9	пжп	15-∏/37	2.5	-	ИЗ
15-Л/09	1.1	15.7	11/01	15-51/57	2.3	16.2	супеси
	1.0	-15.9	пжл	15-Л/38	1.3	_	ИЗ
15-JI/10						15.1	супеси
15-Л/11	1.0	-16.9	ПЖЛ	15-Л/23	1.0	-	ИЗ
						12.9	торфа
15-Л/12	1.0	-16.5	ПЖЛ	15-Л/24	1.0	- 12.7	ИЗ торфа
				1		15./	торфа

На склоне третьей морской террасы, в 2 км от истока реки Кооленьваам в овраге, на глубине 3 м вскрыта часть пласта серого льда мощностью более 0.7 м. Во льду слабо выраженная вертикальная полосчатость, за счет примеси песка желтоватого и черного. Лед насыщен крупными вытянутыми пузырьками воздуха и перекрыт горизонтальнослоистой толщей песка и торфа. На высоте 0.1 м над кровлей пласта льда залегает валун диаметром 8 см. Выше встречены валуны до 30 см в диаметре. Значения  $\delta^{18}$ О в пластовом льду варьируют от –22.4 до –20.6‰.

Село Лорино (65°30'00'' с.ш., 171°43'00'' з.д.) является крупнейшим национальным селом на территории Чукотского полуострова, расположено на берегу Мечигменской губы Берингова моря, в 40.5 км от пос. Лаврентия. Среднегодовая температура воздуха –4.0°С. Среднемноголетние значения среднеиюльских температур составляют +5.4°С (варьируют год от года от +4°С до +14°С). Среднемноголетние значения среднеянварских температур составляют –21°С (от –18 до –42°С). В непосредственной близости от села расположены Лоринские (Кукуныские) горячие источники. Флора территории ключей и их окрестностей насчитывает 272 вида сосудистых растений [5]. Значения  $\delta^{18}$ О в воде Лоринских (Кукуныских) гидротерм варьирует от –14.8 до –13.6‰ [2, 8].

На побережье Мечигменского залива, на окраине с. Лорино в останце морской террасы высотой до 25 м в обнажении протяжённостью около 800 м вскрыт голоценовый торфяник мощностью до 4 м. Под торфом залегает серая супесь с

включениями гальки. Торф и подстилающие отложения вмещают повторно-жильные льды (ширина в верхней части 1.7 м). Головы жил вскрыты на глубине 0.5 м от поверхности (рис. 1, в).

Значения  $\delta^{18}$ О в голоценовых жилах у с.Лорино варьируют: в жиле №1 от -18.0 до -15.9%, а в хвосте жилы – изотопически более тяжелый лед со значением  $\delta^{18}$ О – 11.4‰ (рис. 2, а). В жиле №2 значения  $\delta^{18}$ О составляют от -16.0 до -14.0%, а в жиле №3 от -17.0 до -16.2%. Современный росток характеризуется значением  $\delta^{18}$ О -16.8%.

В текстурных льдах из песка значения  $\delta^{18}$ О изменяются от -16.2 до -15.1%, а в текстурных льдах из торфа – от -13.7 до -12.9%. Диапазон изотопных значений между современным ростком и голоценовыми жилами составил 1-2.8%. Близкий диапазон изотопно-кислородных значений (около 3%) был получен для современного ростка и голоценовых повторно-жильных льдов в отложениях террасы оз.Эльгыгыттын на западе Чукотки (рис. 4). Лед жил здесь изотопически более легкий, чем на востоке полуострова, что объясняется большей удаленностью от океана, значение  $\delta^{18}$ О в современном ростке составляет -20.4%, в жилах составляет в среднем -22.4% (верхний ярус) и -23.5% (нижний ярус) [11, 12].



Рис. 4. Вариации стабильных изотопов кислорода в сингенетических голоценовых повторно-жильных льдах в торфянике на оз.Эльгыгытгын, Западная Чукотка. По данным из [11]: а – многоярусная голоценовая жила. Фото Г.Швамборна; б – вариации δ<sup>18</sup>О в ледяной жиле, в текстурных льдах и в гидросферных объектах [12]

Близ пос. Лаврентия (65°35'02'' с.ш., 170°59'20'' з.д.), в долине р.Чульхевеем преобладает типичная дальневосточная мелкобугорковая тундра. На микроповышениях (бугорки и кочки) доминируют кустарники Salix pulchra, Betuia exilis. Ledum decumhens. Травянистые растения представлены Eriophorum vaginatum, Carex lugens, C. rariflora, Poa arctica и рядом других. Пониженные увлажненные местообитания заняты в основном Eriophorum vaginatum и Carex stans с участием Salix pulchra [4]. На поверхности третьей террасы, примерно в 5 км от пос.Лаврентия, в 180 м от русла р.Чульхевеем изучен разрез современного бугра пучения (рис. 3, 6), сложенного с поверхности торфом черным с корешками осок и пушицей (0–0.12 м), подстилаемым супесью буро-серой оторфованной (0.12–0.3 м), под которой залегает торф темнокоричневый (0.3–1.1 м). В толще торфа залегают инъекционно-сегрегационные и сегрегационные льды, мощностью более 0.7 м в виде линз и штоков. Структура льда  $\delta^{18}$ О во льду современного бугра пучения вертикальнослоистый лед. Значения  $\delta^{18}$ О во льду современного бугра пучения и штоков.

В окрестностях г.Анадырь широко распространены осоково-пушицевые и осоково-кустарничковые полигональные тундры с карликовой березкой, низким ольховником, вейниковыми ивнячками (*Salix krylovii*), голубикой, брусникой, шикшей, багульником [1]. Среднегодовая температура воздуха в г.Анадырь –6.9°С, среднемноголетние значения среднеянварских температур –21°С, а среднеиюльских

температур – +11°С. На правобережье залива Онемен на лайде высотой до 7 м в обнажении протяженностью около 800 м вскрыты голоценовые торфяники мощностью до 2.5-4.5 м. Под торфом залегает маломощный прослой супеси, а ниже песок. Эти отложения рассечены повторно-жильными льдами вертикальной мощностью более 3 м. Головы жил залегают на глубине 0.5 м в торфе, а нижняя их часть уходит в песок. В верхней части жил четко выделяются элементарные жилки. В жилах также отмечены тонкие вертикальные жилки торфа. Хвосты жил упираются в галечник на глубине чуть более 3 м. Значения  $\delta^{18}$ О в жилах варьируют от -17.3 до -16.4‰ (рис. 2, б), в текстурных льдах из песка от -16.7 до -14.9%, в текстурных льдах из супеси составляют -15.0‰, а в текстурных льдах из торфа -13.5‰. В современных ростках значения  $\delta^{18}$ О изменяются от -16.4 до -15.8‰. В основании торфяника получены две <sup>14</sup>С датировки: 9080  $\pm$  50 лет (ГИН-4974) по древесине и 9130  $\pm$  80 лет (ГИН-4975) по вмещающему ее торфу. Близкое совпадение датировок свидетельствует об их достоверности. При сопоставлении <sup>14</sup>С датировок по торфу и по отдельным фракциям, его составляющим (мху, листьям, хвое, семенам, древесным остаткам), полученных для торфяников Канады, Аляски и севера Западной Сибири зафиксировано незначительное различие между датировками суммарного образца и отдельных фракций, хотя в некоторых случаях датировки по древесине в базальных слоях торфа могут отличаться от суммарного образца на несколько сотен лет [9].

Как видно из приведенных материалов, изотопно-кислородный состав голоценовых повторно-жильных льдов Восточной Чукотки изменяется несущественно, вариации  $\delta^{18}$ О не превышают 2‰, что свидетельствует о незначительной изменчивости климатических зимних условий в позднем голоцене. Рассчитанные по уравнениям взаимосвязи температур воздуха и изотопного состава жил [13] среднемноголетние значения среднеянварских температур менялись не более чем на 3°С. Это находится в хорошем соответствии с другими палеореконструкциями по ПЖЛ криолитозоны России [3, 10, 14].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (проект №14-27-00083).

#### Литература

1. Беликович А.В. Растительный покров северной части Корякского нагорья. Владивосток: Дальнаука, 2000. 280 с.

 Вакин Е.А. Высокотемпературные геотермы Чукотки // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Изд-во "Наука – для Камчатки", 2003. С. 42–51.

3. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Моск. унта. 2000. 616 с.

 Замолодчиков Д.Г., Карелин Д.В., Иващенко А.И., де Гереню В.О. Микрометеорологическая оценка биогенных потоков диоксида углерода в типичных тундрах Восточной Чукотки // Почвоведение. 2005. № 7. С. 859–863.

5. Катенин А.Е., Резванова Г.С. Очерк флоры и растительности района Кукуньских (Лоринских) горячих ключей (Чукотский полуостров) // Ботанический журнал. 1998. Т. 83. № 1. С. 15–27.

6. Киселев Н. К., Князев А. В., Савинецкий А. Б., Хасанов Б. Ф. Уэленский среднеголоценовый торфяник на крайнем северо-востоке Чукотского полуострова // Известия Академии Наук, сер. геогр. 1996. № 3. С. 86–94.

 Поляк Д.Б., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С.480–504.

 Памятники, памятные места истории и культуры Северо-Востока России. Магадан, обл. и Чукотка) / Науч. ред. Н. Н. Диков. Всерос. 6-во охраны Памятников истории и культуры. Магадан, обл. совет; Магадан, обл. управление культуры. Магадан: Кн. изд.-во, 1994. 256 с

9. Holmquist J.R., Finkelstein S.A., Garneau M., Massa C., Yu Z., MacDonald G.M. A comparison of radiocarbon ages derived from bulk peat and selected plant macrofossils in basal peat cores from circum-arctic peatlands // Quaternary Geochronology. 2016. № 31. P. 53–61.

10. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Yu., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // Nature Geoscience. 2015. Vol. 8. P. 122–125.

11. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. 2006. № 66. P. 259–272.

12. Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.-W. Periglacial sediment variations controlled by late Quaternary climate and lake level change at Elgygytgyn Crater, Arctic Siberia // Boreas. 2008. Vol. 37, Iss. 1. P. 55–65.

13. Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources. 1991. Vol. 17. № 6. P. 640–647.

14. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Christiansen H.H., Chizhova Ju.N., Vasil'chuk A.C., Zemskova A.M. Oxygen Stable isotope variation in Late Holocene ice wedges in Yamal Peninsula and Svalbard // Geography, Environment, Sustainability. 2015. № 3 (8). P. 36–54.

15. Wetlands in Russia, Volume 4: Wetlands in Northeastern Russia. Compiled by Andreev A.V. Wetlands International Russia Programme. Moscow. 2004. 198 p.

# КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНО МОЩНЫХ ПОЛИГОНАЛЬНЫХ ТОРФЯНИКОВ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

# Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия; *e-mail: vasilch\_geo@mail.ru* 

Рассмотрена возрастная структура и свойства экстремально мощных торфяников с повторно-жильными льдами на полуострове Ямал. Установлено, что мощные полигональные торфяники начали накапливаться в начале бореального периода и накапливались очень быстро. В результате 4-5 метровые торфяники накопились за 700-1000 лет. Они сформировались либо на поймах и лайдах, либо в озерно-болотных вкладках на более высоких элементах рельефа. Произведена оценка скорости их накопления, проанализировано распределение датировок древесного горизонта, отмечаемого в основании большинства мощных торфяников.

### CRYOSTRUCTURES, AGE AND ACCUMULATION CONDITIONS OF EXTREMELY THICK POLYGONAL PEATBOGS IN CONTINUOUS PERMAFROST OF WEST SIBERIA

# Yu.K.Vasil'chuk, A.C.Vasil'chuk

Lomonosov Moscow State University, Geography and Geology Departments, Moscow, Russia; e-mail: vasilch\_geo@mail.ru

The structure and properties of extremely thick peat bogs with large syngenetic ice wedges in the Yamal Peninsula are considered. It is found that thick polygonal peatlands accumulated in both the floodplains and laida or lacustrine-marsh insets within the higher elements of the relief. The rate of their accumulation can be very high, as a result the 4-5 m peat lens accumulated over 700-1000 the years. Wood horizon often traced at the base of the peatlands. The wood aged by Boreal period of the Holocene. This fact confirms the occurrence of tree advance to the contemporaneous typical tundra area in the Holocene optimum.

Более половины торфяников России расположено в тундровой зоне. Они встречаются и в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, так и в зоне прерывистого и на Арктических островах и южнее. Считается, что к северу от лесной зоны мощность торфяных залежей сокращается вследствие уменьшения прироста растительной массы в условиях холодного климата. В обзоре торфяников Западной Сибири 5-6 метровые торфяники приведены только для районов южнее полярного круга [2]. Однако, на севере Западной Сибири встречаются торфяные массивы значительной мощности. В Ямало-Гыданской геокриологической области авторами описаны торфяники, которые не вписываются в подзональный ряд торфяных залежей – они более мощные (до 5 м), с повторно-жильными льдами высотой 3-4 м. Мощные полигонально-жильные торфяники изучены как на юге, так и на самом севере полуостров Ямал (рис. 1).



Рис. 1. Расположение мощных (мощностью более 4 м) полигональных торфяников в низкотемпературной криолитозоне (со среднегодовыми температурами грунтов ниже -3°С) на севере Западной Сибири: 1 – 2 – практически сплошное с поверхности многолетнемёрзлых распространения пород (северная зона), 1 – низкотемпературных генетически многолетнемёрзлых неоднородных пород сингенетических подстилаемых эпигенетическими (тундровая подзона), 2 – более высокотемпературных многолетнемёрзлых пород \_ преимущественно

эпигенетических (лесотундровая подзона),

3 – массивно-островного и островного с поверхности распространения многолетнемёрзлых пород (северо-таежная подзона); 4 – границы мерзлотных зон и подзон; 5 – расположение мощных полигональных торфяников: Хр – Харасавейского, Се – Сеяхинского, Яп – Яптиксалинского: Юр – Юрибейских, Щу – Щучьинского

Полигонально-жильный торфяник в долине реки Щучья. Разрез мощного (5–5,5 м) полигонального торфяника (рис. 2) в долине р.Щучья на Южном Ямале (67°10' с.ш., 69°5' в.д.) исследован в скважинах и в обнажениях. Торфяник расположен в зоне южных тундр с доминированием карликовой березки, а по долине реки встречаются заросли ольховника и участки лиственничных лесов. В первом обнажении и в скважинах сверху вниз вскрываются (см. рис. 1, а):

0,0–5,8 м – торф темно-коричневый, с глуб. 0,6 м мерзлый (мощность торфа максимальна в центре полигона, к жилам она сокращается до 4,2-4,5 м). На глубине 1,5 м встречены ледяные включения диаметром 10 см, здесь льдистость возрастает до 55–60%, в торфе много древесных остатков, с глубины 4,10 м льдистость возрастает до 70–80%, лед в виде кристаллов, размером 0,2–0,3 см, с глубины 4,6 м льдистость достигает 85–90%. В интервале 4,6–5,2 м линза льда. В интервале 5,2–5,7 м льдистость 10-15%, ниже – 70-80%;

5,8-6,7 м – глина светло-серая, плотная, слегка опесчаненная мерзлая, криотекстура сетчатая (размеры ячеек сетки около 10 см) и косонаклоннослоистая, тонкошлировая, хорошо выражены субвертикальные шлиры, толщиной 0,3-0,4 мм;

6,7–7,9 м – песок светло-серый, заиленный, вероятно относящийся к отложениям низкой поймы или бечевника, криотекстура тонкошлировая, среднеслоистая, шлиры горизонтальные, толщиной 0,5-0,6 см, расстояние между ними от 3-4 см до 9-10 см, льдистость около 25% шлиры располагаются пачками по 3-4 шт.; с глубины 7,0 м расстояние между шлирами возрастает до 15 см;

В обнажении и по скважинам изучены повторно-жильные льды, вертикальной мощностью от 4,3 до 5,5 м. Ширина в верхней части одной из наиболее крупных жил 2,0 м, мощность по вертикали более 5 м. Основным признаком сингенетичности жил являются их большие вертикальные размеры, важным показателем служит и уменьшение мощности

торфа от центра полигонов к краю, подошва торфяника заметно поднимается к жилам; интересно, что встречены фрагменты ледяных жил, сохранившихся под торфяником (они сингенетические и вполне вероятно имеют несколько более древний голоценовый возраст). О сингенетическом характере промерзания торфа говорит и ритмически повторяющиеся текстуры в торфяной толще, изменяющиеся по глубине и распределение льдистости по разрезу, имеющее также повторяющийся характер.



Рис. 2. Полигонально-жильный торфяной массив в долине р. Щучья: а) сравнительно крупные повторно-жильные льды в центральной части разреза; б) относительно небольшие погребенные повторно-жильные льды краевой в части торфяника: 1 – вертикально-полосчатый лед сингенетических повторно-жильных льдов; 2 растительные остатки: торф (а), стволы, ветки и корни берез (б); 3 – супесь (а) и глина (б); 4 – толстошлировая (а) и тонкошлировая (б) сетчатая криогенная текстура; 5 – места отбора образцов: а на радиоуглеродный органики анализ, сегрегационных (б) и повторно-жильных (в) льдов на изотопный анализ; 6 – отбор стебелька мха для AMS-датирования и радиоуглеродная дата. По данным из [4].

Во втором обнажении сверху вниз вскрывается (см. рис. 2, б):

0,0-4,5 м – торф темно-коричневый, коричневый и черный, с глуб. 0,7 м мерзлый, на глубине 0,75 м встречена чешуя рыб, в интрвале 1,0-2,05 м - со стеблями осоки, листиками, шишками лиственницы, со стволами берез, ветками, прикорневыми частями стволов, отдельные стволы берез достигают в диаметре 8–15 см, мерзлый;

4,5–7 м – супесь серая, горизонтально-слоистая (слои от 1 мм до 20 см) местами ожелезненная, слабо оторфованная, мерзлая, криотекстура слоистая.

На глубине 3 м в торфе залегают ледяные жилы шириной около 0,5 м в верхней части, мощностью более 1,5 м. Лед жилы белый, прозрачный, отчетливо видны элементарные жилки. На глубине 6,4–6,5 м в супеси обнаружена небольшая ледяная жила розовато-серого цвета, шириной около 0,5 м в верхней части и мощностью около 0,7 м (предположительно раннеголоценовая).

Полигональный торфяник детально датирован. Возраст торфяника в краевой и центральной частях оказался одинаковым: подошва торфяника и начало накопления древесного горизонта датированы 7,4–7,1 тыс. лет, а кровля 6,1 тыс. лет.

Значения  $\delta^{18}O$  в двух жилах из торфяника варьируют от -19,8 до -18,2%, а в погребенной нижней жилке значение  $\delta^{18}O$  изменяется от -20,3 до -17,5%, т.е. во всех случаях значения  $\delta^{18}O$ , попадают в интервал современных вариаций. В современном жильном ростке значения  $\delta^{18}O$  равны -18,2%. Изменение значений  $\delta D$  в двух верхних жилах составили около 12‰ (от -151 до -139,6%), а в нижней погребенной жилке – от -138,8 до -136,0%, тогда как в современном жильном ростке значение  $\delta D = -135,7\%$ .

Полигонально-жильный торфяник в устье реки Сеяха (Зеленая). Мощный Сеяхинский торфяник расположен неподалеку от пос. Сеяха (70°10'00" с. ш. 72°30'30" в. д) на Восточном Ямале на побережье Обской губы. Голоценовый торфяник "вложен" в 22–24-метровую морскую террасу. Он представлен несколькими линзами,

обнажающимися в верхней части террасы (рис. 3). Мощность линз 3-5 м, по простиранию они достигают ширины 100-200 м.

В обнажении мощного торфяника вскрываются:

0,0-0,1 м. Почвенный слой, супесь с корнями современных растений,

0,1-0,35 м. Песок мелкозернистый серый пылеватый, талый.

0,35–3,1 м. Торф коричневый с корешками и листьями карликовой березки, с глуб. 0,8 м мерзлый, криотекстура массивная. и базальная. На глуб. 2,5 м встречен березовый пень с корнями, здесь криотекстура слоистая, льдистость до 50-60%.

3,1–3,2 м. Мерзлый черный торф с древесиной, криотекстура базальная.

3,2–3,6 м. Торф шоколадный вязкий с древесиной, на глубине 3,6 м. обнаружен залегающий субвертикально ствол березы, криотекстура массивная.

3,6-4,5 м. Торф коричневый осоковый с обилием остатков древесины с пнями и корнями, стволы деревьев с ветвями, криотекстура массивная.



3. Рис. Полигональножильный торфяной массив в устье р.Сеяха (Зеленая): а мощный торфяник; б – в – ПЖЛ парагенезе в с торфяными жилами (псевдоморфозами); г горизонты с обугленной черной органической массой:

1 – вертикально-полосчатый лед сингенетических повторно-жильных льдов; 2 – сахарнобелый лед "каймы"; 3 – растительные остатки: торф (а), стволы, ветки и корни берез (б) и хвоя лиственницы (в); 4 – песок; 5 – супесь; 6 – места отбора образцов: органики на радиоуглеродный анализ (а), сегрегационных (б) и повторно-жильных (в) льдов на изотопный анализ

Наиболее древние радиоуглеродные датировки древесины полученные в основании мощных торфяных линз – 8,7–8,8 тыс. лет. Эти датировки фиксируют стадию деградации лесной растительности в результате образования болот после интенсивного термокарстового протаивания. Формирование торфяной залежи происходило 8,6–7,8 тыс. лет назад, т.е. 4-метровая толща накопилась в течение 700–800 лет. Правда, более 40% торфяника сложено льдом, а толща собственно торфа не превышает 2,5 м; тем не менее, следует признать, что скорость аккумуляции торфа здесь была очень высока.

Сингенетические повторно-жильные льды в голоценовых вкладках залегают в парагенезе с торфяными жилами (см. рис. 3, б). Головы тех и других располагаются на одной глубине (около 0,5–0,7 м). Ледяные жилы достигают мощности 2–2,5 м, а торфяные – 2 м; они сложены мерзлым опесчаненным слабо разложившимся торфом с веточками и сохранившейся корой деревьев, листьями дриады, камнеломки и карликовой березки

Ледяные жилы, развивались сингенетично накоплению грунтовых торфяных жил – на это указывает согласный характер их залегания. Образец торфа в нижней части торфяной жилы датирован 9280 ± 140 лет (Hel-4031), в верхней – 6560 ± 150 лет (Hel-4068). Это свидетельствует о формировании грунтовой жилы в период оптимума голоцена, когда, очевидно, формировалась и грунтово-ледяная жила.

Иногда жилы располагаются над торфяными ледяные жилами (псевдоморфозами?) в толще желтовато-серого горизонтально слоистого песка. Ледяная жила, имеет ширину в верхней части около 0,5 м, и состоит из 55-60 элементарных жилок, а к низу продолжается в виде торфяной жилы мощностью более 1 м. Она развивалась сингенетически – иначе трудно представить, чтобы после перерыва в образовании грунтовой жилы и ее погребения на глубине 3,5-4 м, заложение ледяной жилы так точно наследовало грунтовую. Возраст торфяной жилы 9300±100 лет (ГИН-2472), т.е. торфяные жилы активно формировались в начальную фазу голоценового оптимума, определяемого для Ямала от 9,5 до 4,3 тыс. лет назад [1]. В то время слой сезонного протаивания сильно иссушался, а суровые зимние условия вызывали промерзание накапливавшихся озерных и болотных отложений и рост повторножильных льдов.

Значения  $\delta^{18}$ О в мерзлом торфянике (в шлирах сегрегационного льда из торфа) варьируют от –14,6 до –12,1‰, т.е. они выше, чем в голоценовых ледяных жилах в этом же массиве, где  $\delta^{18}$ О составляет от –20,3 до –19,1‰, а  $\delta$ D от –146,1 до –135,2‰.

На сингенетический характер промерзания торфяной залежи указывает хорошая сохранность древесины и коры, а также плавное снижение концентрации солей снизу вверх (576 мг/л на глубине 3,5 м, 452 мг/л – 7,9 м, 430 мг/л – 2,7 м, 189 мг/л – 2,6 м, 18 мг/л – 0,6 м). Очевидно, причиной образования озерно-болотной котловины (или скорее нескольких небольших котловин) было вытаивание больших масс сильно минерализованного сегрегационного льда, содержащегося в верхней части разреза лагунно-морской террасы. Об этом свидетельствуют близкие значения минерализации текстурообразующего голоценового и позднеплейстоценового льда. Засоление позднеплейстоценового текстурного льда составляет 470-810 мг/л, что несколько превышает значения в голоценовых сегрегационных текстурообразующих льдах в нижней части торфяника. Это объяснимо некоторым участием атмосферных осадков в составе льдов сезонно-талого слоя уже на первой стадии формирования торфяника. В дальнейшем роль атмосферных осадков все возрастала и на заключительной фазе образования льда в верхней части торфяной залежи атмосферные осадки уже полностью доминировали. Торф по мере накопления очередной порции промерзал, последующая порция была уже более пресной, и поэтому в толще в текстурных льдах наблюдается плавное снижение концентрации солей снизу вверх.

Климатические условия периода интенсивного формирования ледяных жил (в том числе и в оптимум голоцена), судя по изотопно-кислородным и дейтериевым характеристикам льда, отличались большей суровостью зимних периодов (среднезимние температуры были ниже современных на 2–4°С), тогда как летние температуры были на 2–3 °С выше современных, о чем свидетельствует интенсивный рост деревьев.

Юрибейские полигонально-жильные торфяники в центральной части Ямала. В высоком обнажении правого берега р.Юрибей, Правый берег р.Юрибей, 6 км северосеверо-восточнее устья р.Педертен-Пензе (68°10'50" с.ш., 66°51'50" в.д.), вскрыт мощный (до 4,5 м) торфяник. Торфяник перекрыт слоем эолового песка мощностью 0,95 м, криотекстура массивная, в интервале 0,95 -1,5 м черный торф содержит большое количетво растительных остатков, веточек и корней кустарников, ниже в интервале 1,5-2,15 м слой темно-коричневого торфа с небольшим количеством растительных остатков, ниже в интервале 2,15-4,5 м слой торфа желтовато-серого низкой степени разложения, в основании встречаются вкрапления угля. Торфяник подстилается темносерой супесью с косолинзовидной криотекструрой.

Ниже по течению на правом берегу р.Юрибей, в 9 км юго-восточнее оз Лаето (69°12' с. ш., 81°23' в. д.), на третьей лагунно морской террасе авторами описан

мощный (более 4 м) полигональный торфяник (рис. 4, а). Торф преимущественно травяно-гипновый низинный, в основании и до глубины 1,85 м осоково-гипновый и травяной низинный. Торф черный, в основном низкой степени разложения, криотекстура массивная, в интервале 2,5-4,5 м остатки стволов и веток березы с сохранившейся белой корой. Но глубине 0,6 м - в торфе залегает мощная ледяная жила. Ширина жилы 1,5 м, высота около 4 м. Лед жилы с четко выраженной вертикальной слоистостью. В верхней части жилы горизонтальный прослой льда шириной до 15 см.

Полигонально-жильный торфяник Яптик Сале, Восточный Ямал. Мощный торфяник изучен авторами в обрыве первой лагунно-морской террасы (69°23'8" с.ш., 72° 31'33" в.д.). высотой 5-6 м (рис. 4, б). Общая мощность торфа более 5 м, торф осоково-гипновый низинный, на глубине 2,7 прослой сфагнового низинного торфа. Торфяник перекрыт 2-метровой толщей засоленного слоистого песка с аллохтонным торфом, датированным 1580 ± 180 лет (ГИН-2638а).



Рис. 4. Полигонально-жильные торфяные массивы на п-ове Ямал: а – в долине р. Юрибей, в 9 км юго-восточнее оз Лаето; Центральный Ямал, б – у пос.Яптик Сале, Восточный Ямал, в – у пос.Харасавэй на западе Ямала: 1–3 – лед: 1 – сингенетической жилы, 2 – каймы (а) и нижней линзы (б), 3 – сегрегационный верхней линзы; 4 – торф; 5 – древесные остатки; 6 – суглинок; 7 – песок; 7 – радиоуглеродная дата

Торф красновато-коричневый и коричневый низкой степени разложения, с большим количеством веточек кустарничков в основании торфяника в интервале 3,7-5,0 м торф практически древесный, со стволами березы с сохранившейся белой корой. Торфяник подстилается маломощным слоем песка серого заиленного (0,3 м), в основании разреза вскрыта линза прозрачного льда видимой мощностью 0,2 м. В торфе встречена узкая (шириной 30 см ледяная жила). Лед жилы матовый, общая высота ледяного клина более 4 м. Торф в разрезе датирован по  $^{14}$ С 8960  $\pm$  140 (МГУ-816), а древесина хорошо сохранившейся белоствольной березы датирована 8700  $\pm$  50 (МГУ-713).

Харасавэйский полигонально-жильный комплекс на западе **Я**мала. На побережье Карского моря в 0.5 км севернее мыса Харасавэй (71°10'50" с.ш. 66°51'50" в. д.) в обнажении первой морской террасы с абсолютной высотой около 8 м авторами встречен мошный (до 4,6 м) торфяник, сложенный черным гипновым и осоково-гипновым низинным торфом, пронизанный повторно-жильными льдами, высотой до 7 м (рис. 4, в). В основании торфяника отмечена древесина без коры в торфе встречаются прослои супеси светло-серой и песка мелкого светло-серого. Ширина жил в верхней части до 1,5 м. Жилы залегают на глубине 0,5-0,7 м. Жилы

имеют слегка коричневатый оттенок, сахаровидную текстуру льда со слабо выраженной вертикальной слоистостью. Торф в основании разреза датирован 9360 ± 120 лет (ГИН-2652).

Дискуссия. Анализ датировок экстремально мощных торфяников показывает, что мощные торфяники начали накапливаться на северных побережьях Ямала и Гыдана около 9,5 тысяч лет назад. Начало активного болотообразовательного процесса на территории Западной Сибири относится к предбореальному времени [1, 3].

Практически все изученные мощные торфяники так или иначе приурочены к долинам рек, это свидетельствует взаимосвязи формирования торфяников с гидрографической сетью. Небольшая глубина вреза, преимущественно боковая эрозия, извилистость, длительные паводки и подпорные явления, многочисленные пойменные озера, характерные для рек Ямала, обусловили формирование мощных торфяников в наиболее благоприятных местонахождениях. Напрямую с аллювиальными, лагунноморскими и морскими отложениями связаны те торфяники, которые начали накапливаться в режиме поймы или лайды. Торфяники близ пос.Харасавэй, торфяник в районе пос. Яптиксале, встречены в толще первой террасы, т.е. эти торфяники, которые накопились в пойменно-лайдовом режиме с поверхности перекрыты 1-1,5 метровым слоем мелкого песка. Перекрывающий слой песка связан с подтоплением, поскольку у торфяников, расположенных на более высоких уровнях верхний песчаный слой не прослеживается.

Другие торфяники (Сеяхинский, Юрибейский), стали накапливаться в понижениях на более высоких уровнях в пределах второй, третьей террас и казанцевской поверхности. Торф залегает без перекрывающего супесчано-песчаного слоя. Их мощность соответствует глубине вкладки во вмещающие более древние отложения, или несколько превышает их. За счет повышенной льдистости торфяник приобретает куполообразную форму, как например, Сеяхинский.

В основании большинства торфяников вплоть до широты Харасавэя и даже севернее до широты долины Тиутейяха [3] отмечены остатки деревьев. Древесные остатки отмечены как в торфяниках, возникших на месте озер и болот как на высоких террасах Сеяхинский, Юрибейский и др.), так и на первой террасе (Яптиксалинский, Щучьинский, Харасавэйский и др.). "Древесный" горизонт в Сеяхинском торфянике не вызывает сомнений в своей автохтонности. Он располагается более чем на 20 м выше уреза Обской губы и представлен разнообразными формами остатков - от корней и стволов с ветками до коры, обнаружены также хвоинки лиственницы. По-видимому, это было редколесье, а в защищённых от ветра долинах рек и в озерных котловинах перелески с высоким бонитетом. Древесная растительность появилась здесь несколько ранее 9 тыс. лет, о чем свидетельствует находка древесины в средней части террасы высотой около 13 м, датированная 9280 ± 70 лет (ЛУ-1152). Возраст остатков белоствольной березы 8,2-7,5 тыс. лет в Сеяхинском торфянике, 7,9-7,5 тыс. лет в торфянике Яптиксале, 6,4-5,7 тыс. лет в Щучьинском торфянике. Небольшие березовые рощи по термокарстовым понижениям очевидно были обычным компонентом ландшафта в период голоценового оптимума.

#### Выводы

1. В тундровой зоне п-ова Ямал встречены полигональные торфяники мощностью более 4 м.

2. Мощные полигональные торфяники формируются либо на поймах и лайдах, либо в озерно-болотных вкладках на более высоких элементах рельефа.

3. Мощные полигональные торфяники могут накапливаться с высокой скоростью достигающей 4 м за 700-1000 лет.

4. В базальных слоях мощных торфяников тундры часто встречается древесный горизонт, указывая на дальнее проникновение деревьев в зону современной тундры в оптимум голоцена.

#### Литература

 Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды; гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2006. 404 с.

2. Kremenetski K.V., Velichko A.A., Borisova O.K., MacDonald G.M., Smith L.C., Frey K.E., Orlova L.A. Peatlands of the Western Siberian lowlands: current knowledge on zonation, carbon content and Late Quaternary history // Quaternary Science Reviews. 2003. Vol. 22. P. 703–723

3. Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. <sup>14</sup>C dating of peat and  $\delta^{18}O$ – $\delta D$  in ground ice from Northwest Siberia // Radiocarbon. 2001. Vol. 43. N2B. P. 527–540.

4. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Vasil'chuk A.C. AMS-dating of Late Pleistocene and Holocene syngenetic ice-wedges // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2000. Vol.172. P. 637–641.

# ПАЛЕОГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ

# Ю.К. Васильчук, В.М. Макеев, А.А.Маслаков, Н.А.Буданцева, А.К. Васильчук, Ю.Н.Чижова

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Россия Государственная полярная академия, Россия *E-mail: vasilch geo@mail.ru* 

Палеогеокриологические позднеплейстоценовые и голоценовые реконструкции острова Котельный основаны на изотопно-кислородном анализе сингенетических повторно-жильных льдов. Показано, что значения  $\delta^{18}O$  позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов изменяются существенно, вариации  $\delta^{18}O$  превышают 8‰ (от –30‰ до –22.9‰), а в голоценовых – не более 1.5‰ (от –23.1‰ до –21.6‰). Значения среднеянварских температур менялись более чем на 10-12°С. Среднегодовая температура мерзлых грунтов в позднем плейстоцене составляла около –19, –20 °С, а в голоцене около –13, –15°С, при современной около –14°С.

# PALAEOGEOCRYOLOGICAL CONDITIONS OF THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE ICE WEDGE FORMATION OF THE KOTELNY ISLAND

# Yu.K.Vasil'chuk, V.M.Makeev, A.A.Maslakov, N.A.Budantseva, A.C.Vasil'chuk, Ju.N.Chizhova

Lomonosov Moscow State University, Geography and Geology Departments, Moscow, Russia; e-mail: vasilch\_geo@mail.ru

Palaeogeocryological reconstruction for the Late Pleistocene and Holocene of the Kotelny Island is here based on  $\delta^{18}$ O analysis of syngenetic ice wedges. It is shown that the values of  $\delta^{18}$ O Later Pleistocene ice wedges vary greatly, variations of  $\delta^{18}$ O exceed 8% (from -30% to -22.9%), and in the Holocene – no more than 1.5 % (from -21.6 to -23.1%). The values of the mean January surface air temperatures varies by more than  $10-12^{\circ}$ C. The mean annual temperature of permafrost in the Late Pleistocene was around -19,  $-20^{\circ}$ C, and in the Holocene about -13,  $-15^{\circ}$ C, at about modern  $-14^{\circ}$ C.

Цель нашей работы – исследовать изотопно-кислородный состав позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный и показать, что климатические зимние условия в позднем плейстоцене существенно отличались от голоценовых.

с.ш., 136-145° Котельный (74-76° в.д.) – самый большой остров архипелаге Новосибирских островов, в группе островов Анжу. Его площадь - 23200  $\mathbf{K}\mathbf{M}^2$ . Бунге соединяет запалную часть острова Земля Котельный с полуостровом Фаддеевским в единый массив суши. С запада остров омывается морем Лаптевых, с севера, востока и юга – Восточно-Сибирским морем.

Самая крупная река на острове – Балыктах. Климат на острове арктический. Снег лежит 9-10 месяцев в году. Среднегодовая температура воздуха составляет -14.3°С, средняя температура июля составляет +2.9 °С, но ночью температура опускается до -6 °C. Самый холодный месяц-февраль (среднемесячная температура -29.7°С). Температура ниже -30 градусов может наблюдаться с октября по апрель. На острове преобладают арктические тундры с редкой травянисто-кустарниковой растительностью среди каменных россыпей и полигональных грунтов. Растительный покров представлен зелеными мхами, Alopecurus alpinus Smith., едомы реже Eriophorum angustifolium Roth., на склонах едомы встречаются Cerastium beeringiananum Cham. et Schlecht, Oxygraphis glacilis (Fisch.) Bgl., Ranunculus sulphureus Soland., R.nivalis L., Papaver radicatum Rottb., Saxifraga nivalis L., S. caespitosa L., S. oppositifolia L., Potentilla uniflora Ldb, Nardosmia frigida (L.) Hook. [2].

Позднеплейстоценовые ПЖЛ. В синкриогенной позднеплейстоценовой толще, в долине р. Балыктах (рис. 1), датируемой по <sup>14</sup>С в интервале 24.3–8.9 тыс. лет [3] (даты получены по автохтонному торфу), В.М.Макеевым проведено изучение распределения  $\delta^{18}$ О во льду (табл. 1).



Рис. 1. Местоположение исследованных разрезов на о.Котельном

В жиле М-3, располагающейся ближе к основанию толщи,  $\delta^{18}$ О изменяется от – 30.0 до –27.4‰ (среднее из пяти определений –28.5‰), в припаянных к ней шлирах – от –27.4 до –24.6‰ (среднее по трем определениям –25.5‰). В то же время в жилах, располагающихся стратиграфически несколько выше (ближе к кровле), значения  $\delta^{18}$ О изменялись в одной от –26.2 до –22.9‰ (среднее из одиннадцати определений –23.5‰), а в другой от –27.1 до –24.9‰ (среднее по четырем измерениям –25.9‰).

Под жилой М-3 получена датировка 24230 ± 220 лет (ЛУ-1809), а над ней датировка 10 тыс. лет (ЛУ-1773). Эти данные существенно дополняют характеристику условий формирования ледяных жил в заключительную фазу позднеплейстоценового криохрона, а более заметные колебания значений  $\delta^{18}$ О отмечены в вышележащих жилах, формировавшихся, по-видимому, 16–12.7 тыс. лет назад.

Некоторые изотопные характеристики были получены ранее в результате кратковременных исследований, выполненных на южном побережье о.Котельный. На южном берегу о. Котельный, на высоте 2.5–3.5 м над уровнем моря, повторно-жильные льды встречены А.Ю.Деревягиным и др. [4] в толще льдистых гравелистых песков. Ширина детально опробованной жилы около 1 м, видимая мощность 1.5 м. Голова

жилы оплавлена и имеет округлую форму. Ширина элементарных ледяных жилок около 5 мм, ширина минеральных прослоев составляет 7–10 мм.



Рис. 2. Едомная толща на южном побережье о. Котельный. Фото В.Макеева (а) и М.Авдеева (б)

Таблица 1. Вариации б<sup>18</sup>О (‰ к SMOW) в позднеплейстоценовых повторно-жильных (ПЖЛ) и текстурных (Текст.) шлировых льдах, расположенных в долине р.Балыктах и на п-ове Сопочная Карга, берег пролива Санникова, о. Котельный

		D				Выс., м от		
Полевой		выс., м от уреза (расст.		Полевой		уреза (расст. от		
номер	Вид	от прав. края	$\delta^{18}O$ ,	номер	Вид	прав. края	$\delta^{18}O$ ,	
образца	льда	жилы)	‰	образца	льда	жилы)	‰	
Долина р.Балыктах								
M-2/1	ПЖЛ	6.5 (0.3)	-22.9	M-4/1	Текст.	6.0	-25.6	
M-2/2	ПЖЛ	6.5 (0.7)	-23.3	M-4/2	Текст.	6.5	-24.2	
M-2/3	ПЖЛ	6.5 (1.1)	-23.9	M-4/3	Текст.	6.8	-26.4	
M-2/4	ПЖЛ	6.5 (1.5)	-26.3	M-3/1	ПЖЛ	3.8 (0.2)	-29.7	
M-2/5	ПЖЛ	6.5 (1.8)	-24.8	M-3/2	ПЖЛ	3.8 (0.6)	-30.0	
M-2/6	ПЖЛ	6.5 (2.1)	-24.8	M-3/4	ПЖЛ	3.8 (1.0)	-28.2	
M-2/7	ПЖЛ	6.5 (2.5)	-25.1	M-3/5	ПЖЛ	3.8 (1.5)	-27.4	
M-2/8	ПЖЛ	6.5 (2.8)	-24.5	M-3/6	ПЖЛ	3.8 (1.9)	-27.4	
M-2/9	ПЖЛ	6.5 (3.1)	-24.9	M-3/7(1)	Текст.	2.0	-27.4	
M-2/10	ПЖЛ	6.5 (4.0)	-26.2	M-3/8(2)	Текст.	2.5	-24.6	
M-2/11	ПЖЛ	6.5 (4.5)	-24.0	M-3/9(3)	Текст.	3.3	-24.6	
M-2/12	Текст.	5.0	-26.7	M-4/1	ПЖЛ	6.8 (0.2)	-26.1	
M-2/13	Текст.	5.5	-27.7	M-4/2	ПЖЛ	6.8 (0.5)	-25.7	
M-2/14	Текст.	6.4	-28.6	M-4/3	ПЖЛ	6.8 (0.8)	-24.9	
M-2/15	Текст.	7.3	-29.9	M-4/4	ПЖЛ	6.8 (1.2)	-27.1	
П-ов Сопочная Карга, берег пролива Санникова								

		Абс. выс. от				Абс. выс.	
-	-	ур. моря	-	-	-	от ур. моря	-
M-1/1	ПЖЛ	+5(0.1)	-30.1	M-1/5	ПЖЛ	+5 (1.3)	-30.6
M-1/2	ПЖЛ	+5 (0.4)	-30.5	M-1/8	ПЖЛ	+5 (1.9)	-30.5
M-1/3	ПЖЛ	+5 (0.7)	-30.3	M-1/8	ПЖЛ	+5 (2.0)	-30.2
M-1/4	ПЖЛ	+5 (1.0)	-29.9	M-1/9	ПЖЛ	+5 (2.3)	-30.4

Лед характеризуется включением крупных (диаметром 1–2 мм) пузырьков воздуха. Минеральные прожилки включают мелкий плохо окатанный гравий. О возрасте жил здесь можно судить по 2 радиоуглеродным датам из органики – растительных остатков и мха в отложениях ледового комплекса: 45 960 + 2460/–1880 лет (КІА-25741) и 52 790 + 4110/–2710 лет (КІА-25743). Изотопные вариации в ледяных жилах южного берега о.Котельный не очень велики: значения  $\delta^{18}$ О варьируют от –31 до –26.2‰ (среднее значение по данным 6 образцов равно –29.5‰), значения  $\delta D$  – 07 –240 до –208.4‰ (среднее значение равно –229.9‰), значения  $d_{exc}$  – от –1.5 до –8‰ (средние значение равно 5.9‰) [4].

В 2012 году в рамках экспедиции Русского географического общества сотрудниками географического факультета МГУ Н.Беловой, Д.Фроловым, А.Кизяковым и Н.Константиновой [7] также на южном побережье острова Котельный были изучены и опробованы два обнажения (К-1 и К-2) больших сингенетических ледяных жил. В обнажении К-1 едомная толща с ледяными жилами видимой мощностью 5 м вскрыта с высоты 14.5 м над уровнем моря. В интервале 11.2-14.7 м над уровнем моря, были отобраны 33 образца. В них значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -29, -24 ‰ в нижних 2,5 м опробованной части льда до -25, -20‰ в его верхней части [7]. В обнажении К-2 едомная толща с ледяными видимой мощностью 8 м вскрыта с высоты 18.5 м над уровнем моря. В точке К-2 были отобраны 32 образца. Среднее значение  $\delta^{18}$ О составляет -30.7‰ (от -32.2 до -28.4‰). Осредненные значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -31 ‰ в нижней части клиньев до -29.5‰ в верхней части [7].

Голоценовые ПЖЛ. В северо-западной части о. Котельный летом 2015 г. А.Маслаковым и Б.Петровым был исследован повторно-жильный лед голоценового возраста (рис. 3).

Многолетнемёрзлые отложения, вмещающие жилу, представлены суглинком серым, реже светло-коричневым, иногда с большим содержанием дресвы и щебня. Криотекстура массивная, реже косая линзовидная. В суглинках встречаются линзы и гнёзда торфа чёрного и тёмно-бурого, льдистого с включениями корней. В самой верхней части горизонта суглинка вскрыт слой торфа мощностью 5-10 см. Кровля жилы залегает на глубине 0.37 м от поверхности. Пробы жильного льда более детально отобраны через 0,2 м по горизонтали на глубине 0.57 м.

Выполненные изотопно-кислородные определения позволяют с высокой степенью точности определить среднезимние (t<sub>ср.зим.</sub>) и среднеянварские (t<sub>я.</sub>) температуры времени формирования повторно-жильных льдов на о.Котельном, с использованием известных уравнений взаимосвязи зимних температур воздуха и изотопного состава жил [1, 13]:

 $t^{o}_{cpc,He340MH88} = \delta^{18}O_{жилок} (\pm 2^{o}C)$  и  $t^{o}_{,_{HBB2PCK88}} = 1,5\delta^{18}O_{жилок} (\pm 3^{o}C).$ 

Эти уравнения, выведенные для современных жильных ростков всего севера криолитозоны России хорошо аппроксимируют и данные по жильным росткам Арктических островов (табл. 3).


Рис. 3. Детально отобранная голоценовая ледяная жила на северо-западном побережье о. Котельный: а – общий вид; б – фрагмент вертикальнослоистого льда жилы. Фото А Маслакова

Значения  $\delta^{18}$ О в позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдах, формировавшихся на о.Котельном изменяются существенно, вариации  $\delta^{18}$ О превышают 8‰ (от –30‰ до –22.9‰), а в голоценовых незначительно – не более 1.5‰ (от –23.1‰ до –21,6‰). Значения среднеянварских температур в позднем плейстоцене менялись более чем на 10-12°C. Среднегодовая температура мерзлых грунтов в позднем плейстоцене составляла около –16, –19°C, а в голоцене около –13, –14°C, при современной около –14°C.

Полевой		Расст. от	_	Полевой		Расст. от	
номер	Вид	левого края		номер	Вид	левого края	$\delta^{18}O$ ,
образца	льда	жилы, м	$\delta^{18}O$ , ‰	образца	льда	жилы, м	‰
15-м-02	ПЖЛ	0.3	-22.64	15-м-11	ПЖЛ	2.1	-22.69
15-м-03	ПЖЛ	0.5	-21.64	15-м-12	ПЖЛ	2.3	-23.14
15-м-04	ПЖЛ	0.7	-22.12	15-м-13	ПЖЛ	2.5	-21.81
15-м-05	ПЖЛ	0.9	-22.80	15-м-14	ПЖЛ	2.7	-22.64
15-м-06	ПЖЛ	1.1	-22.76	15-м-15	ПЖЛ	2.9	-22.64
15-м-07	ПЖЛ	1.3	-22.98	15-м-16	ПЖЛ	3.1	-22.71
15-м-08	ПЖЛ	1.5	-22.25	15-м-17	ПЖЛ	3.3	-22.18
15-м-09	ПЖЛ	1.7	-21.95	15-м-18	ПЖЛ	3.5	-22.35
				15-м-19,			
				гл.0.77 м	ПЖЛ	1.7	-22.30
1				15-м-20,			
15-м-10	ПЖЛ	1.9	-22.85	гл. 1.07 м	ПЖЛ	1.7	-23.07

**Таблица 2.** Вариации  $\delta^{18}$ O (‰ к SMOW) в голоценовых повторно-жильных льдах (с глубины 0,57 м), расположенных в северо-западной части о. Котельный

Сравнивая с вариациями  $\delta^{18}$ О в позднеплейстоценовых и голоценовых сингенетических повторно-жильных льдов на других островах Восточной Арктики России (табл. 4), можно видеть, что в голоцене палеотемпературные и палеогеокриологические показатели практически идентичны, а в позднем плейстоцене отмечаются существенные, пока еще не полностью объяснимые, но достаточно

любопытные различия, например сравнивая изотопные данные для разных периодов позднего плейстоцена о.Котельный и о.Айон, можно видеть, что 35–25 тыс. лет назад они достаточно близки, а вот 22–14 тыс. лет назад в жилах о.Котельный фиксируются заметно более высокие значения  $\delta^{18}$ O, что свидетельствует о возможно менее суровом климате зимой 22–12 тыс. лет назад, что уже было ранее замечено в целом ряде криолитологических опорных разрезов Сибири [1].

**Таблица 3.** Значения  $\delta^{18}$ О в ростках современных сингенетических повторно-жильных льдов на островах Восточной Арктики России (по Ю.К.Васильчуку [1] с дополнениями), сумма зимних температур воздуха ( $\Sigma t_{smk}^{\circ}$ ) (градусо х суток), значения  $\delta^{18}$ О в ростках повторножильных льдов (‰ к SMOW), среднезимние ( $t_{cp.smk}^{\circ}$ C) и среднеянварские ( $t_{s}^{\circ}$ C) температуры воздуха, и среднегодовые температуры грунта ( $t_{cp.}^{\circ}$ C) без снежного и растительного покровов

Местоположение и координаты [источник]	$\delta^{18}$ O, ‰	$\Sigma t_{3.}$	t <sub>cp.3.</sub>	t <sub>s</sub>	t <sub>rp.c.</sub>
О. Генриэтты (77°06' с.ш., 156°30' в.д.)	-15.3	-5330	-17	-27	-12
О. Жохова (76°09' с.ш., 152°43' в.д.) [5]	-20.0	-5363	-18	-29	-13
О. Котельный (75°27′ с.ш., 140°50′ в.д.)	-18.1	-5408	-19	-29	-14
Земля Бунге (75°24' с.ш., 141°16' в.д.) [4]	-17.6	-5989	-21	-28	-14
О.Мал. Ляховский (74°07' с.ш., 140°40' в.д.)	-18,0	-5408	-20	-31	-14
О.Бол. Ляховский - юг (74°07' с.ш., 140°40' в.д.) [4]	-20.4	-5400	-20	-31	-14
О. Новая Сибирь (75°03' с.ш., 148°28' в.д.)	-18.0	-5500	-20	-30	-14
О. Четырехстолбовый (70°47' с.ш., 161°36' в.д.)	-20.0	-5143	-19	-30	-13
О. Айон (69°47′ с.ш., 168°39′ в.д.)	-21.0	-5047	-20	-29	-12

**Таблица 4.** Значения  $\delta^{18}$ О в позднеплейстоценовых и голоценовых сингенетических повторно-жильных льдах на островах Восточной Арктики России (по Ю.К.Васильчуку [1] с дополнениями)

Наименование	Палеореконструкции			Современные значения						
опорного разреза	δ <sup>18</sup> O <sub>ж</sub> ,	$\Sigma t_{3}^{O}$	t <sup>0</sup>	t <sup>o</sup> s	t <sub>палео.</sub>	$\delta^{18}O_{\mathbf{w}},$	$\Sigma t_{3}^{O}$	t <sup>o</sup> <sub>c3</sub>	t <sup>o</sup> s	t <sub>совр.гр</sub>
	‰				гр	‰				
		35	– 25 n	пыс. л	ет наза	9				
о.Котельный	-29	-7750	-29	-43	-19	-18	-5408	-19	-29	-14
о. Жохова	-28.5	-7150	-28	-43	-19	-20	-5363	-18	-29	-13
О.Бол. Ляховский	-31.5	-7870	-32	-48	-20	-20	-5400	-20	-31	-14
о.Айон	-31	-7750	-31	-46	-19	-21	-5047	-20	-29	-12
22 — 12 тыс. лет назад										
о.Котельный	-25	-6250	-25	-37	-16	-18	-5408	-19	-29	-14
о.Айон	-29,5	-7400	-30	-44	-18	-21	-5047	-20	-29	-12
9 – 2 тыс. лет назад										
О.Котельный	-22.5	-5600	-22	-34	-13	-18	-5408	-19	-29	-14
О.Бол. Ляховский	-24.5	-6100	-24	-36	-15	-20	-5400	-20	-31	-14
О.Мал. Ляховский	-21	-5500	-21	-32	-13	-18	-5408	-20	-31	-14
о. Жохова	-21	-5300	-21	-32	-11	-20	-5363	-18	-29	-13
о.Айон	-22	-5400	-22	-33	-12	-21	-5047	-20	-29	-12

В 1999 г, группа немецких и российских исследователей изучила изотопный состав повторно-жильных льдов на южном побережье острова Большой Ляховский [12, 14, 15], ранее изученных Н.Н.Романовским [6].

<sup>14</sup>С даты, полученные М.Фукудой с соавторами [8], показывают, что ледовый комплекс на острове Бол. Ляховский сформировался в интервале между > 42.2 тысяч лет и 28.7 ± 0.4 тыс. лет назад и был перекрыт голоценовыми отложениями 7.4 ± 0.8 тыс. лет назад. Погребенный торфяник на южном берегу о-ва Бол.Ляховский, в районе устья

р.Зимовье на глубине 39 м, в толще самой нижней генерации ледяных жил датирован уран-ториевым методом 200.9 ± 3.4 тыс. лет [11], а нижняя генерация жил на южном побережье о. Бол. Ляховский позднее датирована по <sup>36</sup>Cl – 390-420 тыс. лет [9, 15].

По данным AMS <sup>14</sup>C датирования ледовый комплекс на о. Бол. Ляховский начал формироваться около 50 тыс. лет назад, на что указывают датировки (54,1 ± 3.1 тыс. лет назад, 52.9 ± 4.6 тыс. лет назад, 51.2 ± 4.7 тыс. лет назад, 50.3 ± 2.6 тыс. лет назад). В ледяной жиле из отложений ледового комплекса был датирован маленький листик ивы (*Salix*) 35.0 ± 2.1 тыс. лет назад на высоте 15.8 м над уровнем моря. Также были датированы копролиты леммингов, обнаруженные в ледяной жиле на высоте 8.2 м над уровнем моря,  $39.7 \pm 1.3$  тыс. лет назад, и на высоте 9 м. над уровнем моря,  $39.7 \pm 1.3$  тыс. лет назад. Согласно этим датам возраст ледового комплекса определен [10] в интервале времени между 55-28.7 тыс. лет.

Для ледяных жил на о. Бол. Ляховский, близ Зимовья характерны следующие вариации  $\delta^{18}$ O: а) ледяные жилы самого древнего горизонта имеют средний изотопный состав около –32‰ для  $\delta^{18}$ O; б) для ледяных жил несколько выше залегающего горизонта экстремальные значения  $\delta^{18}$ O составляют –37.3‰ (в среднем –35.5‰); в) в типично едомной толще жилы охарактеризованы средними значениям  $\delta^{18}$ O от –32.5‰ до –28.5‰; г) в ледяных жилах из аласов диапазон значений  $\delta^{18}$ O от –26.5‰ до –21‰ (в среднем  $\delta^{18}$ O = –24.5‰); д) во льду современных ростков ледяных жил на пойме р.Зимовье значения  $\delta^{18}$ O варьируют от –19.2 до –22.4‰, и составляют в среднем – 20.4‰ [10].

Исследования, выполненные Е.Павловой, В. Питулько и др. на о. Жохова [5], показали, что значения  $\delta^{18}O$  в повторно-жильных льдах, залегающих в едомной толще, варьируют от -28.65% до -27.85% (в среднем -28.5%), а в голоценовых ПЖЛ от -22.02% до -19.97% [5].

#### Выводы:

1. Изотопно-кислородный состав позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный изменяется существенно и заметно отличается от значений  $\delta^{18}$ О в современных жильных ростках, вариации  $\delta^{18}$ О превышают 8‰, что свидетельствует о значительной изменчивости климатических зимних условий в позднем плейстоцене. Рассчитанные по уравнениям взаимосвязи температур воздуха и изотопного состава жил среднемноголетние значения среднеянварских температур менялись более чем на 10°C.

2. Изотопно-кислородный состав голоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный изменяется несущественно, вариации  $\delta^{18}$ О не превышают 2‰, что свидетельствует о незначительной изменчивости климатических зимних условий в позднем голоцене. Рассчитанные по уравнениям взаимосвязи температур воздуха и изотопного состава жил среднемноголетние значения среднеянварских температур менялись не более чем на 3°С.

Авторы благодарят студента кафедры криолитологии и гляциологии МГУ Б.Петрова за помощь в отборе образцов на голоценовом разрезе острова Котельный, а также проф. Р.Вайкмяэ за изотопные определения плейстоценовых жил. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 14-05-00795, 14-05-00842, 14-05-00930 и 16-05-00977).

#### Литература

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Изд. ОТП РАН. Геол. ф-т. МГУ, ПНИИИС. 1992. В 2-х томах. Т.1. – 420 с. Т.2–264 с.
Ложкин А.В. Радиоутлеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР // Доклады АН СССР. 1977. Том 235. № 2. С. 435–437. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ. 2000. 616 с.

3. Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф., Космодамианский А.В., Пономарева Д.П., Тертычная Т.В. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена острова Котельного // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периола, 1989. № 58. С. 58-69.

4. Деревягин А.Ю., Куницкий В.В., Мейер Х. Песчаные ледяные жилы на крайнем севере Якутии // Криосфера Земли. 2007. Том XI. № 1. С. 62-71.

5. Павлова Е.Ю., Иванова В.В., Мейер Х., Питулько В.В. Изотопный состав ископаемых льдов как индикатор палеоклиматических изменений на севере Новосибирских островов и западе Яно-Индигирской низменности //

Фундамент. пробл. квартера, итоги изуч. и основ. направления дальнейших исследований: Мат-лы IX Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Иркутск: Изд-во Ин-та геогр. им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2015. C. 349-351.

6. Романовский Н.Н. Палеогеографические условия образования четвертичных отложений острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Вопросы физической географии полярных стран, вып. 1. 1958. C. 80-88.

7. Belova N.G., Frolov D.M., Kizyakov A.I., Konstantinova N.G. Ice Complex on the Southern Coast of Kotelny Island, New Siberian Islands: New data on Isotopic Composition // International conference "Permafrost in XXI Century: basic and applied researches". Pushchino, Moscow region, Russia. Program and Conference materials. 2015. P. 123-125.

8. Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K. et al. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // Reports of Institute of Low Temperature Science, Sapporo: Hokkaido University, 1997. P. 17-28.

9. Gilichinsky D.A., Nolte E., Basilyan A.E., Beer J., Blinov A.V., Lazarev V.E., Kholodov A.L., Meyer H., Nikolskiy P.A., Schirrmeister L., Tumskoy V.E. Dating of syngenetic ice wedges in permafrost with <sup>36</sup>Cl // Quaternary Science Reviews. 2007. Vol. 26. Iss. 11-12. P. 1547-1556

10. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Schirrmieister L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia - hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. Vol. 13. P. 91–105. 11. Schirrmeister L., Oezen D., Geyh M.A. <sup>230</sup>Th/U Dating of Frozen Peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island

(Northern Siberia) // Quaternary Research. 2002a. Vol. 57. Iss. 2. P. 253-258.

12. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002b. Vol. 89. Iss. 1. P. 97-118.

13. Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources. 1991. Vol. 17. № 6. P. 640-647.

14. Wetterich S., Tumskoy V., Rudaya N., Andreev A.A., Opel T., Meyer H., Schirrmeister L., Hüls M. Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 84. P. 39-55.

15. Wetterich S., Tumskoy V., Rudaya N., Kuznetsov V., Maksimov F., Opel T., Meyer H., Andreev A.A., Schirrmeister L. Ice Complex permafrost of MIS5 age in the Dmitry Laptev Strait coastal region (East Siberian Arctic) // Quaternary Science Reviews. 2016. Vol.140. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.11.016

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ И ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ

## Э.И.Галеева<sup>1</sup>, А.Н. Курчатова<sup>1,2</sup>, В.В.Рогов<sup>2,3</sup>, Е.А.Слагода<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень, Россия; holikaholika55@mail.ru

# <sup>2</sup> Институт криосферы Земли СО РАН, г. Тюмень, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. Ломоносова, г. Москва, Россия

В статье представлены результаты исследований строения подземных льдов из различных районов Западной и Восточной Сибири. Выполнен текстурно-структурный анализ монолитов полигонально-жильных и пластовых льдов для определения индикаторов их генезиса и метаморфизма.

## STRUCTURE OF WEDGE ICE AND MASSIVE ICE: A COMPARATIVE STUDY

E. I. Galeeva<sup>1</sup>, A.N. Kurchatova<sup>1,2</sup>, V.V. Rogov<sup>2,3</sup>, E.A. Slagoda<sup>1,2</sup>.

<sup>1</sup> Tyumen State Oil and Gas University, Tyumen Russia; *holikaholika55@mail.ru* <sup>2</sup> Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen Russia; <sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow Russia.

The article presents the results of studies of the structure of ground ice from various parts of Western and Eastern Siberia. Textural and structural analysis of the tabular ground ice and polygonal-wedge ice were made to identify indicators of their origin and metamorphism.

Введение. Кристаллическая структура льдов является важнейшим признаком генезиса льда и механизма его формирования. Полигонально-жильный лед образуется в результате морозобойного растрескивания массивов грунта и последующего замерзания в трещинах талых снеговых вод. В результате многократного растрескивания мерзлых пород образуются полигональные решетки клиновидных ледяных жил [3].

Пластовые льды – это ледяные тела в форме пластов толщиной свыше 0,3- 0,5 м [4]. Существуют различные гипотезы их образования: 1) погребение и захоронение ледникового льда и других типов поверхностных льдов; 2) внутригрунтовое происхождение подземных льдов, в зависимости от механизма образования выделяют: а) сегрегационные; б) инъекционные; в) инъекционно-сегрегационные пластовые залежи [3].

В строении пластовых льдов выделяют различные фации, под которыми понимают составную часть массива, отличающуюся по литологическим и/или структурным характеристикам [2], – 1) слоистая (слои подчеркнуты грунтовыми прослоями и распределением мелких пузырьков газа); стекловидная (чистый лед, частицы грунта и включения газа практически отсутствуют); пузырчатая (наблюдаются скопления крупных спиралеобразных пузырьков) [3, 4].

При изучении сложных залежей пластового льда в отдельных случаях, как, например, на м. Марресале (Западный Ямал), возникает проблема идентификации полигонально-жильного и пластового льда (слоистой фации вертикальных штоков). Поэтому целью данного исследования является получение комплекса количественных и качественных параметров кристаллической структуры подземных льдов для уточнения их генезиса и метаморфизма. Выполнен сравнительный структурнотекстурный анализ строения образцов подземного льда из различных районов п-ова Ямал (Западная Сибирь) – среднее течение р. Юрибей; м. Марресале; Воронка газового выброса (в 30 км к югу от НГКМ Бованенково) и Чарской котловины (р. Чара, Забайкальский край, Восточная Сибирь).

Методика исследований. Для фотографирования тонких срезов льда – шлифов и просмотра кристаллического строения применяют поляроиды различной конструкции, работа которых основана на оптическом свойстве льда (двойное лучепреломление). Шлиф фотографируют и описывают особенности структурного рисунка льда: размер, форму, ориентировку кристаллов, извилистость их граней, наличие или отсутствие оптических эффектов, присутствие примесей – газовых и грунтовых, а также особенности их расположения во льду [2].

В исследовании образцов подземного льда использовался метод просмотра и фотографирования шлифов в поляроиде с последующей обработкой фотоизображений в программном обеспечении KRISTALL. Были рассчитаны следующие основные параметры: средняя площадь кристаллов (S, см<sup>2</sup>), длина границ среднего кристалла (L, см); диаметр круга с площадью, равной площади среднего кристалла (D, см); коэффициент формы (K<sub>F</sub>) – отношение длины границ среднего кристалла к длине границ правильного шестиугольника равной площади; коэффициент извилистости (K<sub>L</sub>) – отношение длины кристаллов льда на 1 см<sup>2</sup> площади, средний угол направленности кристаллов (α) – отклонение максимальной диагонали к коэффициент вытянутости (K<sub>N</sub>) – это отношение средней максимальной диагонали к среднему поперечнику кристалла [2].

**Результаты исследований.** І. Характеристика текстурных особенностей строения подземных льдов.

1. Слоистая фация пластового льда. Для образцов Воронки газового выброса (рис.1) характерно слоистое строение за счет чередования полос чистого прозрачного льда (толщина  $\approx 0,5-2,5$  см) и минеральных (толщина  $\approx 0,2-1$  см), представленных крупными песчаными частицами и глинистыми взвесями, во льду наблюдаются включения мелких пузырьков газа (d  $\approx 0,01$  см), расположенные хаотично, либо параллельно включениям.

Образцы пластового льда м. Марресале, отобранные из вертикального штока и горизонтальной залежи, характеризуются переслаиваним минеральных песчаноглинистых слоев (тощина  $\approx 0,1$  см) и прозрачного льда (толщина  $\approx 1$  см). Мелкие пузырьки газа (d  $\approx 0,05$  см) образуют скопления в виде сетки (рис. 2), либо располагаются паралельно минеральным прослоям (рис. 3).

2. Полигонально-жильный лед. Образцы полигонально-жильного льда надпойменной террасы р. Юрибей (рис. 5) представлены прозрачным слоистым льдом с субвертикальными, перекрещивающимися элементарными жилками. В элементарных жилках, сложенных мелкими кристаллами, четко выделяется осевой шов.

Образцы м. Марреесале (рис. 4) характеризуются вертикальной ориентировкой пузырьков четкая, размер (d ≈0,2 см). Видны наклонные линейные с мелкими ступеньками зоны непрозрачного льда, соответствующие трещинам. Взвеси органики уплотнены, обжаты только со стороны трещины.

Полигонально-жильный лед Чарской котловины (рис. 6) характеризуется ясно выраженной вертикальной слоистостью, подчеркнутой распределением в чистом прозрачном льду большого количества крупных пузырьков газа (d  $\approx$ 0,1 см) вытянутой формы.

II. Характеристика структурных особенностей образцов льда

1. Слоистая фация пластового льда. Во льду образцов Воронки газового выброса наблюдается четкое деление на зоны  $\approx$ 1,5 см (рис.1), которые отличаются по среднему размеру кристаллов (S  $\approx$ 1,5 см<sup>2</sup>). Слоистость льда параллельная, наклонная к дневной поверхности под углом до  $\approx$ 60°. Кристаллы в прослоях удлиненные, ориентированы длинной стороной в направлении общей слоистости (рис. 1).

Во пластовом льду м. Маррсеале также наблюдается зональность, толщина отдельных полос  $\approx 1,5$  см. Размер кристаллов в различных полосах горизонтальной залежи отличается в значительной степени, наблюдаются отдельные крупные изометричные кристаллы (рис. 2). В строении льда вертикального штока зональность выражена в меньшей степени, но и здесь вблизи минеральных прослоев проявляется удлинение кристаллов (рис. 3).

В кристаллической структуре выражено слабое удлинение кристаллов льда по вертикали и нечеткая вертикальная ориентировка кристаллов. Пузырьки зажаты между кристаллами льда.

Зоны трещин выполнены самыми мелкими кристаллами, эти наклонные зоны смещают вертикально-ориентированную кристаллическую структуру

2. Полигонально-жильный лед. Образцы льда р. Юрибей (рис.5а) имеют мелкокристаллическую структуру с четкой вертикальной ориентировкой, подчеркнутой цепочками пузырьков газа. Элементарные жилки сложены более мелкими кристаллами одинакового размера (S ≈0,1 см<sup>2</sup>) прямоугольной формы.

Образцы жильного льда м. Марресале (рис.4а) имеют кристаллическую структуру, выраженную слабым удлинением кристаллов льда по вертикали и нечеткую вертикальную ориентировка кристаллов. Пузырьки зажаты между самыми мелкими кристаллами (S  $\approx$ 0,01-0,1 см<sup>2</sup>) льда.

Зоны трещин выполнены самыми мелкими кристаллами, эти наклонные зоны смещают вертикально-ориентированную кристаллическую структуру

Кристаллическое строение полигонально-жильного льда Чарской котловины (рис.6а) характеризуется четкой вертикальной ориентировкой и слабо выраженным удлинением кристаллов. Элементарные жилки сложены более мелкими кристаллами (S  $\approx$ 0,3 см<sup>2</sup>) с защемленными пузырьками газа.

## Заключение.

Таблица 1

Сравнительный анализ образцов подземного льда						
Тип льдов	S, см <sup>2</sup>	L, см	D, см	K <sub>F</sub>	KL	K <sub>N</sub>
ПЖЛ	1	3	1	1	1	1
ПЛ	2	5	1	2	2	2

Сравнительный анализ образцов пластового и полигонально-жильного льда из разных районов Западной и Восточной Сибири показал существенное различие в их строении (табл. 1). Пластовый лед характеризуется зональностью строения и удлинением кристаллов по направлению слоистости, особенно ясно выраженным около минеральных прослоев, что обусловлено особенностями деформации мерзлого массива в результате вязкопластического течения льда: гладкое скольжение (собственно слоистость льда) и прерывистое скольжение (зональность слоистости). Деформации сдвига приводят к изменению первоначальной формы горизонтального пласта с образованием складок и вертикальных штоков, возникновению во льду вторичной слоистости (кливажа), выраженного ориентацией защемленных пузырьков газа и скосом отдельных кристаллов под углом до 60<sup>0</sup> к первоначальному горизонтальному залеганию льда.



Рис. 1. Шлиф ПЛ (Воронка газового выброса, 5 м)



Рис. 1а. То же, в поляризованном свете.



Рис. 2. Шлиф ПЛ (м. Марресале, горизонтальная залежь, 1,8 м)



Рис. 2а. То же, в поляризованном свете.



Рис. За. То же, в поляризованном свете.

(м. Марресале, вертикальный шток, 1,9 м) Примечание: ПЛ – пластовый лед; ПЖЛ – полигонально-жильный лед.



Рис. 4. Шлиф ПЖЛ (м. Марресале, 1,8 м)



Рис. 4а. То же, в поляризованном свете.



Рис. 5. Шлиф ПЖЛ (р. Юрибей, 2,0 м)



Рис. 6. Шлиф ПЖЛ (Чарская котловина, 1,8-2,0 м)



Рис. 5а. То же, в поляризованном свете.



Рис. 6а. То же, в поляризованном свете.

Примечание: ПЛ – пластовый лед; ПЖЛ – полигонально-жильный лед.

В полигонально-жильных льдах, характеризующихся вертикальной слоистостью, кристаллы более изометричны. Зональность проявляется только в центральной части за счет повышенной трещиноватости, обусловленной морозобойным растрескиванием грунтового массива и развитием блоковых хрупких деформаций вследствие сжимающих и расширяющих напряжений в мерзлой толще.

#### Литература

- Рогов В.В. Основы криогенеза (учебно-методическое пособие)// Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2009. 203 с.
- 2. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР// Москва: Наука, 1975. 212 с.
- Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря// Москва: МАКС Пресс, 2014. – 180 с/
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири.// Москва: ГЕОС, 2002. 246 с.
- Rogov V., Perednya D., Leibman M. Tabular ground ice: cryolithological construction and crystalline structure // Proceeding of the Eighth International Conference on Permafrost (21-25 July 2003, Zurich, Switzerland). – Vol. 2. – Balkema Publishers, 2003. P. 977–982.

 Соломатин В.И. Физика и петрография подземных льдов/ В.И. Соломатин. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 346 с.

## ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЛКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСКОГО МОРЯ

### О. С. Калашникова, А.Н. Курчатова, Е. А. Слагода, Я. В. Тихонравова Институт криосферы Земли СО РАН, Россия; sciensec@ikz.ru

В статье рассмотрены результаты исследования образцов шельфовых отложений Карского моря, отобранных в ходе экспедиции ВНИИОкеангеология в 2007г. Гранулометрический анализ образцов выполнен методом лазерной дифракции с использованием гранулометра Mastersizer 3000 (Malvern). Минералогический анализ – на рентгеноструктурном дифрактометре D2 PHASER (Bruker). При интерпретации полученных данных были построены треугольная диаграмма грансостава, диаграмма динамо-генетических фаций и генетическая диаграмма для определения транспортных путей обломочных частицы, по которым были выделены литогенетические типы отложений.

# LITHOGENETIC TYPES OF SHALLOW-WATER DEPOSITS OF THE KARA SEA

# O. Kalashnikova, A. Kurchatova, E. Slagoda, Y. Tikhonravova

Earth Cryosphere Institute SB RAS, sciensec@ikz.ru

Results of the study of offshore sediments of the Kara Sea sampled during VNIIOkeangeologia expedition in 2007 are presented in the article. Grain size analysis of samples was made by laser diffraction using Mastersizer 3000 (Malvern). Mineralogical analysis – using X-ray diffractometer D2 PHASER (Bruker). The triangular diagram of grain size distribution, dynamo-genetic and genetic facies of the sediments were used to determine the transportation of the clastic particles and to identify the lithogenetic types.

Введение. Северная часть шельфа Карского моря в настоящее время привлекает огромное внимание в связи с нефтегазоносностью. В перспективе при строительстве инженерно-геологических сооружений для добычи и транспортировки углеводородного сырья необходимо знать особенности строения отложений, которые служат для них естественным основанием. Кроме того, данная территория является ключевой в вопросе понимания истории формирования И эволюнии позднечетвертичных оледенений. Этой тематике посвящено большое количество научных трудов и международных научных проектов. Большинство из них сконцентрировано на изучении ледниковых образований материкового обрамления и архипелагов, получаемые при этом данные переносятся на шельф, часто без учета специфики и фактического материала морской части площади.

Фактический материал и методы исследований. В ходе полевых работ, выполненных в 2007 г. экспедицией ВНИИОкеангеология на научноисследовательском судне «Иван Петров», было отобрано большое количество образцов непосредственно с шельфовой зоны Карского моря [1]. В лаборатории криотрасологии Института Криосферы Земли СО РАН был выполнен гранулометрический и минералогический анализы образцов, отобранных по двум профилям (рис. 1 и 2).



Рис. 1. Обзорная схема отбора проб по профилю К-I, от впадины Новая Земля – ур. Шпиндлер (п-ов Югорский)



Рис. 2. Обзорная схема отбора проб по профилю К-II через Байдарацкую губу: ур. Шпиндлер (п-ов Югорский) – м.Марре-Сале (п-ов Ямал)

Гранулометрический состав 33 образцов выполнен при помощи лазерного дифракционного анализатора размера частиц Mastersizer 3000 (Malvern). В основе метода лежит измерение угловой зависимости интенсивности рассеянного света, при прохождении лазерного луча через диспергированный образец. Предварительно образец пропускается через сито 2 мм, затем небольшое количество добавляется в стакан универсального модуля жилкостного диспергирования HvdroEV дистиллированной водой. Дополнительно, для более тщательного разделения породы на обломочные компоненты, производилась обработка породы ультразвуком. Анализ каждого образца проводится три раза с автоматическим определением среднего значения. Программное обеспечение также позволяет рассчитать такие показатели как асимметрия (As), мода (Mo), медиана (M), 25%-ый, 75%-ый и 99%-ый квантели (C).

Минеральный состав образов определялся на рентгеноструктурном порошковом дифрактометере D2 PHASER (Bruker). Обработка дифрактограмм выполнена с использованием программного обеспечения Eva (определение кристаллических фаз) и Topas (количественный анализ кристаллических фаз).

Результаты и их обсуждение. По результатам гранулометрического анализа была построена треугольная диаграмма (рис. 3), по которой установлено, что все образцы имеют высокое содержание (от 50 до 74%) алевритовой фракции с размером частиц 0,005-0,05 мм. Таким образом, отложения представлены алевритами различных разновидностей: песчанисто-глинистым, песчанисто-пелитовым, глинисто-песчанистым и глинисто-песчаным.



Рис. 3. Треугольная диаграмма гранулометрического состава отложений мелководного шельфа Карского моря.

Содержание глинистой фракции (с размер частиц менее 0,005 мм) в отложениях в среднем составляет 21%, минимальное количество глинистых частиц (15-16%) отмечено в образцах, отобранных на мелководных участках вблизи берега с глубинами моря 20-27 м, а максимальное содержание пелитовой фракции (40%) установлено в образце (К-I-01\_50), отобранном на глубине 50 см ниже поверхности дна при глубине моря 23 м. Содержание песчаной фракции (частицы размером более 0,05 мм) варьирует в широких пределах (от 0 до 36%). Наиболее опесчаненные слои относятся к участкам с наименьшей глубиной моря (20-23 м). Коэффициент сортировки во всех образцах не превысил 0,5, что свидетельствует о хорошей сортировке отложений. Близкие результаты были получены и другими исследователями, изучавшими отложения Карского моря, однако по результатам этих работ в составе отложений преобладающей является глинистая фракция [2, 3], возможно, это связанно с тем, что в данных работах изучаемые территории находятся на более глубоководных участках.

При интерпретации полученных данных были построены различные диаграммы, характеризующие литогенетические особенности отложений. Диаграмма динамометрических полей (рис. 4.) построена по отношению показателей асимметрии и эксцесса (Гостинцев, 1989), она отражает механическую дифференциацию обломочных частиц. Две трети (20 из 33) всех изученных образцов отнесены к участкам с активным волновым воздействием, с течениями и приливными явлениями; 7 образцов приурочены к районам слабых течений и застойных зон; 5 образцов характеризуются как отложения морских фаций мелководья, и один образец попал в поле осадка рек и пойм.



Рис. 4. Генетическая диаграмма динамометрических полей К.К. Гостинцева

Другая генетическая диаграмма – диаграмма Пассеги. В основе метода Пассеги лежит представление о том, что перенос осадка в движущемся потоке осуществляется: во-первых, путем качения по дну, во-вторых, путем влечения в неоднородной суспензии. На диаграмме Пассеги по осям откладываются средний размер - медиана (М) и 99%-ный квантиль (С), который характеризует максимальную подъемную мощность потока (рис.5). Анализ построенной диаграммы показал, что все отложения принадлежат полям пелагической и градационной суспензии, большинство отложений характеризуется как осадки «спокойной воды». Такая противоположная трактовка результатов гранулометрического анализа отложений обусловлена бии полимодальностью распределения частиц по фракциям, что свидетельствует о совокупном влиянии группы факторов, определяющих высокую неопределенность интерпретации результатов грансостава.

По результатам рентгеноструктурного анализа изученные образцы можно разделить на две группы глинистый алеврит (бимодальное распределение частиц по фракциям) и песчано-глинистый алеврит (тримодальное распределение). По минеральному составу с учетом суммы глин и породообразующих минералов выделяются морские фации мелководного шельфа, где сумма глин составляет 30-40%, и прибрежно-морские фации (сумма глин 20-30%). Два образца (K-II-04\_15 и K-I-03\_2) отличаются от остальных значительным преобладанием зерен кварца (55-70%) и низким содержанием глин (10-20%), что может свидетельствовать о близком переотложении размываемых позднеплейстоценовых террас, в значительной степени преобразованных процессами криогенеза в субаэральных условиях.

По результатам работ можно сделать следующие выводы:

1. Большая часть образцов отложений мелководного шельфа Карского моря представлена песчанисто-пелитовыми алевритами. С увеличением глубины моря осадки становятся более глинистыми, а содержание в них песчаных частиц, наоборот, уменьшается.

2. По фациальным условиям изученные отложения характеризуются как прибрежно-морские осадки зоны активного волнения, а также морские отложения застойных зон со слабыми течениями. По коэффициенту сортировки отложения относятся к хорошо сортированным, что свидетельствует о значительной роли воды (волновая деятельность и вдольбереговые течения) в их транспортировке.



Рис. 5. Генетическая диаграмма Пассеги для определения транспортных путей обломочных частицы в водной среде

#### Литература

 Слагода Е.А., Ванштейн Б.Г., Лейбман М.О. Криогенные образования в осадках на дне Карского моря // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Редколлегия: А.Э. Конторович (ответственный редактор) и др. Новосибирск, 2009. С. 551-554.

2. Крылов А. А. и др. Глинистые минералы, как показатель условий накопления верхнеечетвертичных отложений Желоба Святой Анны (Карское море) // Океанология. 2008. Т 48. № 1. С. 91-100.

 Левитан М. А. и др. История голоценовой седиментации в южной части Карского моря //Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 651–666.

## РОЛЬ КРИОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА

## В.Н. Конищев, В.В. Рогов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва, Россия; <u>vkonish@mail.ru</u>; <u>rogovvic@mail.ru</u>

Рассмотрен состав отложений ледового комплекса каргинско-сартанского возраста на приморских низменностях Северной Якутии. Сделан вывод о решающей роли криогенного выветривания в его формировании. Выделено три типа разрезов ледового комплекса

## CRYOGENESIS ROLE IN THE FORMATION OF DEPOSITS OF ICE COMPLEX

### V.N. Konishchev, V.V.Rogov

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Moscow, Russia; vkonish@mail.ru; rogovvic@mail.ru

Composition of deposits of ice complex of karga-sartan age is considered on the seashore lowlands of North Yakutiya. A conclusion is done about the decision role of the kriogenic weathering in its forming. Three types of cuts of ice complex are selected

На обширных пространствах равнин и предгорий Северной Якутии широко распространены отложения ледового комплекса – своеобразной синтетической сильнольдистой мерзлой толщи, включающей полигональную решетку мощных повторно-жильных льдов. Особенно широко развит ледовый комплекс каргинскосартанского возраста (от 50–40 до 12–11 тыс. лет назад), формирующий поверхность так называемой едомы. Последняя представлена отдельными массивами и останцами, разделенными обширными эрозионно-термокарстовыми котловинами и долинами рек. Сведения об особенностях отложениях ледового комплекса были известны еще с XIX и даже с XVIII в., однако, активное изучение его началось с 1950-х гг. прошлого века.

Несмотря на несколько десятков лет изучения ледового комплекса вопросы его происхождения остаются дискуссионными. Не менее разноречивыми являются и представления о роли криогенеза в формировании ледового комплекса.

В работах А.И. Попова [21], Е.М. Катасонова [9, 10] сделан вывод, что отложения ледового комплекса представляют собой преимущественно аллювиальные отложения, построенные по констративному типу и формировавшиеся в условиях преимущественно отрицательных тектонических движений. B противовес аллювиальной концепции ряд исследователей [27, 28, 5] предложили представление о эоловом генезисе отложений ледового комплекса. В последнее время к эоловому генезису этих отложений склонились и те исследователи, которые ранее придерживались аллювиальной концепции [8]. В дальнейшем исследователи не только уточняли те или иные особенности накопления толщи ледового комплекса, но и обращали внимание на климатические условия этого накопления. Так, по мнению Н.А. Шило [30], трудно представить однонаправленность и синхронность тектонических движений на пространствах от Аляски до Северной и Центральной Якутии, где известны отложения ледового комплекса; альтернативой является климатическая обусловленность накопления мошных льдистых отложений. Ю.А. Лаврушин [20]. соглашаясь, с одной стороны, с констративно-тектонической концепцией, считал, с другой стороны, что в ее формировании принимали участие не только такие крупные реки, как Яна, Индигирка и Колыма, но и целая сеть небольших мелких рек и ручьев. Поскольку климат времени формирования ледового комплекса отличался значительной

суровостью, то это обусловило интенсивное морозное выветривание горных пород и поступление в реки очень большого количества измельченного мелкоземистого материала. В результате этого соотношение водного стока и режима наносов в реках, видимо, было таким, что последние были перезагружены наносами, русла рек дробились на множество мелких рукавов и проток, которые благодаря аккумуляции материала все время наращивали свое ложе вверх [20]. В ряде работ [4,22,6,17,] показано, что в фазы холодного климата, в условиях перигляциального литогенеза, происходила смена субаквальной аккумуляции субаэральной (преимущественно склоновой).При этом в долинах крупных рек формировался перигляциальный аллювий повышенной мощности; долины мелких рек и ручьев, аласные долины и котловины заполнялись склоновыми и пролювиальными накоплениями; террасы превращались в террасоувалы, в предгоряях формировались мощные шлейфы склоновых отложений.

Из вышесказанного следует, что отложения ледового комплекса – это генетически неоднородные образования, которые представляют собой парагенезис многих генетических типов, объединенных тем, что формировались они в условиях сурового климата и существования низкотемпературной вечной мерзлоты [7;12]. Однако оценить роль собственно седиментогенных и мерзлотных факторов в формировании органо-минерального компонента ледового комплекса до последнего времени оставалось трудноразрешимой задачей.

Следует сказать, что по своему облику отложения ледового комплекса не представляются столь однородными, как считают некоторые авторы. Еще при изучении классического объекта ледового комплекса – разреза Мус-Хая на р. Яна - Е.М. Катасонов [9,10] отмечал, что в нижней части разреза мощностью до 15 метров вскрывается толша с характерным зеленовато-серым пветом. Она отличается чередованием по вертикальному профилю сильно деформированных льдистых пачек алевритов с линзами плохо разложившегося торфа и менее льдистых, практически недеформированных пачек. Выше толща зеленовато-серых алевритов обычно с четким контактом перекрывается монотонными, очень однородными по составу коричневыми алевритами, неясно-слоистыми, сплошь пронизанными вертикально расположенными корешками трав. Горизонту коричневых алевритов свойственны микро- и тонкошлировые криогенные текстуры. Важнейшая особенность толщи коричневых алевритов – это отсутствие деформаций на контактах с сингенетическими ледяными жилами. Мощность толщи коричневых алевритов колеблется в разных обнажениях ледового комплекса от 5-10 м (верхняя по течению р. Колыма часть обнажения Дуванный Яр) до 25 м (обнажение Чукочий Яр, нижнее течение р. Колыма) [15]. Возвращаясь к генетической природе двух основных толщ ледового комплекса (верхних малольдистых коричневых и нижних зеленовато-серых льдистых) следует отметить, что первоначально они рассматривались в качестве различных фаций генетической однородной толщи ледового комплекса – отложений приречной и внутренней зоны поймы [21;9].

Сторонники аллювиальной концепции происхождения ледового комплекса до сих пор придерживаются этой позиции. Однако еще Е.М. Катасонов [9], указал, что коричневые лессовидные алевриты имеют очень однородный состав (до 70–90 % фракции 0,1–0,01 мм) и незначительное количество песчаных фракций. В то же время зеленовато-серые алевриты характеризуются более разнообразным гранулометрическим составом и включают заметно большее количество песчаных фракций по сравнению с коричневыми алевритами.

Как показали наши исследования и данные других авторов, эти различия в гранулометрическом составе, с одной стороны, и характере криогенного строения, с другой, между горизонтами коричневых и зеленовато-серых алевритов ледового

комплекса связаны не с различиями фациальных условий осадконакопления на поймах крупных рек, а с иными причинами, о которых будет сказано ниже.

Некоторые исследователи [27, 5] развивают представление об исключительно первично-эоловом генезисе верхней части разреза ледового комплекса - коричневых алевритов с микрошлировой криогенной текстурой. Одной из особенностей, заставляющих этих авторов считать эти отложения эоловыми, является то, что коричневые алевриты визуально производят впечатление очень сухих. Однако лабораторные определения влажности отложений коричневых алевритов показали, что ее величина достигает по отношению к массе сухого грунта 80 % для микрошлировых и 40–60 % для массивных криотекстур [15]. Это указывает на то, что массивная или микрошлировая криотекстура коричневых алевритов – следствие не малой влажности, а очень высоких скоростей промерзания.

Другой особенностью отложений коричневых алевритов ледового комплекса, на которую опираются сторонники эолового генезиса, является их пылеватый состав, совпадающий с таковым для эоловых отложений. Гранулометрический состав алевритов ледового комплекса в настоящее время хорошо изучен – основную часть составляют частицы крупнопылеватой фракции. Однако, ранее нами было показано, [12], при сходном гранулометрическом составе эоловые отложения и продукты криогенной переработке резко различаются по распределению как легких, так и тяжелых минералов по гранулометрическому спектру.

Процесс осаждения атмосферной пыли изучается довольно давно. Еще в XIX в. было показано [33], что сортирующая способность среды транспортировки обратно пропорциональна ее плотности и, следовательно, несущей способности. Поэтому ветровой способ переноса – самый эффективный с точки зрения формирования сортированности отложений. Эти соображения, в частности, являются одной из причин использования эоловой теории для объяснения генезиса ледового комплекса, отличающегося от других типов отложений своей высокой степенью сортированности. Конечно, гранулометрический состав отложений очень чувствителен к воздействию ветра, но параллельно с механической сортировкой происходят также направленные изменения их минералогического состава. Это показано в многочисленных публикациях, посвященных эоловым отложениям разных фаций [1, 25, 23]. Эоловая дифференциация частиц по крупности и минералогическому составу показывает определенную взаимосвязь гранулометрического и минералогического составов эоловых отложений. По данным Л.Б. Рухина [24], содержание тяжелых минералов (удельный вес более 2,9) в размерных фракциях эоловых отложений закономерно уменьшается по мере укрупнения зерен. Максимальным содержанием тяжелых минералов отличается фракция, близкая по размеру к крупному алевриту (0.05-0.01 мм). В отложениях водного генезиса наблюдается та же картина, но в несколько сглаженном виде.

Если же отложения формируются не путем ветрового переноса, а на месте переработки пород экзогенными процессами, например нивальными, в них распределение минералов по гранулометрическому спектру резко различается. Это весьма характерно для коричневых алевритов ледового комплекса. Несмотря на высокую степень гранулометрической сортировки (содержание частиц размером 0,05–0,01 мм достигает 50–60 %), во всех образцах наблюдается иное, неседиментогенное распределение тяжелых минералов, его максимум локализуется во фракции тонкого песка (0,1–0,05 мм), а не во фракции 0,05–0,01 мм, как это должно было быть при золовом генезисе и как это имеет место в эоловом мелкоземе на ледниках. С позиции золового или водного происхождения данных отложений несоответствие гранулометрической и минералогической сортированности необъяснимо. Однако,

подобное неседиментогенное распределение тяжелой фракции по гранулометрическому спектру отмечается в элювии коренных пород и склоновых отложениях [12]. Из этого следует вывод, что коричневые алевриты ледового комплекса – это продукт ближайшего переотложения элювиальных образований или, проще говоря, склоновые отложения.

Кроме этого, для отложений формирующихся в условиях резких изменений температуры с переходом через нуль градусов наблюдается еще одна важная особенность распределения минералов по гранулометрическому спектру, теперь уже легких (удельный вес менее 2,9) минералов. Многочисленные экспериментальные данные показали, что под воздействием многократных циклов промерзания–оттаивания гранулометрический состав песков, супесей и других пород существенно меняется: в них накапливается фракция 0,05–0,01 мм, так как более крупные частицы разрушаются, а глинистые частицы агрегируются [19].

Теоретические и экспериментальные исследования процесса разрушения различных минералов в ходе многократных циклов промерзания и оттаивания позволили авторам сделать вывод, что существует специфический ряд криогенной устойчивости минералов [12]. Фундаментальной особенностью этого ряда, в отличие от известных рядов устойчивости минералов [24, 26], является меньшая устойчивость кварцевых частиц по сравнению с частицами полевых шпатов – наиболее распространенных породообразующих минералов. Во всех изученных образцах коричневых алевритов характер распределения по гранулометрическим фракциям основных минералов (кварца, полевых шпатов, а также отношения кварц/полевой шпат) оказался типично криогенным. В отложениях теплой и умеренной климатических зон показатели имеют противоположный, зеркальный характер.

Таким образом, криогенная специфика минерального вещества выражается в своеобразном распределении минералов по гранулометрическому спектру пород, как легких так и тяжелых. Изучение такого распределения привело к установлению численных показателей криогенной и селиментогенной перестройке гранулометрического и минералогического состава отложений - коэффициента криогенной контрастности (ККК) и коэффициента тяжелой фракции (КТФ): [12, 13, 15]. Согласно расчетам в первом приближении значения ККК > 1 говорят об активном криогенезе в момент накопления осадка, и чем больше это значение, тем суровее условия были в период осадконакопления; значения ККК < 1 свидетельствуют о формировании отложений вне вечной мерзлоты. Значения же КТФ более 1 показывают на селиментогенные условия происхожления отложений, менее 1 говорят о элювиальном генезисе. Этот подход был успешно использован для восстановления палеомерзлотных условий в различных районах Евразии [12,15, 16, 31, 32].

Применение такого подхода показало, что коричневые алевриты ледового комплекса отличаются четким отражением криогенного преобразования исходных пород без или небольшого перемещения материала. В вышеупомянутых коричневых алевритах разреза Мус-Хая ККК колеблется в пределах 2,5-3, КТФ – 0,7-0,9. Для разрезов террасоувалов хр. Кулар эти коэффициенты составляют – 2,2-2,5 и 0,5-0,6, а для разреза мыс Чукочий – 3,0-3,3 и 0,5-0,6.

Фации зеленовато-серых льдистых алевритов, слагающие нижнюю часть разрезов ЛК, характеризуются иным -криогенно-седиментогенным распределением минералогических параметров по размерным фракциям. Распределение тяжелой фракции имеет типично седиментогенное распределение, т. е. максимум содержания находится во фракции 0,05–0,01 мм. В то же время кварц, полевые шпаты и их отношение имеют криогенное распределение. Например, величина коэффициентов ККК для нижней части разрезов Мус-Хая и Ойягосского яра составляет соответственно − 1,3-1,5 и 3,3-3,7, а КТФ – для обоих разрезов – 1,1 – 1,2. Такое же распределение минералогических показателей характерно и для подстилающих субаквальных (озерных или пойменных) отложений. Таким образом, если нижние горизонты ледового комплекса, не говоря уже о подстилающих отложениях, формировались в условиях сортирующего воздействия водной среды, то верхние горизонты его (коричневые алевриты) представляют собой типичный криогенный мелкозем.

На основании полученных данных можно предположить, что в фазу достаточно холодного климата (каргинское время) и затем в фазу очень холодного и относительно сухого климата (сартанское время) огромные массы криогенного мелкозема (преимущественно песчано-алевритового состава) поступали в долины разных порядков – от крупных до самых мелких, а также в аласные котловины. В условиях очень холодного климата эрозионная активность водотоков и масштабы субаквальной аккумуляции существенно сокращались. В долинах крупных рек формировался аллювий повышенной мощности, долины мелких рек и ручьев, а также аласные котловины заполнялись склоновыми и пролювиальными отложениями, террасы превращались в террасоувалы [4, 12].

Таким образом, в зависимости от геоморфологических условий можно выделить три типа ледового комплекса. Первый – это песчано-алевритовые покровы на террасоувалах небольших долин рек и мощных шлейфах (до 20 м) склоновых отложений в предгорьях и низкогорьях [4, 12, 15]. Ледовый комплекс этого типа подстилается обычно крупнообломочными аллювиальными отложениями. Минералогические параметры (распределение кварца, полевых шпатов тяжелой фракции по гранулометрическому спектру) – типично криогенные [12, 13, 15, 31].

Второй тип ледового комплекса – это довольно разнообразные по составу аллювиальные отложения: опесчаненные алевриты, средне- и мелкозернистые пески, иногда с прослоями гравийного материала. Ледовый комплекс этого типа накапливался в долинах крупных устойчивых водотоков и их дельт. Эти отложения характеризуются криогенно-седиментогенным типом распределения минералогических параметров по гранулометрическому спектру. Кварц и полевые шпаты имеют максимум содержаний во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,05 мм соответственно (это показатель криогенеза), а максимум содержаний тяжелых минералов имеет место во фракции 0,05–0,01 мм (это признак водной сортировки отложений) [12, 13, 15].

Третий, наиболее распространенный тип ледового комплекса, отражающий более длительную и сложную историю своего происхождения, представлен двумя толшами: зеленовато-серыми алевритами (нижняя толша) и очень однородными коричневыми алевритами (верхняя толща). Их мощность составляет 10-20 и 5-25 м соответственно. Ледовый комплекс этого типа подстилается озерными отложениями, торфяниками И реже аллювиальными, довольно однородными песками. Геоморфологические условия накопления этого типа ледового комплекса – аласные котловины и небольшие долины рек и ручьев на приморских низменностях. Вовремя формирования ледового комплекса эти формы рельефа заполнялись продуктами криогенного выветривания, перемещавшимися со склонов талыми водами и солифлюкционными процессами. На стадии формирования своей нижней толщи (зеленовато-серых алевритов) они в небольшой степени испытывали сортирующее воздействие воды. Это отразилось в криогенно-седиментогенном типе распределения минералогических показателей по размерным фракциям. Среднегодовые температуры пород в это время колебались от -10 до -2...-3 °С [13], что и стало причиной циклического строения этой толщи. Верхняя толща ледового комплекса (коричневые алевриты) накапливалась на заключительном этапе заполнения аласных котловин и небольших долин рек. В условиях очень сурового и относительно сухого климата сартанского времени среднегодовая температура грунтов достигала –28...-30 °C [13]. Криогенный мелкозем, перемещавшийся со склонов и формировавший толщу коричневых алевритов, практически не испытывал сортирующего воздействия. Заметную роль в формировании толщи коричневых алевритов сыграли нивальные процессы [18]. На это указывают прослои и гнезда белого пористого фирна на контакте толщи зеленовато-серых и коричневых алевритов. Прослои фирна фиксируют эрозионный контакт между толщами ледового комплекса и являются, скорее всего, остатками крупного снежника [13]. Минералогические параметры толщи коричневых алевритов – типично криотенные.

#### Литература

- Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд-во АН СССР, 1947, 339 с.
- 2. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М., Наука, 1975
- Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М., Наука, 1969, 167 с.
- 4. Гравис Г.Ф. Склоновые отложения Якутии. М., Наука, 1969,128 с.
- Губин С.В. Педогенез составная часть механизма формирования отложений позднеплейстоценового ледового комплекса // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 82–91.
- Дедков А.П. К вопросу о склоновой аккумуляции в перигляциальных условиях плейстоцена // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., Наука, 1975,с. 57–58.
- Зубаков В.А. Опыт геологической классификации криогенных явлений // Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещания по геокриологии (мерзлотоведению). Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1966, вып. 2, с. 11–27.
- Каплина Т.Н. Комментарии к книге Катасонова Е.М. "Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности". М., ПНИИИС; ИМЗ СОРАН, 2009, с. 154–175.
- Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности:Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1954, 30 с. (Машинопись).
- Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. М., ПНИИИС; ИМЗ СО РАН, 2009, 175 с.
- Кондратьева К.А., Труш Н.И., Чижова Н.И., Рыбакова Н.О. К характеристике плейстоценовых отложений в обнажении Мус-Хая на р. Яне // Мерзлотные исслед., 1976, вып. XV, с. 60–93.
- Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, Наука, 1981, 197 с.
- Конищев В.Н. Палеотемпературные условия формирования и деформации слоев ледового комплекса // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 1, с. 17–24.
- 14. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2009, № 4, с. 10–21.
- Конищев В.Н. Криосфера Земли, Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири// 2013, т. т. XVII, № 1, с. 3–16.
- Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П.,. Рогов В.В., Сталина Е.Е.. Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы М., ГЕОС, 2006, 128 с.
- Краев В.Ф. О перигляциальной природе пород лессового покрова Украины // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., Наука, 1975, с. 180–182.
- Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. д-ра геотр. наук. Якутск, 2007, 46 с. Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. М., 1963, вып. 87, 266 с.
- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктическогопояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. М., 1963, вып. 87, 266 с.
- Минервин А.В. Роль криогенных факторов в формировании лессовых пород // Пробл. криолитологии. М., 1982, вып. Х,с. 41–60.
- Попов А.И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2, с. 29–41.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., Наука, 1972, 336 с.

- Романова М.А. Сортировка обломочного материала эоловых отложений центральных Каракумов // Вопросы математической геологии. Л., Наука, 1968, с. 207–224.
- 24. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961,770 с.
- Сидоренко А.В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 3, с. 3–22.
- 26. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, 549 с.
- Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1980, 184 с.
- Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М., Наука, 1987, 198 с.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Ин-та геол. Наук АН СССР, геол. сер., 1951, вып. 135, № 55, 276 с.
- Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования // Тр. ДВНЦ СССР. Магадан, 1971, вып. 38, с. 3–56.
- 31. Шмелев Д.Г., Рогов В.В., Губин С.В., Давыдов С.П. Криолитогенные отложения правобережья низовий Колымы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2013, № 3, с. 66–72.
- 32. Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.-W. Periglacial sediment variations controlled by lake level rise and Late Quaternary climate at El'gygytgyn Crater Lake, Arctic Siberia // Boreas, 2007, doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.00011.x.
- Udden I.A. The mechanical composition of wind deposits. Rock Island, Ill, USA, Augustiana Libl. Publ., 1898, No. 1, p. 3–18.

## КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР СТАДИЙНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ШЕЛЬФА И АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ КАРСКОГО РЕГИОНА

## Е.А.Слагода <sup>1,2,3</sup>, А.Н. Курчатова <sup>1,2</sup>, О.Л. Опокина <sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, Россия; *e-mail: eslagoda@ikz.ru* <sup>2</sup>Тюменский государственный нефтегазовый университет, Россия *e-mail: kanni@mail.ru* <sup>3</sup>Тюменский государственный университет, Россия

Изучены мерзлые засоленные отложения арктических островов, шельфа и не промерзавшие осадки моря. В отложениях субаэрального и морского субаквального деятельного слоя выражены микроморфологические признаки цикличного промерзания; не промерзавшие и диагенетически измененные осадки их не имеют. Комплексный анализ разномасштабных признаков криолитогенеза в разрезах отложений позволяет уточнить тип промерзания засоленных толщ и стадийные изменения криолитозоны.

## CRYOGENIC STRUCTURE AND MICROMORPHOLOGY OF DEPOSITS AS STAGE INDICATOR CHANGES IN PERMAFROST AREAS OF THE SHELF AND THE ARCTIC ISLANDS OF THE KARA REGION.

## E.A. Slagoda<sup>1,2,3</sup>, A.N. Kurchatova<sup>1,2</sup>, O.L. Opokina<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute SB RAS, Russia; *e-mail: eslagoda@ikz.ru*<sup>2</sup> Tyumen State Oil and Gas University, Russia; *e-mail kanni@mail.ru*<sup>3</sup> Tyumen State University, Russia

Frozen salted sediments of the Arctic islands, shelf and non-frozen marine deposits were studied. Micromorphological features of the cyclic freezing were marked in the active layer of subaerial and marine subaqueous sediments. They are absent in the non-frozen deposits and also due to diagenetic changes in marine sediments. Complex analysis of the multi-scale features of cryogenesis allows to clarify the freezing type of the salted sequences and stadial changes of cryolithozone.

Информация о строении дна Арктических морей обеспечивается, в основном, геофизическими данными, поэтому остаются дискуссионными вопросы происхождения и генезиса осадочных толщ, распространения, развития и деградации субаквальной реликтовой или новообразованной криолитозоны шельфа Карского и Баренцева морей. Состав, строение и деформации отложений исследователи связывают с неотектоническими гляциоэвстатическими движениями [8,10], таянием шельфовых или ограниченных наземных ледников [1,3,11], или с осушением шельфа и промерзанием осадков в ходе сартанской регрессии [5]. В морской геологии традиционны представления о широком распространении на дне отложений морен, диамиктона, уплотненного сейсмодислоцированного горизонта [9].

Отложения шельфа содержат как следы воздействий неотектонических движений, трансгрессивно-регрессивного цикла позднего неоплейстоцена – голоцена в виде размывов и генетических типов осадков, так и глубоко промерзания осушенного шельфа в ходе сартанской регрессии, протаивания при затоплении морем. Определение генезиса деформаций и трещин отложений и нарушений залегания слоев, слагающих дно шельфа, является наиболее сложной проблемой, не всегда основано на фактических данных – анализе разрезов и керна скважин, криогенного строения отложений. Осложняется изучение осадков шельфа и тем, что при отрицательных температурах охлажденные засоленные осадки остаются пластичными, присутствуют криопэги, трудно получить ненарушенный при бурении керн, сохранить не сцементированные льдом песчаные породы. Для оценки криогенного строения толщ по керну используют микроморфологические особенности пород.

Микроразмерные следы синхронного или наложенного воздействия криогенных процессов изучены и хорошо выражены в промерзавших сингенетически или эпигенетически в субаэральных условиях отложениях различного генезиса. Эти следы сохраняются в мерзлых и талых породах вместе с признаками режима седиментации, фациальной обстановки их накопления, предшествующего и/или наложенного диагенетического преобразования [6, 14]. В тоже время микропризнаки криолитогенеза в засоленных осадках, промерзавших в субаэральных условиях или на морской литорали малоизвестны, а в осадках промерзавших сезонно, диагенетически или сингенетически в морских субаквальных условиях не изучены [2].

Для диагностики субаэрального морского генезиса отложений, условий и типа их промерзания использованы как традиционные литологические характеристики гранулометрический состав, засоленность, фауна И микрофауна, так и микроморфологические особенности [7]. Микроморфологические признаки криолитогенеза – это устойчивая совокупность компонентов и организационных элементов породы, формирование которой обусловлено фазовыми переходами водалед, установленная в ненарушенных талых (в шлифах) и мерзлых (в репликах) из ненарушенных образцов методами оптической и электронной микроскопии [12].

Для отложений деятельного слоя и сингенетически промерзавших характерны следующие основные (легко опознаваемые в шлифах и репликах) криогенные и посткриогенные (возникшие в породе после протаивания в естественных условиях) элементы микростроения (рис. 1,А). Сложные многопорядковые агрегатные микротекстуры основной массы пород, находятся в определенных соотношениях с переработанной седиментационной слоистостью, характерно кольцевое (сферическое) распределение обломков в основной массе и их соотношения с агрегатами. Часто встречаются остроугольные неокатанные со свежими сколами обломки минеральных зерен и трещиноватый кварц. Криогенные пустоты и межагрегатные пространства часто обогащены обломочными частицами, образуют сетчатый или линзовидный рисунок, подобный криогенной макротекстуре.

Эпигенетически промерзавшие сверху диагенетически измененные породы, в том числе, протаявшие синкриогенные тощи отличаются немногочисленными криогенными микродеформациями (рис. 1,Б). В них преобладает четкая седиментационная слоистость и плотная упаковка частиц, незначительное перемешивание обломочного материала. В основной массе тонкодисперсных пород преобладают элементарные агрегаты, связанные с коагуляцией при осаждении, стабилизацией и уплотнением засоленных осадков при отрицательных температурах. Для эпигенетически промерзавших толщ в основном не характерны трещиноватые зерна кварца, на поверхности минеральных частиц преобладают следы химического/биохимического выветривания. Криогенные пустоты секут седиментационные элементы и/или наследуют ослабленные зоны – контакты слойков, диагенетическую полосчатость, часто сомкнуты, представлены смещениями, разрывами слоев, заполнены частицами; в плане они подобны решетчатым или косым ломанным линзовидным криотекстурам.

В протаявших и вторично эпигенетически промерзших породах таберированных комплексов выражены деформированные элементы посткригенных текстур на макрои микроуровне. Новые элементы криогенного микростроения, при промерзании наложены не только на первичные седиментационные, раннедиагенетические текстуры, но и на первичные посткриогенные и диагенетические особенности пород. Признаки, указывающие на эпигенетическое промерзание пород таберированных комплексов, включают: уплотненные, часто деформированные сложные многопорядковые агрегаты, со следами смещений и вдавливания частиц; выраженные на контактах слойков разного состава седы вдавливания, смещения и микроинъекции. Криогенные пустоты секут не только слоистость, но и посткриогенные микротекстуры – деформированные многопорядковые агрегаты, межагрегатые пространства микростроения.





Рис. 1. Основные различия микростроения отложений сингенетически (A), эпигенетически (Б) промерзавших в субаэральной обстановке.

 глинисто-алевритовые слои, 2 - глинистые слои, 3 - минеральные частицы, 4 - сложные агрегаты и кольцевые микротекстуры обломков(а), элементарные агрегаты 5 - границы слоев, 6 - криогенная текстура.

В ходе исследований в 2007- 2014 гг. изучены ненарушенные образцы из керна 8 скважин о. Белый, о. Хейса, грунтовых трубок и боксов Байдарацкой губы (полученных благодаря совместным работам с Б.Г. Ванштейном, ВНИИОкеангеология, на НИС

«Иван Петров») и скв.16/14, пробуренной со льда в 0,5 км от м. Марре-Сале Западного Ямала (рис. 2).

В Карском море с глубины 220 м (Т1) из засоленных воднонасышенных и слабо связанных осадков изготовлены ненарушенные монолиты и шлифы. Микростроение глубоководных осадков характеризуется плотным сложением глин с примесью песчано-алевритовых частиц. Обломочные зерна разных размеров, образуют горизонтальную слоистость, вытянутые скопления, цепочки обломков вдоль стенок ходов полихет или хаотично рассеяны. Основная масса глин имеет простую агрегатную микротекстуру: элементарные мелкие агрегаты объединены в крупные простые агрегаты (0,05-0,25-0,3 мм), на поверхности агрегатов – тонкие пленки гидрослюд и редкие мелкоалевритовые частицы. В глинах встречаются мелкие вытянутые и округлые замкнутые пустоты, поры в ходах полихет и раковинах. Внутри пустот присутствуют выделения гидроокислов марганца, по их периферии новообразования марказита и соединений железа. Органические ткани в естественных условиях были гидроокислов марганца, замещены стяжениями железа, новообразованиями карбонатов, при сушке образцов дополнительно образовались тонкие трещины с дендритами марганца, звездчатые выделения глин.

В засоленных глубоководных осадках не выявлены трещиноватые зерна, частицы со свежими сколами и сложные многопорядковые агрегаты, отсутствуют следы перемещения и сортировки обломков после осаждения, кроме биотурбаций при заложении ходов полихет, т.е. нет признаков их цикличного промерзания [15].





1-гидросеть, 2 - озера, 3-ледник, 4-дайки долеритов, 5 - скважины на островах и трубки, колонки и боксы в донных осадках моря.

В Карском море, в 0,4 км от мыса Марре-Сале, на глубине 3,2 м подо льдом и водой, вскрыт сезонно-мерзлый слой песка, мощностью 0,7 м, который перекрывает воднонасыщенные засоленные охлажденные глинистые породы. Тонкослоистые желтовато-серые пески с наклонной линзой намытой коричневой органики отнесены к осадкам прибрежных лагун. Криогенные текстуры песчаных осадков массивные, редкие линзовидные и волосовидные неполно-сетчатые. В реплике под электронным микроскопом в микростроении песка из сезонномерзлого слоя четко выражены сферическая организация окатанных обломочных частиц, линза льда с коротким вертикальным шлиром, мелкие выделения льда внутри колец обломков и вытянутые в цепочку в тонкодисперсной массе. Наличие или отсутствие трещиноватых зерен кварца не определено.

Из этого следует, что в осадках промерзших субаквально в прибрежно-морской обстановке выявлены немногочисленные следы цикличного промерзания — перемещение обломочных зерен с образованием колец, линзы льда параллельные фронту промерзания сверху и волосовидные неполно-сетчатые текстуры, что вероятно связано с недостатком влаги при выделении льда.

На о. Белый были изучены прибрежно-морские голоценовые отложения литорали, пляжа, низкой и лайды в составе первой морской террасы [16,17,18] Криолитологический анализ выявил, что песчаные отложения верхней части террасы с ПЖЛ являются синкриогенными, – седиментационная слоистость хорошо выражена. В них присутствуют слоистые сетчатые и неполно-сетчатые криогенные макотекстуры, пустоты, оставшиеся от вытаивания льда, разбивают слои на блоки и обеспечивают рыхлое сложение. В породах преобладают многопорядковые агрегатно-кольцевые микротекстуры по расположению и форме соответствуют криогенным текстурам; обломки покрыты пленками гидрослюд; встречается трещиноватый кварц.

Эти особенности микростроения являются признаками циклического промерзания – протаивания и сингенетического промерзания морских засоленных осадков в мелководной обстановке литорали при смерзании ледового покрова с дном, а на более поздних этапах в субаэральных условиях с кратковременным затоплением.

Глинисто-песчаные отложения цоколя террасы уплотнены с тонкошлировыми решетчатыми вертикальными и наклонными ломаными криогенными текстурами и ожелезненными концами ПЖЛ. Их криогенное строение соответствует эпигенетически промерзавшим отложениям. Для них характерны наибольшие деформации седиментационной слоистости – смятия, перегибы и смещения. Вертикально-волнистая макро- и микрослоистость прослежена во всех скважинах от кровли цоколя на глубину более 7 м, что свидетельствует о смещении водонасыщенного грунта вниз и присутствии псевдоморфоз. Трещины и затеки, заполненные плотноупакованным песчано-алевритовым материалом, по расположению соответствуют сетчатым, линзовилно-слоистым посткриогенным текстурам. На первичное криогенное строение отложений цоколя указывают многопорядковые агрегатно-кольцевые микротекстуры, фестончатость границ, трещиноватость кварца, свидетельствующие о преобразовании засоленных осадков циклическим промерзанием - протаиванием во время их накопления и сингенетическом промерзании, вероятно в мелководных осушаемых условиях. Посткриогенные признаки и деформации, связанные с протаиванием, просадкой и уплотнением, позволяют отнести отложения к таберированным образованиям. Криогенные пустоты, соответствующие вторичному промерзанию, секут и деформируют все ранее сформированные элементы микростроения. По-видимому, они промерзали сверху вначале на литорали и лайде, а позднее – в субаэральных условиях

На острове Хейса, в строении 20-метровой морской террасы участвуют мерзлые засоленные сизо-, табачно-серые, реже желтовато-коричневые отложения с целыми и колотыми двустворчатые раковинами, многочисленными сизо-черными пятнами, полосами, разложенными не месте обитания полихетами. По составу они представлены слоистыми алевритовыми песками с содержанием крупнопылеватых частиц 17-25%, песчаными и глинистыми алевритами, с преобладанием крупноалевритовой фракции 30-56,2%. Возраст отложений от 9, 8 до 7,1 тыс. лет. По криогенному строению в разрезе выделены: 5 – сезонно-талый слой с талой и мерзлой частями; 4 – переходный слой; 3,2,1 – многолетнемерзлые отложения [19].

Отложения нижнего слоя 1 характеризуются низкой льдистостью, массивными и тонкими (0,2 мм) решетчатыми криотекстурами и редкими ломаными наклонными линзами толщиной до 15 мм. Главные особенности микростроения в отложениях этого слоя 1: хаотичное, гнездовое распределение обломков, характерное для ледового разноса; отсутствие трещиноватых обломков и многочисленные следы интенсивного химического выветривания на их поверхности; преобладание простых глинистых агрегатов (менее 0,05мм). В отложениях отмечены многочисленные пластичные смятия слоистости, взаимовнедрения и микроинтрузии, следы вдавливания. Криогенные пустоты с ровными краями, секут и смещают слои, микроинтрузии, окатыши аргиллитов в разных направлениях, и соответствуют линзовидно-ломаным, решетчатым криотекстурам. В микростроении отложений не выявлены признаки цикличного промерзания-протавания, криогенного выветривания на зопогение и тосями отложения и то указывает на эпигенетический тип промерзания диагенетически измененных засоленных этого слоя.

Изложенный материал о микростроении осадков различных по типу криогенного строения и промерзания позволил сделать следующие выводы.

1. В охлажденных глубоководных осадках моря преобладают раннедиагенетические признаки коагуляции, постепенного уплотнения при вытеснении воды, увеличение плотности, слитности отложений, без нарушения седиментационной слоистости. Микроморфологические признаки цикличного промерзания-протаивания, т.е. периодическим изменением объёма и выделением льда, в охлажденных глубоководных морских осадках не выявлены.

2. В мелководных динамичных условиях прибрежной лагуны выявлен субаквальный (морской) сезонно-мерзлый слой засоленных песчаных осадков с кольцевыми (сферическими) микротекстурами обломков. Вероятно, для образования признаков цикличного промерзания в песках, нужно меньше циклов промерзания, чем для приобретения тонкодисперсным осадком полного комплекса признаков сингенетического промерзания – сотни [7] или тысячи циклов [6].

3. В сингенетически промерзавших в мелководных морских условиях литорали в засоленных осадках выражен наиболее полный набор признаков криогенного микростроения, которые в протаявших и просевших на месте отложениях сохраняются в деформированном виде как посткриогенные элементы.

4. При эпигенетическом промерзании охлажденных морских осадков морских заливов выражено сочетание признаков: седиментационная слоистость, уплотнение, коагуляция, химическое выветривание и деформации при дегидратации осадка и наложенные секущие криогенные пустоты. При эпигенетическом промерзании засоленных отложений таберированых комплексов новые криогенные текстуры наложены на седиментационные и посткриогенные элементы микростроения.

5. В комплексном криолитологическом анализе разрезов, микроморфологические признаки типа криогенного строения засоленных отложений могут быть использованы как показатель типа эпи- и сингенетического промерзания толщ на шельфе арктических морей, а так же стадийных изменений отложений при леградании криолитозоны. В перспективе микроморфологические признаки криолитогенеза можно использовать лиагностики реликтовой или для новообразованной суаквальной морской криолитозоны.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-17-00131

#### Литература

<sup>1.</sup> Астахов В.И. Фотогеология северного плейстоцена: успехи и проблемы / Региональная геология и металлогения, № 21, 2004. 27-44 с.

2. Баду Ю.Б. Криолитология: учебное пособие. М.: КДУ, 2010. 528 с.

3. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов, Наука. М., 1983. 216 с.

 Левитан М.А., Лаврушин О.А., Штейн Р. Очерки истории седиментации в Северном ледовитом окене и морях Субарктики в течение последних 130 тыс.лет М. ГЕОС, 2007. 404 с.

5. Данилов И.Д., Полярный литогенез. М. Наука, М., 1978. 238 с.

6. Ершов Е.Д. и др. Микростроение мерзлых пород. Москва: изд-во МГУ, 1988. 182 с.

7. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород киолитосфере. Новосиб.: Наука, 1981. 196 с.

8. Крапивнер Р.Б., Бескорневые неотектонические структуры, Недра, Москва, 1986.; 204 с,

 Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. Карбонаты в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений. Процессы континентального литогенеза. М., Наука, 1980. с. 147-155.

10. Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным.// Российский журнал наук о земле, Т. 1, N 2, 1999. 23 с.

11. Разумов С.О. Спектор В.Б. Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны щельфа западной части моря Лаптевых// Океанология, 2014. т. 54. № 5. 679-693.

12. Рогов В.В. Основы криогенеза. М. МГУ. 2009. 209 с.

13. Романовский Н.Н. Основы криолитогенеза криосферы. М.: изд-во МГУ, 1993. 335 с.

14. Слагода Е.А. Реконструкция криолитозоны с применением микроморфоло-гических признаков криогенеза в отложениях позднего кайнозоя / Афтореф. докт. дисс. Тюмень: ИКЗ СО РАН. 2005, 48 с.

15. Слагода Е.А. Ванштейн Б.Г. Лебман М.О. Криогенные образования в осадках на дне Карского моря./ Материалы YI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Новосиб., 2009. с. 551-554

16. Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В., Орехов П.Т. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (сообщение 1) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII, № 4, с. 11-21.

17. Слагода Е. А., Курчатова А.Н., Попов К.А., Томберг И.В., Опокина О.Л., Никулина Е.Л. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (часть 2) // Криосфера Земли, 2014. № 1. с. 12-22.

18. Слагода Е. А., Курчатова А.Н., Опокина О.Л. и др. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: геокриолоигческая история и изменения природных условий (часть 3) // Криосфера Земли. 2014. № 3. С.33-45.

 Слагода Е.А., Крылов А.В., Попов К.А. и др. Криолитологическое строение отложений о-ва Хейса архипелага Земли Франца-Иосифа // Криосфера Земли, 2015. т. XIX, № 4, с.17-30.

## РОЛЬ КРИОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАРСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

## Н.А. Таратунина<sup>1</sup>, А.Н. Курчатова<sup>1,2</sup>, Е.А. Слагода<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень; taratuninana@gmail.com <sup>2</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, г. Тюмень

В статье представлены результаты исследований песчаных отложений Чарской котловины, отобранных с различных участков: среднее течение р. Средний Сакукан; наледная поляна в устье реки; надпойменная терраса р. Чара, вмещающая голоценовые полигональножильные льды; дюны массива «Чарские пески». Выполнен гранулометрический и микроморфологический анализы, определен минеральный состав. Выявлены морфологические, гранулометрические признаки и механизмы криогенного преобразования отложений в различных фациальных обстановках.

## THE ROLE OF CRYOGENESIS IN THE FORMATION OF SAND DEPOSITS IN THE CHARA BASIN (TRANSBAIKALIA)

## N.A. Taratunina<sup>1</sup>, A.N. Kurchatova<sup>1,2</sup>, E.A. Slagoda<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Tyumen State Oil and Gas University, Tyumen, Russia; taratuninana@gmail.com <sup>2</sup>Institute of the Earth Cryosphere of the Siberian Branch of the RAS, Tyumen, Russia; The study presents the results of investigation of sand sediments of Chara basin, sampled in the different sites: the average flow of the river Middle Sakhukhan; the icing field in the mouth of the river; the first terrace of Chara River enclosing Holocene polygonal ice-wedges; the dunes of "Chara Sands" area. Grain size analysis and micromorphological analysis were made, mineral composition was determined. Morphological, granulometric features and mechanisms of cryogenic transformation of deposits in different facies conditions were identified.

Формирование дисперсных отложений в условиях низких температур и фазовых переходов воды приводит к изменению гранулометрического состава, морфологии зерен породообразующих минералов, консервации органического материала, образованию аутигенных минералов [4-6]. Для осадка, сформировавшегося в условиях развития мерзлых толщ, характерно специфическое распределение минералов, которое может свидетельствовать об активности процессов криогенеза на момент накопления и промерзания отложений. В работах В.Н. Конищева (1981, 1993) установлена связь между распределением минералов по гранулометрическим фракциям и интенсивностью криогенеза при формировании мерзлой толщи, которая выражена в коэффициенте криогенной контрастности (ККК), рассчитываемом по соотношению содержания кварца к полевым шпатам во фракциях крупной пыли и тонкого песка.

Этот подход был применен для изучения песчаных отложений Чарской котловины (абс. высота 708–740 м), расположенной на юге Сибирской платформы (Забайкалье). С восточного борта котловина ограничена хр. Удокан (абс. высота 2515 м), с запада – хр. Кодар (абс. высота 3073 м). Среднегодовая температура воздуха с 1939 по 2004 г., по данным метеостанции п. Старая Чара, составляла минус 7,6 °С [1]. Образцы были отобраны в различных фациальных обстановках: в среднем течении и на наледной поляне в устье р. Средний Сакукан, дюнном массиве "Чарские пески", а также из голоценовых отложений первой надпойменной террасы р. Чара, вмещающих полигонально-жильные льды.

Гранулометрический анализ образцов выполнен на лазерном гранулометре Mastersizer 3000 (Malvern). Минеральный состав пород определен с использованием рентгеноструктурного дифрактометра D2 PHASER (Bruker). Микроморфологический анализ минеральных зерен выполнен на СЭМ ТМ3000 (Hitachi).

В гранулометрическом составе современного аллювия, где происходит интенсивное вымывание мелкозема, суммарное содержание тонкодисперсной фракции не превышает 10%, а в эоловых отложениях за счет постоянного перевевания – не более 1%; в «законсервированных» голоценовых отложениях первой надпойменной террасы, содержание тонкодисперсной фракции приблизительно равно содержанию песчаной. В вертикальном разрезе вмещающих жильные льды отложений террасы р. Чара снизу вверх наблюдается увеличение пылеватой фракции в результате снижения влияния речной деятельности. По результатам гранулометрического анализа отложений была построена треугольная диаграмма (рис.1), анализ которой показал, что современный аллювий представлен мелкозернистыми песками, отложения с полигонально-жильными льдами – преимущественно пылеватыми и опесчаненными суглинками, эоловые отложения – песками мелкой и средней крупности; содержание глинистых частиц минимально во всех образцах. По коэффициенту Траска осадки являются хорошо сортированными, за исключением образцов голоценовых отложений с высоким содержанием пылеватой фракции.

Графики гранулометрического состава голоценовых отложений террасы р. Чары характеризуются бимодальным распределением частиц с преобладанием пылеватой фракции (рис.2), что в целом свойственно мерзлым породам, подверженным интенсивному воздействию процессов криогенеза [4]. Для аллювиальных и эоловых отложений характерно одномодальное распределение (рис.3) с преобладанием песчаной фракции.



Рис. 1. Распределение результатов грануломстрического анализа на диаграмме Ферре (по суммарному содержанию глинистой, пылеватой, песчаной фракций). 1 – аллювиальные отложения, 2 – отложения дон массива «Чарские пески», 3 – отложения террасы р. Чара, вмещающие голоценовые полигонально-жильные льды



Интегральная кривая гранулометрического состава

Рис.2. График распределения гранулометрического состава голоценовых отложений надпойменной террасы р.Чара (глубина 8,3 м).





Рис.3. График распределения гранулометрического состава песчаных отложений дюнного массива «Чарские пески».

Как известно, у различных минералов форма и характер поверхности существенно различаются [4]. Наиболее широко распространенный минерал кварц является хорошим индикатором условий осадкообразования, поскольку, с одной стороны, достаточно устойчив к процессам выветривания, а с другой стороны, благодаря своей спайности, в большей мере реагирует изменением своей формы на физико-географическую обстановку [3].

Анализ результатов микроскопических исследований минеральных зерен изученных отложений позволил установить типичные черты морфологии частиц различных фациальных типов. Кварцевые зерна аллювиальных отложений отличаются угловатостью, раковистыми изломами, полосчатостью, трещиноватостью (рис.4-7).

В образцах, отобранных на наледной поляне в устье р. Средний Сакукан, зерна кварца имеют характерную остроугольную форму (рис.8); встречены зерна, испещренные сколами (рис.9); поверхность частиц лишена глинистой рубашки.

Зерна кварца в отложениях террасы р. Чара также имеют остроугольную форму со сколами на поверхности, но при этом сохранили первичные признаки моренного материала: неровные поверхности, острые кромки, утюжковую форму, борозды (рис.10а,б).

Минеральные зерна эоловых отложений отличаются наиболее изометричной формой, сглаженной поверхностью (рис.11), мелкоямчатым рельефом с чашеобразными углублениями, серповидными бороздами (рис.12), ступенчатым микрорельефом (рис.13), но и здесь среди окатанных зерен встречаются угловатые, изредка – со следами первичной принадлежности моренному материалу, т.н. экзарационными бороздами (рис.14).



ТМЗОСО\_6919 2015 11 12 14 04 А D9 4 x500 200 и Рис.4. Сколы на поверхности зерна (современный аллювий)



ТМ3000\_6914 2015 11 12 13 51 А D97 х3.0к 30 um Рис.5. Раковистые сколы, трещины, газовые вакуоли (современный аллювий)



TM3000 6945 2015.11.12 15:16 Рис.6. Полосчатость на поверхности зерна (современный аллювий)



TM3000 688 2015 11 11 10:44 A D9.5 x1.0k Рис.8. Остроугольная форма зерна (наледная поляна)



TM3000\_6942 Рис.7. Трещины в зерне (наледная поляна)



TM3000 701: 5 11 16 13:37 Рис.9. Сколы на поверхности зерна (надпойменная терраса)



а

2015.11.16 12:41 A D9.8 x1.8



б

Рис.10. Сохранение первичных признаков моренного материала: а - утюжковая форма; б - борозды (надпойменная терраса)

Для голоценовых отложений террасы р. Чара и в меньшей степени для аллювия наледной поляны, характерна агрегация обломков глинистыми частицами (рис.15). В образцах голоценовых отложений присутствуют обломки пресноводных диатомовых водорослей (рис.16), встречены конкреции сидерита (рис.17), ожелезненные растительные остатки (рис.18). Высокая степень трещиноватости кварцевых зерен песчаных отложений Чарской котловины во многом обусловлена значительным количеством газовых вакуолей - малоразмерных полостей газово-жидких включений (рис.19).



TM3000\_6753

2015.11.09 15:18 A D9.1 x1.0k 100 um

Рис.11. Изометричная форма зерна кварца (дюнные отложения)



тизооо\_6812 2015.11.10 12.44 А D9.1 x2.5k 30 um Рис.13. Ступенчатый микрорельеф поверхности (дюнные отложения)



TM3000\_6776 2015.11.10 11:25 A D9.0 x500 200 um

Рис.12. Чашеобразные углубления, серповидные борозды (дюнные отложения)



ТИЗ000\_6791 2015.11.10 11.58 А D9.0 х1.0к 100 um Рис. 14. Экзарационные борозды (дюнные отложения)

По результатам минерального анализа крупноалевритовой и тонкопесчаной фракций был рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК) в голоценовых отложениях разреза первой надпойменной террасы р. Чара, вмещающих полигональножильные льды. В сезонноталом слое (глубина 0,35 м) ККК составил 0,96; в кровле мерзлых пород (глубина 0,8 м) – 1,02, а в нижней части разреза (глубина 8,3 м) – 1,07, что в целом характерно для синкриогенных отложений южной криолитозоны [6].



тм3000\_6931 2015.11.12 14.44 Ор.7 x1.2k 5 Рис. 15. Алевритовый агрегат (наледная поляна)



тM3000\_6712 2015.11.03 12.47 А D8.6 x2.0k 30 um Рис. 16. Обломки диатомовых (надпойменная терраса)



13:45 4

Элемент	W, %	σ, %
С	16.559	0.245
0	45.680	0.222
Al	0.542	0.040
Si	0.931	0.042
Ca	0.399	0.037
Fe	35.888	0.206

TM3000 6735

Рис.17. Конкреция сидерита (надпойменная терраса)



TM3000\_6743 2015 11 09 14·18 A D8.6 x300 Рис.18. Ожелезненный растительный остаток (надпойменная терраса)



TM3000 6904 2015.11.12 13:27 A D9.6 x2.0 Рис.19. Газовые вакуоли (современный аллювий)

Чарская котловина характеризуется суровыми климатическими условиями, способствующими сохранению голоценовых полигонально-жильных льдов и активному криогенному преобразованию современных отложений. Процессы криогенеза участвуют в трансформации отложений, начиная с накопления осадка, его транспортировки и преобразовании уже отложенного материала [6]. В большей степени криогенное выветривание проявляется в отложениях современных налелных полян. гле преобладают "разорванные" зерна кварца и полевого шпата. Интенсивное разрушение зерен связано с возникающими температурно-градиентными минеральных напряжениями в результате "теплового шока" при излиянии наледной воды при отрицательных температурах. В отложениях террасы р. Чара, вмещающих полигонально-жильные льды, криогенное выветривание происходило за счет криогидратационного механизма при циклических фазовых переходах в сезонноталом слое, что обусловило дробление кварцевых зерен с образованием многочисленных сколов и преимущественно пылеватый состав отложений.

#### Литература:

1. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Станиловская. Ю.В. Летние и зимние температуры воздуха в Северном Забайкалье в период формирования голоценовых повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, №2, с. 7-22.

2. Конишев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск. Наука, 1981, 197 с.

3. Курчатова А.Н., Рогов В.В. Аутигенные карбонаты в отложениях лелового комплекса приморских равнин Восточной Арктики // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, №3, с. 60-69.

4. Курчатова А.Н., Рогов В.В. Новые методы и подходы к изучению гранулометрического и морфологического состава криогенных грунтов // Инженерные изыскания, 2014, №5-6, с. 80-85.

 Попов А.И. Криолитогенез как процесс литогенеза // Подземный лед. Выпуск III. Москва. Изд-во Московский Университет. 1967, с. 7-35.

6. Konishchev V. N., Rogov V. V. (1993) Investigation of cryogenic weathering in Europe and Northern Asia. Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 4, pp. 49-64.

7. Woronko B., Pisarska-Jamrozy M. (2015) Micro-Scale Frost Weathering of Sand-Sized Quartz Grains. Permafrost and Periglac. Process., doi: 10.1002/ppp.1855.

# ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙ (КАРСКОЕ МОРЕ)

## Я.В.Тихонравова, П.Т. Орехов, К.А. Попов

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Россия, г. Тюмень, <u>tikh-jana@vandex.ru</u>

В 2015 году для уточнения литологической характеристики отложений лайды, I и II морских террас западного побережья о. Белый выполнен гранулометрический анализ 55 проб. С учетом данных 2010-14 гг. по динамическому режиму седиментации выделены литогенетические типы отложений.

## LITHOGENETIC TYPES OF SEDIMENTS AT BELY ISLAND (KARA SEA)

## Y.V. Tikhonravova, P.T. Orekhov, K.A. Popov

Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; tikh-jana@yandex.ru

Granulometric composition of 55 samples was determined for detail the lithological characteristics of the laida and the marine terraces (terrace I and terrace II) of the west coast Bely Island in 2015. Lithogenetic types of sediments were subdivided based on the data 2010-14 of dynamic of sedimentation regime

Введение. Гранулометрический анализ дает структурную характеристику грунта, позволяет предварительно судить о происхождении породы, оценивать инженерногеологические характеристики и свойства грунта (фильтрационные, физикохимические и т.д.). Литологи реконструируют условия режима осадконакопления той или иной толщи осадочных пород при помощи диаграмм, основанных на разных принципах: 1) перебор комбинаций различных статистик гранулометрического состава осадков и 2) выбор именно тех статистик гранулометрического состава природные процессы (способы и скорость переноса и седиментации), происходящие в субаквальной и субаэральной обстановках. Для оценки динамичности режима среды седиментации использованы две диаграммы, отражающие процессы осадконакопления: генетическая диаграмма Пассеги и динамо-генетическая диаграмма Гостинцева.

С другой стороны, на гранулометрический состав отложений влияют процессы криогенного выветривания, как в области денудации, так и в области аккумуляции. Криогенное выветривание под воздействием цикличного промерзания-протаивания приводит к разрушению породообразующих минералов – кварца, полевых шпатов и накоплению обломочных частиц алевритовой размерности в осадках [0, 0].

Методы и приборная база исследований. Определение гранулометрического состава отобранных проб произведено лазерным дифракционным анализатором размера частиц Mastersizer 3000 Malvern в лаборатории ИКЗ СО РАН (г. Тюмень). Для

удаления растительного остатка все образцы предварительно были прокалены в муфельной печи при температуре 450° С в течении 1 часа.

Были определены интервалы размеров частиц: 0,0001-0,001 мм, 0,001-0,005 мм соответствуют глинистой фракции; 0,005-0,01 мм, 0,01-0,025 мм, 0,025-0,05 мм – алевритовой фракции; тонкозернистые -0,05-0,075 мм, 0, 075-0,1 мм, мелкозернистые - 0,1-0,25 мм; среднезернистые - 0,25-0,5 мм, крупнозернистые - 0,5-1 мм, грубые - 1-2,5 мм – песчаным фракциям.

Интерпретация данных проведена по принципу анализа ряда диаграмм. Генетическая диаграмма Пассеги показывает механизм переноса частиц и режим седиментации [0]. Диаграмма Гостинцева указывает на динамо-генетическое поле, соответствующее той или степени механической дифференциации обломочных частиц в различных фациальных условиях. Разные способы перемещения частиц различного размера определяются энергетическими уровнями динамических сил среды переноса и седиментации [0].

Район и объект исследований. Районом исследования стало западное побережье острова Белый, расположенного в акватории Карского моря на 73°15' с. ш. 70°50' в. д. (рис. 1). На острове выделены пляж, низкая и высокая лайды (с абсолютными высотами до 3,5 м), І и ІІ террасы с абсолютными высотами 3–7 и 6–12 м, сложенные голоценовыми и верхнее неоплейстоценовыми отложениями [0].

В пределах I, II морских террас и лайды в расчистках, шурфах отобрано 55 проб на гранулометрический анализ. На лайде, в расчистках 03 и 11 (рис. 1), вскрыты пески (9 проб) с нечетко выраженной слоистостью и прослоями органики.



Рис. 1. Схема расположения расчисток и скважин с отбором проб на о. Белый. 1 – лайда; 2- 1-я морская терраса; 3 – 2-я морская терраса; 4 – абсолютная высота поверхности; 5 – район исследования 2010 года; 7 - предполагаемые границы II террасы; 8 – точки отбора образцов

Северо-запад I морской террасы (расчистки 01, 04-06) сложен песчаными породами с явно выраженной слоистостью, с прослоями намытой органика и пятнами ожелезнения (23 пробы, не включая скважины 2010 г). В отложениях расчистки 01 выражено волнистое переслаивание песка на глубине 0,3-0,5 м, сменяющееся тонкой параллельной слоистостью. Расчистка 04 отличается изменением наклона слоев с глубиной. Расчистке 05 характерна волнистая и косая слоистость, а 06 – горизонтальное залегание слоев.

На западном побережье (14 проб) в тыловой части I морской террасы на удалении от моря вскрыты неслоистые пески. Вблизи моря в расчистках 02, 09-10, в слоистых песках и супесях отмечены криотурбации, пятна ожелезнения и намытая органика, линза торфа 5 см.

В пределах II морской террасы в расчистках 12 и Z01 (рис. 1), вскрыты супеси, пески с грубой и тонкой наклонной и горизонтальной мелко-волнистой слоистостью, с линзами органики, торфа, пятнами ожелезнения и криотурбациями на границах слоев. В них присутствует морозобойная трещина, заполненная коричневой органикой, вдоль которой вмещающие слои изогнуты снизу вверх. Из отложений отобрано 9 проб.

Результаты гранулометрического анализа. Из классификационной диаграммы (рис. 2) видно, что среди 55 образцов I, II морских террас и лайды преобладают пески - 86 % (из всех проб). Фракция, размером 1-2,5 мм, соответствующая грубым пескам, не была выявлена. В пробах из отложений лайды и II морской террасе отсутствует глинистая фракция.



Рис. 2. Классификационная диаграмма гранулометрических разновидностей отложений и пород острова Белый (Карское море): 1-2, 4-6, 9-10 - образцы І морской террасы; 3, 11 - образцы лайды; 12, Z01- образцы II морской террасы. Разновидности пород: 1 -
Породы лайды представлены хорошо отсортированными мелкими и мелкосреднезернистыми песками (Md = 0,19-0,22 мм).

Западная часть I морской террасы сложена в основном хорошо сортированными крупными алевритами и тонко-мелкозернистыми песками (Md = 0,0318–0,172 мм). Отмечены также пески алевритовые (песчаная фракция около 60%, алевриты – 30%, глинистая фракция – 10%), смешанные породы (около 50% - песчаная, 40% - алевритовая, 10% - глинистая фракции), алевриты песчаные (алевриты около 60%, песчаная фракция - 30%, около 10% - глинистая фракция)

Западная окраина II морской террасы сложена хорошо сортированным мелким песком (Md = 0,103-0,172 мм).

Литогенетические типы отложений острова Белый. Известно, что частицы песчаного размера от 2,0 до 0,062 мм переносятся волочением, перекатыванием и сальтацией, причем последний способ для них наиболее характерен. Частицы алевритового размера от 0,05 до 0,005 мм переносятся в основном в виде суспензии. Механическая дифференциация — это вымывание и вынос из общей массы осадка алевритовых и глинистых частиц. В более широком смысле — это разделение песчаного и алевритового распределений, т.е. очищение песков от примеси алевритовых и глинистых частиц. Все это происходит при движении (перемещении) массы песчано-алевритовых осадков в различных фациальных обстановках [0].



Рис. 3. Динамическая диаграмма гранулометрических разновидностей пород из отложений западной стороны острова Белый (Карское море)

На диаграмме Пассеги песчаные отложения лайды попадают в область градационной суспензии, образующейся в нижних частях быстрых постоянных потоков, непосредственно у дна, вдоль береговых течений и волнового воздействия (рис. 3). Из анализа расположения точек на диаграмме Гостинцева следует, что осадки накапливались в условиях мелководья зоны литорали (рис. 4).

В основном отложения I морской террасы относятся к области градационной суспензии на диаграмме Пассеги, но на глубине 0,79-1,9 м и 3 м от поверхности террасы чередуются с отложениями, попадающими в область однородной суспензии (рис.3), способ переноса которой характерен для спокойных морских течений с низкой энергией транспортировки. Гранулометрический анализ показывает также изменения в сторону мелкой фракции. По диаграмме Гостинцева осадки северо-западной окраины острова накапливались в прибрежной зоне литорали и на морском пляже с ритмичным увеличением и понижением уровня моря, и сезонным ледовым покровом, что увеличивало и уменьшало динамичность среды. Меньшая часть осадков первой террасы накапливаласть в области слабых течений и застойных зон водоемов (рис. 4).

Породы II морской террасы приурочены к области градационной и однородной суспензии по диаграмме Пассеги (рис.3). По диаграмме Гостинцева осадки западного побережья II морской террасы острова накапливались в мелководной прибрежноморской обстановке, также образцы, из верхней части расчистки попадают в область слабых течений и застойных зон водоемов (рис.4).



Рис. 4. Динамо-генетическая диаграмма Гостинцева

Вывод. Изученные отложения отнесены к хорошо сортированным: коэффициент сортировки (So = 0,31497–0,842589). Преобладание песчаных фракций, низкое содержание глинистых фракций в составе засоленных отложений указывает на высокодинамичный режим седиментации осадков, способствовавший выносу алевритовых и глинистых частиц при формирований I и II террас о. Белый. Волновое воздействие обеспечивало поступление нового, удаление старого осадка и продуктов криогенного выветривания в теплый период года.

Относительно повышенное содержание алевритовых фракций в отложениях верхней части разреза в тыловых участках и цоколе I террасы (вскрытом скважинами), связано с понижением динамической активности режима седиментации осадков при формировании верхней части разреза I террасы. В этой обстановке складывались условия благоприятные накоплению алевритовых фракций, как за счет седиментации, так и криогенного разрушения обломочных частиц в ходе цикличного промерзанияпротаивания до их перехода в многолетнемерзлое состояние [0]. Вероятно, снижению воздействия криогенного выветривания на гранулометрический состав способствовали засоленность осадков, наличие в большую часть года снежников и отепляющие воздействие моря, которые приводили к уменьшению амплитуд температур и количества переходов через 0°C [0].

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант №14-17-00131.

## Литература

Геокриологическая карта СССР. М-6 1:2 500 000 / Гл. ред. Э.Д. Ершов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991.
Гроссгейм В.А. и др. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа// Л.: Недра, 1984.-271 с.

3. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ. 1985, 185 с.

4. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород киолитосфере. Новосибирск: Наука. 1981, 196 с.

5. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск, Акад. изд-во: Гео, 2009. 202 с.

6. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. — 511 е.

7. Слагода Е.А. и др. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (часть 1)// Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 11–21

8. Шмелев Д.Г. Криогенез рыхлых отложений полярных областей Земли/Дисс. на соискание уч. степ. кан. г.н. – М., 2015. – 155 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

## Часть 5. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления

Алексютина Д.М. Оценка скорости разрушения берегов сложенных ММП на основе численного моделирования (на примере побережья Байдарацкой губы)	5
Булдович С.Н. Особенности сезонного промерзания засоленных пород на низких лайдах полярных морей	11
Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н. Современные изменения климата и тепловой режим грунтов в естественных ландшафтах Центральной Якутии	20
Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е., Широков Р.С. Динамика субаквальной мерзлоты Карского моря в меняющихся климатических условиях	26
Воробьевский Б.Е., Григорьев А.В., Исаков В.А., Романюха О.В. Криогенные процессы и явления вдоль трассы нефтепровода в условиях Большеземельской тундры	30
Гравис А.Г., Дроздов Д.С. Реакция криолитозоны южной тундры и лесотундры на изменение климата	37
Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Коростелев Ю.В., Царев А.М. Температурный режим прибрежно-шельфовой криолитозоны в районе геокриологического стационара Марре-Сале (западный Ямал) по данным мониторинговых наблюдений	42
Жирков А.Ф., Варламов С.П., Железняк М.Н. Результаты годичного цикла наблюдений температурного режима грунтов в естественных условиях и при нарушении покровов	52
Касымская М.В., Попова А.А., Гречищева Э.С., Гусева Е.С. Сезонные и многолетние бугры пучения Южно-Тамбейского месторождения	58
Малкова Г.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Температурный режим верхних горизонтов пород в нарушенных и ненарушенных криогенных ландшафтах Европейского Севера	63
Марахтанов В.П., Камалов А.М. Взаимодействие теплового и механического факторов при штормовых размывах арктических побережий	70
Маслаков А.А., Краев Г.Н. <sup>·</sup> Мерзляков В.П. Размываемость береговых отложений в пос. Лорино (Восточная Чукотка)	77
Мельничук Л.В., Дьякова Г.С., Останин О.В. Каменные глетчеры бассейна реки Ак- Алаха (республика Алтай)	83
Михайлов В.М. Динамика таликов речных долин в связи с современной тектоникой на Северо-Востоке России	87
Михайлов В.М. Межбассейновое перетекание подземных вод в криолитозоне и проблема речных перехватов	94
Михайлов В.М. Результаты и перспективы мерзлотных и междисциплинарных	

исследований в речных долинах Северо-Востока России	99
Муллануров Д.Р., Дворников Ю.А., Полухин А.Н., Хомутов А.В. Связь динамики сезонно-талого слоя с климатическими параметрами на центральном Ямале	104
Пономарева О.Е.,.Гравис А.Г, Бляхарчук Т.А., Бочкарев Ю.Н., Устинова Е.В., Бердников Н.М., Москаленко Н.Г. Реакция островной криолитозоны северной тайги Западной Сибири на изменение климата	107
Попов К.А., Басинский К.Ю., Орехов П.Т. Анализ временной структуры состояний в южной тундре и южной лесотундре на территории Западной Сибири.	114
Сергеев Д.О., Чеснокова И.В. Выявление характера теплообмена в слое сезонного оттаивания по данным режимных термометрических наблюдений (Чара, Северное Забайкалье)	118
Фролов Д.М. Влияние особенностей выпадения снегопадов, накопления снежного покрова и изменений температуры воздуха зимних сезонов на изменения глубины промерзания на метеостанциях севера России	123
Холодов А.Л., Лиледаль А., Романовский В.Е., Кэйбл В., Чэмбэрлен А. Риск начала развития процесса термокарста под мелкими водоемами в районе экологической обсерватории Барроу	129
Шестернев Д.М., Верхотуров А.Г. Формирование и трансформация криолитозоны Забайкалья	133
Шполянская Н.А. Динамика криосферы и климата в истории Земли	140
Часть 6. Региональная и историческая геокриология	
Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К., Козырева Е.А, Светлаков А.А. Многолетняя мерзлота Окинского плоскогорья (Восточные Саяны)	148
Баранская А.В. Четвертичные отложения северной части Ямала и Гыдана и их криолитологические особенности	153
Гагарин В.Е., Кошурников А.В., Брушков А.В., Хименков А.Н., Желтенкова Н.В. Криолитозона Южного и Северного Тянь-Шаня (на примере перевалов Анзоб И Жосалы-Кезень)	159
Горбунов А.П., Северский Э.В. Криолитозона в плейстоцене на территории Казахстана	168
Деревягин А.Ю., Опель Т., Майер Х., Ширрмайстер Л., Веттерих С. Криогенное строение и изотопный состав полигонально-жильных образований берега Ойгосский Яр	175
Заболотник П.С., Сыромятников И.И. Температура мёрзлых пород в нижнем течении р. Бол. Куонамки	183
Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Максимов Ф.Е., Алексеев A.O., Алексеева Т.В. О генезисе реликтовых грунтовых жил в отложениях позднего неоплейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины	188

Лисицына О.М., Тумской В.Е. Криостратиграфия: современные представления и пути развития	195
Лыткин В.М., Галанин А.А. Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята	201
Облогов Г.Е., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Федин В.А., Задорожная Н.А. Эволюция палеоклиматических условий побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене	204
Оспенников Е.Н., Хилимонюк В.З., Булдович С.Н. Некоторые проблемы организации системы геокриологического мониторинга в районах распространения островной мерзлоты Западной Сибири	211
Романенко Ф.А., Луговой Н.Н., Шиловцева О.А. Острова мёрзлых пород южнее полярного круга (Терский берег Белого моря)	222
Семенов В.П., Железняк М.Н. Особенности формирования геотемпературного поля и мощности многолетнемерзлой толщи Вилюйской синеклизы	229
Смульский И.И., Иванова А.А. Реконструкция палеоклимата в Западной Сибири за последние 50 тыс. лет на основании изменения инсоляции	233
Сыромятников И.И., Галанин А.А. Строение и температурный режим горных пород под руслом р. Бол. Куонамки (бассейн Анабара)	240
Хилимонюк В.З., Оспенников Е.Н., Булдович С.Н., Гунар А.Ю., Горшков Е.И. Геокриологические условия территории расположения ямальского кратера	245
Хомутов А.В., Губарьков А.А., Дворников Ю.А., Лейбман М.О., Полухин А.Н., Хайруллин Р.Р. Активизация криогенных процессов на Центральном Ямале под воздействием климатических изменений и техногенеза	255
Шейнкман В.С. Оледенение Западной Сибири как компонент криолитозоны	259
Часть 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез)	
Баду Ю.Б. Криосистемный анализ криосферы	266
Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Маслаков А.А., Чижова Ю.Н. Возраст и палеогеокриологические условия формирования голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки	270
Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Криогенное строение, возраст и условия накопления экстремально мощных полигональных торфяников полуострова Ямал	277
Васильчук Ю.К., Макеев В.М., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н. Палеогеокриологические условия формирования позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный	284
Галеева Э.И., Курчатова А.Н., Рогов В.В., Слагода Е.А. Сравнительный анализ строения полигонально-жильных и пластовых льдов	291
Калашникова О.С., Курчатова А.Н., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В.	

Литогенетические типы мелководных отложений Карского моря	297
Конищев В.Н., Рогов В.В. Роль криогенеза в формировании отложений ледового комплекса	302
Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Опокина О.Л. Криогенное строение и микроморфология отложений как индикатор стадийных изменений криолитозоны шельфа и арктических островов Карского региона	308
Таратунина Н.А., Курчатова А.Н., Слагода Е.А. Роль криогенеза в формировании песчаных отложений Чарской котловины (Забайкалье)	314
Тихонравова Я.В., Орехов П.Т., Попов К.А. Литогенетические типы отложений острова Белый (Карское море)	321