

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А.ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИНГГ СО РАН)

На правах рукописи



ОЛЕНЧЕНКО Владимир Владимирович

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
КРИОЛИТОЗОНЫ СИБИРИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

1.6.9 – Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

доктора геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК

2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ОБОСНОВАНИЕ И ВЫБОР ЭТАЛОННЫХ ОБЪЕКТОВ, МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	13
1.1. Эталонные объекты горной криолитозоны	13
1.2. Эталонные объекты с пластовыми льдами субаэральной криолитозоны севера Западной Сибири.....	16
1.3. Эталонные разрезы с каналами фильтрации и разгрузки подземных вод субаэральной криолитозоны	19
1.4. Эталон субаквальной криолитозоны в области развития озёрного термокарста ...	21
1.5. Типичные ландшафтные и биологические индикаторы геокриологических условий	23
1.6. Методы, методика исследования и интерпретации данных	27
1.7. Методика геологической интерпретации данных геоэлектрики	29
ГЛАВА 2. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГОРНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ И ТЯНЬ-ШАНЯ	33
2.1. Экспериментальная геоэлектрическая модель смены типов многолетнемёрзлой толщи при высотной поясности.....	33
2.2. Обобщенная геоэлектрическая модель каменного глетчера	41
2.3. Азональные факторы в горной криолитозоне и их проявление на геоэлектрических разрезах	56
ГЛАВА 3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗРЕЗОВ С ПЛАСТОВЫМИ ЛЬДАМИ СУБАЭРАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ЯМАЛА И ГЫДАНА	66
3.1. Проявление пластовых льдов на геоэлектрических разрезах Центрального Ямала	66
3.2. Геоэлектрическое строение мёрзлой толщи стационара «Парисенто»	84

ГЛАВА 4. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КАНАЛОВ ФИЛЬТРАЦИИ И РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СУБАЭРАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ.....	98
4.1. Геоэлектрическая модель участка развития термосуффозионных процессов.....	98
4.2. Геоэлектрическая модель каналов фильтрации и разгрузки наледных вод.....	107
ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СУБАКВАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ОЗЁРНОГО ТЕРМОКАРСТА.....	120
5.1. Геоэлектрическое строение разрезов лагуны по данным электромагнитных и электрических зондирований	123
5.2. Геокриологическая модель трансформации субаквальной криолитозоны по геофизическим данным.....	129
ГЛАВА 6. ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТНЫХ ИНДИКАТОРОВ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГЕОЭЛЕКТРИКИ.....	135
6.1. Связь растительности и геоэлектрического разреза в условиях развития многолетнемёрзлых пород	135
6.2. Геоэлектрические закономерности размещения муравейников в криолитозоне .	144
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	152
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	155
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	156

ВВЕДЕНИЕ

Объектами исследования являются субэзральная (на суше) и субаквальная (под водой) криолитозона Сибири и Центральной Азии.

Предмет исследования – геоэлектрические модели криолитозоны, построенные на основе электрических и электромагнитных зондирований на эталонных объектах.

Актуальность темы исследования

В настоящее время под влиянием глобальных климатических изменений и техногенной нагрузки происходит трансформация криолитозоны. Она выражается в повышении температуры многолетнемёрзлой толщи, что приводит к изменению положения южной границы распространения многолетнемёрзлых пород (ММП), развитию таликов и термокарста, снижению несущей способности грунтов, увеличению объёмов эмиссии парниковых газов. Изучать строение мёрзлых толщ и следить за их состоянием помогают геофизические методы, среди которых геоэлектрика занимает лидирующие позиции. Однако основные представления о геоэлектрическом строении многолетнемёрзлых пород до последнего времени были основаны на результатах одномерной инверсии данных метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и качественной интерпретации данных электропрофилирования (ЭП) в различных модификациях. Сегодня в практику широко внедряется метод электротомографии (ЭТ) с двумерным и трёхмерным математическим аппаратом инверсии, что выводит качество получаемых данных на новый уровень. В комплексе с другими методами геоэлектрики ЭТ расширяет возможности и круг решаемых задач для геокриологии. Но для правильной геокриологической интерпретации данных геоэлектрики необходим набор электрофизических моделей эталонных объектов субэзральной и субаквальной (субмаринной) криолитозоны.

До последнего времени на территории России в геофизическом аспекте остаётся слабо изученной горная криолитозона Алтая, которая очень чувствительна к глобальным климатическим изменениям. Между тем изучение строения ММП и мониторинг их состояния на территории Горного Алтая важен как при решении фундаментальных задач, так и в прикладных исследованиях, например, при проектировании строительства газопровода в Китай через плато Укок или при разработке противооползневых мероприятий на участке термоэрозии вблизи Чуйского тракта.

Многолетнемёрзлые породы являются фактором перераспределения водных ресурсов, регулятором стока и хранилищем больших запасов воды в виде льда (Алексеев, 2012). Результаты действия подземных вод криолитозоны в виде термосуффозионных провалов или наледей являются не только предметом фундаментальных исследований, но и явлениями, опасными для

инженерных сооружений. Слабая изученность этих процессов современными геофизическими методами обуславливает необходимость специальных исследований на эталонных объектах.

Широкое внедрение ЭТ в практику инженерных изысканий и геокриологических исследований на севере Западной Сибири должно сопровождаться оценкой её возможностей и установлением ограничений при изучении разрезов с пластовыми льдами, в том числе на участках потенциального образования воронок газовых выбросов, где пластовые льды являются перекрывающим слоем.

В последние годы повышенный интерес вызывает строение и эволюция субаквальной (субмаринной) криолитозоны в связи с интенсификацией процессов дегазации на шельфе и изменением положения кровли ММП, в том числе в результате развития подозёрных таликов и озёрного термокарста. Озёрный термокарст, развивающийся в прибрежной части и на внутреннем шельфе, имеет большое значение при преобразовании верхней части разреза многолетнемёрзлой толщи. В силу указанных причин разработка геоэлектрических моделей субаквальной криолитозоны является актуальной задачей.

Отдельная особенность решения геофизических задач заключается в принципиальной неоднозначности геологического истолкования полевых данных. Для сужения области неоднозначности добавляют априорную информацию о разрезе, полученную из материалов изучения скважин, шурфов или обнажений. В то же время в практических геокриологических исследованиях широко применяются ландшафтные индикаторы. Но для интерпретации результатов геофизических исследований в криолитозоне такой подход практически не используется. Обоснование применения ландшафтных признаков и биологических индикаторов мерзлотных условий позволит существенно снизить неоднозначность геологической интерпретации данных геоэлектрики при решении геокриологических задач.

Степень разработанности темы исследований

Большой вклад в исследование криолитозоны геофизическими методами на территории России внесли А. Н. Боголюбов, Б. Н. Достовалов, Ю. Д. Зыков, В. П. Мельников, А. М. Снегирёв, А. Д. Фролов, В. С. Якупов. Внедрением индуктивных методов для изучения мёрзлых толщ занимались Н. Ю. Бобров, Н. О. Кожевников, С. С. Крылов, Л. Г. Нерадовский, Ю. А. Ним, В. В. Стогний. Результаты георадиолокационных (ГРЛ) исследований ММП освещены в работах А. В. Омеляненко, Л. Л. Фёдоровой, И. И. Христофорова, Г. А. Куляндина, С. С. Бричёвой, М. Р. Садуртдинова, М. С. Судаковой.

Геофизическим исследованиям криолитозоны Алтая и Тянь-Шаня посвящено крайне мало работ. Электромагнитные зондирования криолитозоны Тянь-Шаня выполняли В. Е. Гагарин, Н. В. Желтенкова с соавторами (Гагарин, 2016 а,б; Желтенкова, 2018). На территории Горного Алтая специальные геофизические исследования мёрзлых толщ не проводились до последнего

времени. Основной объём геофизических исследований криолитозоны полуостровов Ямал и Гыдан пришёлся на 70–80-е годы прошлого века. При этом главными были вертикальное электрическое зондирование и электропрофилирование.

Информация об электрофизических свойствах пород и особенностях применяемых методов и методик изложены в монографиях (Фролов, 1998; Зыков, 2007; Якупов, 2007) и специальной литературе (Рекомендации..., 1984б; Боголюбов и др., 1987).

Среди зарубежных авторов необходимо отметить работы С. Kneisel и С. Hauck, посвященные развитию методов геофизических исследований криолитозоны в целом и изучению горной криолитозоны Альп в частности (Kneisel, 2006; Hauck, Kneisel, 2008; Hauck et al., 2011; Kneisel et al., 2014). Изучению субаквальной мёрзлой толщи посвящены работы Пола Овердуина (Overduin et al., 2012; Overduin et al., 2016).

В отдельных статьях (Ishikawa, 2001, 2003; Stiegler et al., 2014) показана эффективность комплексирования данных геофизических и геоботанических исследований, однако в современной литературе подобная тема практически не затрагивается.

Анализ степени разработанности темы исследований показал, что подавляющее большинство работ по изучению горной криолитозоны связано с исследованиями в Альпах, в то время как геоэлектрическое строение ММП Горного Алтая и Тянь-Шаня до настоящего времени остаётся слабоизученным. Основной объём геофизических исследований криолитозоны полуостровов Ямал и Гыдан пришёлся на 70–80-е годы прошлого века, а представление о геоэлектрическом строении этих регионов основаны на одномерной инверсии данных ВЭЗ и качественной интерпретации результатов ЭП. Для получения информации о строении и эволюции подводных мёрзлых толщ показали хорошую эффективность методы индуктивной и гальванической геоэлектрики. В то же время эти объекты остаются малоизученными. В настоящее время при интерпретации результатов геофизических исследований криолитозоны практически не применяется фитоиндикация геокриологических условий по криофильным сообществам. Опубликованные единичные примеры использования подобной комплексной интерпретации говорят о перспективности такого подхода для снижения неоднозначности истолкования результатов.

Цели и задачи

Целью исследований является повышение достоверности геологической интерпретации данных геоэлектрики при изучении субаэральной и субаквальной криолитозоны путём разработки типичных геоэлектрических моделей на эталонных объектах и учёта ландшафтных признаков геокриологических условий.

Основные задачи исследований

- построить геоэлектрические модели горной криолитозоны, отражающие главные особенности строения – высотную поясность, аazonальные факторы и каменные глетчеры;
- определить возможности и ограничения электротомографии при изучении ММП с пластовыми льдами при учёте специфики строения криолитозоны севера Западной Сибири.
- по данным полевых измерений построить геоэлектрические модели криолитозоны с каналами фильтрации подземных вод на эталонных участках развития термосуффозионных и наледных процессов;
- изучить геоэлектрическое строение субаквальной криолитозоны в области развития озёрного термокарста;
- обосновать использование ландшафтных признаков геокриологических условий при интерпретации данных геоэлектрики.

Научная новизна

1. Разработаны геоэлектрические модели криолитозоны альпийского типа, включающие:
 - смену типов распространения ММП при высотной поясности;
 - влияние аazonальных факторов;
 - блочный тип строения абляционных каменных глетчеров.
2. С помощью программ двумерной и трёхмерной инверсии получены геоэлектрические модели ММП с пластовыми льдами, отражающие:
 - парагенез повторно-жильных и пластовых льдов;
 - структуру подозерных таликов и каналов дегазации в зоне образования воронок газового выброса.
 Определены геофизические признаки для оценки рисков потери устойчивости инженерных сооружений в области распространения пластовых льдов.
3. На основе эталонных объектов с каналами фильтрации и разгрузки подземных вод криолитозоны
 - построены пространственные геоэлектрические модели каналов фильтрации подземных вод на участках развития термосуффозии;
 - выделены геофизические признаки вертикальных каналов субгляциальной разгрузки подземных вод – источников геогенных наледей.
4. Обоснована новая геоэлектрическая модель современного и реликтового подозерных таликов в зонах развития озёрного термокарста на побережье Северного Ледовитого океана.
5. Установлен ранее неизвестный комплексный признак наличия надмерзлотных или сквозных таликов в многолетнемёрзлой толще в виде сочетания аномалии низкого УЭС пород и скоплений на поверхности крупных гнёзд муравьёв вида *Formica aquilonia* или *Formica exsecta*.

Теоретическая и практическая значимость работы

Теоретическая значимость работы заключается в обобщении материалов геоэлектрики по субэвральской и субэвальной криолитозоне в виде моделей типичных объектов; разработке критериев геокриологической интерпретации геоэлектрических моделей с совместным учётом ландшафтных признаков и биологических индикаторов геокриологических условий. Полученные геоэлектрические модели являются важной составляющей фундаментальных исследований трансформации многолетнемёрзлой толщи в условиях глобального изменения климата, их подземных вод, а также эмиссии парниковых газов на арктическом побережье России.

Практическая значимость работы заключается в повышении достоверности и однозначности геокриологической интерпретации данных при изучении строения и мониторинга состояния криолитозоны методами геоэлектрики. Методические наработки и новые подходы к интерпретации использованы при инженерно-геофизических исследованиях на объектах инфраструктуры газодобычи в ООО «Газпром добыча Надым», на автомобильных и железных дорогах, построенных на мёрзлом основании в Забайкальском крае, Республике Саха (Якутии) и Ямало-Ненецком автономном округе.

Личный вклад

Соискатель лично участвовал в постановке задач, планировании и проведении полевых экспериментов, обработке, количественной и геологической интерпретации полученных данных, численном моделировании, подготовке публикаций по теме диссертации.

Предложена и реализована идея построения геоэлектрической модели высотной поясности ММП. Установлены геоэлектрические признаки опасных бугров пучения над каналами дегазации в криолитозоне Ямала, предложен способ оценки рисков потери устойчивости инженерных сооружений в области распространения пластовых льдов. Показана эффективность георадиолокации и электрических зондирований для выделения каналов фильтрации в межмерзлотных таликах и субгляциальной разгрузки подземных вод на наледных полях. На основе геоэлектрических моделей разработана концепция современного строения субмаринной многолетнемёрзлой толщи в области развития озёрного термокарста. С помощью полевых экспериментов и численного моделирования обосновано применение фито- и биоиндикаторов мерзлотных условий для интерпретации данных геоэлектрики.

Методы исследования и фактический материал

Для решения поставленных задач применены методы полевых исследований и численного моделирования постоянных электрических полей в геокриологических объектах.

Основной метод – электротомография, в ряде случаев дополненная методами бесконтактного измерения электрического поля (БИЭП), ЗСБ и ГРЛ.

Геофизические исследования строения горной криолитозоны выполнены на опорном профиле протяженностью 4950 м, пересекающем все типы распространения ММП при смене высотных поясов с набором высоты в 878 м.

Эталонный геоэлектрический разрез абляционного каменного глетчера получен на профиле длиной 1075 м, пересекающем его разновозрастные генерации. С учетом площадных исследований общая протяжённость ЭТ на каменном глетчере Городецкий составил 4410 пог. м.

Влияние азональных факторов на строение горной криолитозоны изучено на геокриологическом разрезе перевала Жосалы-Кезень (Тянь-Шань, длина профиля ЭТ 705 м). Региональные изменения мощности ММП, связанные с тектоникой, изучены на буровом профиле длиной 35 км через Чуйскую впадину Горного Алтая, на котором ВЭЗ и ЗСБ выполнены в 10 опорных точках.

На полуострове Ямал (среднее течение р. Юрибей) при изучении геоэлектрического разреза с парагенезом повторно-жильных и пластовых льдов выполнена ЭТ на двух профилях длиной 115 м (шаг 5 м) и 23 м (шаг 1 м). На участке Ямальского кратера объёмы работ методом ЭТ составили 4750 пог. м, методом ЗСБ – 108 точек. На объектах инфраструктуры газодобычи объём ЭТ исчислялся десятками пог. км.

На полуострове Гыдан в пределах стационара Парисенто суммарная длина профилей ЭТ составила около 10 пог. км, объём ЗСБ – 109 физических наблюдений в 10 генераторных контурах (размер 200×200 м).

В пределах наледной поляны гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) выполнена ГРЛ протяжённостью более 10,0 пог. км, БИЭП – 1,35 пог. км и ЭТ – 15,5 пог. км. Геофизические аномалии заверены бурением трёх ледовых скважин глубиной до 3,5 м.

В пределах акватории лагуны Уомуллах-Кюэль и прилегающей территории проведены ЗСБ (78 физических наблюдений) и ЭТ (сотни пог. м) в наземном и акваторном вариантах.

Контроль качества полевых данных осуществлялся на трёх уровнях – аппаратурном, повторными (контрольными) измерениями и сопоставлением с априорной геологической информацией о строении района исследований.

Численное моделирование электрических полей постоянного тока выполнено с использованием программ ZondRes2D (автор Каминский А. Е.) и Res2Dinv (автор Loke M. H.). Прямые и обратные задачи ЗСБ решались с помощью программы TEM-IP (автор алгоритмов Е. Ю. Антонов).

Поскольку тематика диссертации находится на стыке нескольких научных дисциплин, то для характеристики эталонных объектов были привлечены ведущие профильные специалисты. Описание ландшафтных условий эталонного каменного глетчера Городецкий в Заилийском Алату и лихенометрические исследования проведены гл. науч. сотр. ИМЗ СО РАН д-р геогр. наук

А. А. Галаниным. Консультации по строению субаквальной криолитозоны побережья моря Лаптевых даны вед. науч. сотр. ИМЗ СО РАН д-р геол.-минерал. наук В. Е. Тумским. Описание муравейников в Горном Алтае и определение видов муравьёв проведены сотрудником Института систематики и экологии животных СО РАН д-р биол. наук Т. А. Новгородовой.

Защищаемые научные положения

1. Высотная поясность горной криолитозоны проявляется возрастанием сплошности и увеличением УЭС опорного слоя при этом азональные факторы приводят к возрастанию или уменьшению УЭС в зависимости от деградации или аградации мёрзлой толщи; абляционные каменные глетчеры в наиболее активных генерациях имеют блоковое строение.

2. При изучении мерзлотных разрезов с пластовыми льдами на севере Западной Сибири методом электротомографии возможно решение задач: выявления границ пластовых льдов на двумерных и в объёмных моделях, их парагенеза с повторно-жильными льдами; установления признаков опасных бугров пучения, оценки рисков потери устойчивости инженерных сооружений. Ограничением применимости метода для определения подошвы льдов является их сплошное распространение и УЭС более 100 кОм·м.

3. В трёхмерных геоэлектрических моделях криолитозоны каналы фильтрации подземных вод выделяются трубообразными аномалиями пониженного УЭС, а пути их субгляциальной разгрузки маркируются сочетанием интенсивных гиперболических дифракций на радарограммах и зонами пониженного УЭС на геоэлектрических разрезах.

4. В области развития озёрного термокарста с диаметром более 800 м субаквальная мёрзлая толща лагун представлена двумя слоями с аномально пониженным УЭС нескольких Ом·м, соответствующими современному и реликтовому таликам, возникшим в период голоценового оптимума.

5. При интерпретации данных геоэлектрики наличие ерниковых зарослей и лиственницы даурской позволяет диагностировать аномалии высокого УЭС как многолетнемёрзлые породы, либо понижение их температуры. Зоны низкого УЭС на участках развития крупных талломов лишайника *Rizocarpon sp.*, чозении или скопления крупных гнёзд муравьёв *Formica aquilonia* или *Formica exsecta* на территории указывают на связь электрических аномалий с таликами, а не с литологическими неоднородностями.

Степень достоверности и апробация результатов

Достоверность результатов обеспечивается применением апробированного научно-методического аппарата (применяемых методик полевых исследований, программного обеспечения для решения прямых и обратных задач), использованием эталонных объектов с известным геологическим строением, верификацией геофизических данных результатами бурения, а также путём сравнения результатов вычисления электрических полей и

экспериментальных результатов определения геокриологического строения по данным геоэлектрики. Достоверность подтверждается значительным объёмом материалов полевых исследований и соответствием получаемых геоэлектрических моделей реальным геокриологическим разрезам, практической апробацией разработанных подходов к геокриологической интерпретации.

Основные научные результаты и положения диссертационной работы докладывались и получили одобрение специалистов **на международных конференциях и симпозиумах**: на 16-й научно-практической конференции и выставке «Инженерная и рудная геофизика-2020, Пермь, 2020; Международной конференции по мерзлотоведению «Криосферные ребусы», Пущино, 2019; Международной конференции «Вычислительная математика и математическая геофизика», Новосибирск, 2018; на Международном симпозиуме по проблемам инженерного мерзлотоведения, г. Магадан, 2017; XI International Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, 2016; на Международной конференции «Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы», Тюмень, 2015 г.; на Международной научной конференции «Климатология и гляциология Сибири» Томск, 2015 г.; на VIII, X, XII XIII XIV XV XI Международном научном конгрессе и выставке «Гео-Сибирь» (Новосибирск, 2012, 2014, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020); на VII Международной геолого-геофизической конференции и выставке «ГЕОЕВРАЗИЯ-2024. Геологоразведочные технологии – наука и бизнес»; на 20-й научно-практической конференции и выставке «Инженерная и рудная геофизика 2024», Казань, 2024. **На всероссийских конференциях, семинарах и школах**: XXI Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, Якутск, 2015; Расширенное заседание Научного Совета по криологии Земли РАН «Актуальные проблемы геокриологии» с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов Москва, 2018 г.; XIX Всероссийская конференция «Геодинамика. Геомеханика и геофизика», Солонешное, 2019; Научно-практическая конференция и выставка геофизического оборудования и программного обеспечения «Электроразведка-2022» 26-28 октября 2022 г.; Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «К познанию цельного образа криосферы Земли: изучение природных явлений и ресурсного потенциала Арктики и Субарктики», г. Тюмень, 29–30 ноября 2023 г.; Цикл семинаров «Современные проблемы геофизики и рудной геологии» – часть 45, 21 ноября – 26 декабря 2023, МГУ, Геологический факультет.

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук. Научные исследования проводились в соответствии с Планами научно-исследовательских работ ИНГГ СО РАН по проектам Программ фундаментальных исследований СО РАН на 2010–2016 г. г., Проект № VIII.70.1.2 «Исследование геологических

сред электромагнитными и магнитными методами на основе полевых и лабораторных экспериментов и математического моделирования»; программы ФНИ за 2017–2021, Проект № IX.128. 0331-2019-0007 «Геоэлектрика в исследованиях геологической среды: технологии, полевой эксперимент и численные модели». Научные исследования поддерживались грантами Российского фонда фундаментальных научных исследований №№ 14-05-00435; 15-45-05129 и грантом № 94034170 Санкт-Петербургского государственного университета.

Благодарности

Представленные в диссертации результаты исследований получены при участии в полевых работах и обработке данных сотрудников лаборатории геоэлектрики ИНГГ СО РАН д-р физ.-мат. наук Е. Ю. Антонова, канд. техн. наук В. В. Потапова, канд. физ.-мат. наук А. Н. Шеина, А. Е. Плотникова, А. А. Горевачевой, А. С. Калганова, А. В. Чекрыжова, за что я выражаю им особую признательность.

Отдельно необходимо сказать спасибо сотрудникам Института мерзлотоведения СО РАН Л. А. Гагарину, И. И. Христофорову, А. А. Галанину, В. Е. Тумскому, сотрудникам Санкт-Петербургского государственного университета О. М. Макарьевой, А. А. Землянсковой, сотруднику Института систематики и экологии животных СО РАН д-р биол. наук Т. А. Новгородовой за консультации в области мерзлотоведения, криогидрологии, мирмекологии и обсуждение результатов исследований.

За помощь в организации и проведении полевых исследований на территории Бованенковского месторождения выражаю благодарность заместителю руководителя ИТЦ ООО «Газпром добыча Надым» канд. геол.-минерал. наук А. Б. Осокину. Без поддержки ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» было бы сложно провести исследования на Гыданском полуострове, поэтому отдельное спасибо канд. геол.-минерал. наук А. И. Синицкому. Большое спасибо коллегам из Института Альфреда Вегенера П. Овердуину и М. Ангелополусу за совместные исследования субаквальной криолитозоны и дискуссию по результатам работ.

Особую благодарность выражаю д-р геол.-минерал. наук Н. О. Кожевникову за неоценимую помощь, критические замечания и полезные советы при написании диссертации.

За внимание к работе и моральное содействие, а также за рекомендации и замечания по структуре диссертации признателен чл.-кор. РАН В. Н. Глинских.

За наставления и постоянную поддержку в процессе работы над диссертацией выражаю искреннюю благодарность академику РАН М. И. Эпову.

Объём и структура работы

Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения. Объём составляет 177 страниц, включая 83 рисунка и 3 таблицы. Библиографический список используемых источников содержит 259 наименования.

ГЛАВА 1. ОБОСНОВАНИЕ И ВЫБОР ЭТАЛОННЫХ ОБЪЕКТОВ, МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования диссертационной работы является многолетняя криолитозона – это приповерхностная часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную температуру независимо от наличия и фазового состава в ней воды (Ершов, 2002). Криолитозона включает в себя мёрзлые, морозные и охлаждённые породы. Под мёрзлыми породами понимают породы, находящиеся при отрицательной температуре и содержащие лёд. Морозные породы также находятся при отрицательной температуре, но не содержат воду в виде льда (например, монолитные скальные). Охлаждёнными породами считаются породы, содержащие незамёрзшую высокоминерализованную воду или рассолы при отрицательной температуре (Общее мерзлотоведение, 1978).

Криолитозона, распространённая на территории суши, называется *субаэральной* (*субконтинентальной*), она подразделяется на две геокриологические зоны – северного (сплошного) и южного (островного и прерывистого) распространения ММП. На территории России субаэральная криолитозона охватывает север европейской части, Западную и Среднюю Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток, Прибайкалье и Забайкалье, а также высокогорные районы (Основы геологии, 1991).

В высокогорных районах (Южная Сибирь, Центральная Азия и др.) распространена субаэральная *горная криолитозона* или криолитозона *альпийского* типа, существование которой обусловлено высотной поясностью. Горная криолитозона является частным случаем субаэральной криолитозоны.

В районе шельфа морей Северного ледовитого океана развита *субмаринная* (*субаквальная*) криолитозона.

Для достижения цели диссертационного исследования, которая предполагает получение набора типичных геоэлектрических моделей субаэральной и субаквальной криолитозоны, были проведены полевые исследования на эталонных объектах. Под *эталонным объектом* (или просто *эталоном*) понимается объект установленной геологической природы, на котором проводится изучение распределения геофизических полей (Никитин, Хмелевской, 2012).

1.1. Эталонные объекты горной криолитозоны

На сегодняшний день одной из приоритетных задач геокриологии является оценка состояния и прогноз трансформации многолетнемёрзлой толщи (ММТ) в условиях изменяющегося климата. С этой точки зрения ММП горной криолитозоны являются уникальным объектом для исследования (Северский и др., 2014). Горная криолитозона быстро реагирует на современные изменения климата (Галанин и др., 2013; Zemp, 2015). В горных странах на одной

и той же высоте геокриологические условия сильно изменяются на небольших расстояниях от первых сотен метров до первых километров. Это позволяет организовать на одном участке одновременные наблюдения за динамикой ММП редкоостровного типа распространения на склонах южной экспозиции и сплошного типа на северных склонах. Для определения глубины залегания кровли и мощности ММП совместно с бурением необходимо применять наземные геофизические методы, а наблюдения за температурой пород выполняются в скважинах (Северский и др., 2014).

Вместе с высотной поясностью на строение горной криолитозоны влияют азональные факторы. К ним относятся: экспозиция склона, разломные зоны, участки снежных заносов, каменные осыпи, техногенные объекты и ряд других. Если в заданном высотном поясе должны быть многолетнемёрзлые породы, а их там нет, либо наоборот, на какой-то высоте не должно быть ММП, а они обнаружены, то причиной этому могут быть азональные факторы. В работе (Stiegler C. et al., 2014) показан яркий пример влияния азонального фактора в виде каменной осыпи в Восточных Альпах, под которой с помощью методов геоэлектрики обнаружены ММП на высоте 990 м, где её не должно быть.

Одним из распространённых азональных факторов, влияющих на строение мерзлой толщи, является активный гидрогеологический режим и повышенный тепловой поток в зонах тектонических нарушений. Так, например, в районах Приенисейского Севера в зонах дизъюнктивных нарушений отмечается исчезновение ММП или аномально малые значения её мощности и высокие температуры. К деградации ММП приводит отепляющее влияние подземных вод, изливающихся по зонам разломов, а также усиливающееся при таких условиях влияние экзогенных факторов – снежного покрова, речных и озёрных вод (Григорьев, 1976). В южных районах Якутии также отмечено влияние тектонического фактора на геологическое строение и криолитозону (Булдович и др., 1976).

В горной криолитозоне широко распространены каменные глетчеры (rock glaciers), являющиеся объектами самостоятельных исследований. Необходимость изучения этих гляциально-мерзлотных каменных образований связана как с мониторингом состояния мёрзлых толщ при глобальном потеплении, так и активным инженерным освоением горных территорий. В другом аспекте каменные глетчеры являются хранилищами пресной воды, относительно устойчивыми к потеплению, что актуально в условиях современных климатических изменений, деградации оледенения и многолетнемёрзлой толщи (Дьякова, Останин, 2014).

подавляющее большинство исследований горной криолитозоны проведено в Альпах, где, начиная с конца 90-х годов прошлого века, выполнены многочисленные геофизические, геокриологические, геоморфологические исследования (PERMOS 2009; PERMOS 2010). Они отличались полнотой, детальностью, скрупулёзностью и включали скважинную и

приповерхностную термометрию, ЭТ, ГРЛ, сейсмические методы, в том числе в режиме мониторинга (Hilbich et al., 2008). При этом объектом исследования была не только мёрзлая толща в горах, но и каменные глетчеры, как неотъемлемая часть горной криолитозоны (Kneisel, 2006; Hausmann et al., 2007; Hilbich et al., 2009; Nauck et al., 2011). Каменные глетчеры кроме Альп изучались в горах Южной и Северной Америки (Leopold et al., 2011) и Гималаях (Hambrey et al., 2008). В то же время отмечается слабая геофизическая изученность горной ММТ Тянь-Шаня и Алтая (Филатов и др., 1967; Оленченко и др., 2011; Fischer et al., 2013; Гагарин и др., 2016а; Гагарин и др., 2016 б; Желтенкова и др., 2018). В последние годы на территории Горного Алтая Институтом мерзлотоведения СО РАН организованы режимные наблюдения за температурой пород на разных высотных уровнях (Железняк и др., 2020). Отдельные публикации, в которых упоминается криолитозона Горного Алтая в результатах геоэлектрических исследований, связаны с археогеофизическими исследованиями на плато Укок (Эпов и др. 2012).

Из методов геоэлектрики основным методом исследования ММП альпийского типа является ЭТ, но лучшие результаты получаются при её комплексировании с ГРЛ (Hambrey et al., 2008; Leopold et al., 2011; Kunz, Kneisel 2020). При измерениях ЭТ применяются преимущественно установки Веннера, Шлюмберже и дипольно-осевая, и лишь в одной публикации отмечено использование трёхэлектродной установки (Hambrey et al., 2008).

Анализ литературы показал, что все исследования горной криолитозоны методом ЭТ объединяет однотипный подход – использование симметричных установок Веннера, Шлюмберже, дипольно-осевой и ограниченных по длине единичных или разрозненных в пространстве профилей наблюдения. Редким исключением являются площадные работы на каменных глетчерах для получения трёхмерной модели объекта (Gharibi, Bentley, 2005). Нужно отметить, что короткий профиль ЭТ, измерения на котором выполнены установкой Веннера (или в комбинации с дипольно-осевой), не позволяет получить достоверную информацию о строении объекта в целом. Следует отметить уникальность криолитозоны альпийского типа, как чувствительного индикатора глобальных климатических изменений. Однако ни в одной работе не рассматривается геоэлектрическая модель ММТ в условиях высотной поясности как единой системы. Основной упор сосредоточен на изучении отдельных объектов – каменных глетчеров, моренных плотин, участков склонов разной экспозиции.

Таким образом, в рамках данного исследования **первой научной задачей является построение геоэлектрических моделей горной криолитозоны, отражающих главные особенности строения – высотную поясность, азональные факторы и каменные глетчеры.**

Изучение строения криолитозоны альпийского типа проведено на российской части территории Горного Алтая и в отрогах хребта Заилийский Алатау (Республика Казахстан), как в

типичных областях распространения ММП альпийского типа, существование которых обусловлено высотной поясностью.

Эталонными объектами горной криолитозоны выбраны:

- южный склон Курайского хребта (Курайская впадина, Горный Алтай);
- Чуйская впадина (Горный Алтай);
- перевал Жосалы-Кезень (Заилийский Алатау, Тянь-Шань).
- каменный глетчер Городецкий (Заилийский Алатау, Тянь-Шань).

Это достаточно изученные в геокриологическом плане объекты. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны описаны в работе М. М. Шаца (Шац, 1978), а мерзлотно-гидрогеологическое строение Чуйской и Курайской впадин изучено при специальных исследованиях в 70-х годах прошлого века. На перевале Жосалы-Кезень в отрогах Заилийского Алатау еще в 1960-х годах Институтом мерзлотоведения АН СССР проведены первые геокриологические и геофизические исследования горной криолитозоны Тянь-Шаня (Филатов и др., 1967).

Для получения обобщённой геоэлектрической модели каменных глетчеров в качестве эталонных объектов были выбраны каменный глетчер Городецкий (Тянь-Шань). Типичный абляционный каменный глетчер Городецкий является одним из крупнейших в Заилийском Алатау. Особенности строения, динамики и морфологии этого и других подобных объектов изучаются более 60 лет и послужили основой для развития отечественной научной школы о каменных глетчерах (Иверонова, 1950; Пальгов, 1957; Глазовский, 1977; Горбунов, Титков, 1989; Горбунов, Северский, 2000; Марченко, 2003; Горбунов, 2006а,б; Горбунов 2008; Gorbunov et al., 1992).

1.2. Эталонные объекты с пластовыми льдами субэкральной криолитозоны севера Западной Сибири

Актуальность исследований пластовых льдов севера Западной Сибири обусловлена необходимостью решения фундаментальных и прикладных геологических задач. Фундаментальные задачи решаются с целью палеореконструкций геокриологических условий и условий осадконакопления (Васильчук, 1992; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Фотиев, 2003; Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006). Прикладные задачи решаются для обеспечения безопасности строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне Западной Сибири (Баулин и др., 1996; Чувиллин, 2007; Васильчук, 2010; Губарьков и др., 2014). Ещё одной причиной интереса к пластовым льдам является их экранирующий эффект, приводящий к формированию ловушек газа под высоким давлением, и образованию кратеров газовых выбросов (Кизяков и др.,

2015; Оленченко и др., 2015; Богоявленский и др., 2015; Стрелецкая и др., 2017; Богоявленский и др., 2019; Богоявленский и др., 2021).

Полуострова Ямал и Гыдан находятся на севере Западной Сибири в зоне низкотемпературной ММТ сплошного типа распространения (Баулин, 1985; Геокриология..., 1989). Изучением геокриологического строения этих полуостровов занимались исследователи из МГУ в 1970–1990-х годах (Бадю, Трофимов, 1974), ПНИИИСа (Баулин, 1985), ВСЕГИНГЕО (Анисимова, Крицук, 1983; Крицук, Поляков, 1989). Экзогенные геологические процессы и явления Гыданского полуострова описаны в (Трофимов и др., 1986).

Мощность криолитозоны в северных районах Западной Сибири достигает 400–500 м и, возможно, больше. Засолённость пород приводит к сокращению мощности ММП и образованию охлаждённых пород с криопэгами. Наиболее низкие температуры (минус 8,5–9,0 °С) в слое нулевых годовых колебаний температуры отмечены на севере полуостровов Ямал, Гыдан и островах Карского моря. К северу от границы озера Нейто и верховьев р. Юрибей на Гыдане температура пород часто изменяется в интервале от минус 6 °С до минус 9 °С.

По криогенному строению в разрезе эпигенетической мерзлой толщи выделяются четыре слоя (Баулин, 1985; Геокриология..., 1989). Первый слой – сезонного протаивания. Второй слой – годовых теплооборотов (мощность до 18 м). Он отличается высокой льдистостью, характеризуется большими перепадами температур, подвержен морозобойному растрескиванию и содержит повторно-жильные льды. Третий слой – распространён на большей территории Западной Сибири. Он представляет однородную глинистую породу, в верхней части со шпирями льда, а на глубине – массивного сложения. При неоднородном литологическом строении в нём встречаются крупные слои льда мощностью до 20 м. Четвёртый слой представлен засоленными охлаждёнными породами и является переходным от мёрзлой толщи к талым породам, не содержит лёд и находится при малых отрицательных температурах.

Важной особенностью криолитозоны Ямала и Гыдана является широкое распространение пластовых льдов различного генезиса. Пластовые залежи льда образуют самые крупные скопления в мерзлой толще водораздельных пространств и в верхнеплейстоценовых морских террасах, а также свойственны районам мощного плейстоценового осадконакопления (Геокриология..., 1989). По генезису они разделяются на автохтонные (внутригрунтового происхождения) и аллохтонные (погребённые). Мощность автохтонных льдов изменяется от первых метров до 30 – 40 м. Они не выражены в рельефе и протягиваются на десятки, сотни, а иногда и первые тысячи метров. Пластовые автохтонные льды чаще всего встречаются на глубинах до 50 м и реже на глубинах 100–200 м. Обычно они расположены на контакте глинистых (сверху) и песчаных (снизу) пород или в местах их фациального замещения.

Пластовые льды севера Западной Сибири являются факторами рельефообразования и развития геологических процессов (Геокриология..., 1989; Васильчук, 2010).

Основной объём геофизических исследований криолитозоны Ямала и Гыдана пришёлся на 70–80-е годы прошлого века, когда шли поисковые работы на нефть и газ (Баулин и др., 1974). Сотрудниками МГУ и ПНИИС проводились многочисленные работы методом ВЭЗ на Ямале. В центральной части полуострова Гыдан специалистами ВСЕГИНГЕО под руководством В. А. Дубровина в 1982 г. был создан стационар «Парисенто», расположенный рядом с одноимённым озером, который проработал до 1995 г. Еще один геокриологический стационар располагается на мысе Марре-Сале (полуостров Ямал). Здесь геофизические исследования ММП методами сейсмики и ГРЛ проводятся и в настоящее время (Садуртдинов и др., 2015; Скворцов и др., 2012).

Ведущими методами геоэлектрики для исследования криолитозоны на Ямале и Гыдане являлись ВЭЗ в стандартном варианте и в модификации двух составляющих (ВЭЗ-МДС), а также ЭП в различных модификациях. Полученная информация об электрофизических свойствах пород, особенностях применяемых методов и методик изложены в монографиях (Фролов, 1998; Зыков, 2007) и специальной литературе (Рекомендации..., 1984). Результаты полевой геоэлектрики представлялись в виде кривых зондирования, графиков электропрофилирования и интерпретационных разрезов, построенных по результатам одномерной инверсии данных ВЭЗ. Однако возможности этой инверсии во многом исчерпали себя, и геоэлектрические модели сложных объектов строились на основании имеющегося опыта и исходя из общих представлений об их строении.

Сегодня в геокриологических исследованиях и инженерных изысканиях применяется метод ЭТ с решением обратных задач для двумерных и трёхмерных сред. Его потенциальные возможности для изучения пластовых льдов пока остаются до конца неизученными. В связи с этим важной **научной задачей является определение круга решаемых задач методом электротомографии, его возможностей и ограничений при исследовании криолитозоны с пластовыми льдами на эталонных объектах Ямала и Гыдана.**

В качестве эталонных объектов выбраны:

- на территории Центрального Ямала – участок в среднем течении р. Юрибей; участок образования Ямальского кратера; участки развития опасных экзогенных процессов на инженерных объектах нефтегазоконденсатного месторождения;
- на Гыданском полуострове – геокриологический стационар «Парисенто».

Эти объекты являются репрезентативными по следующим причинам.

Пластовые льды Центрального Ямала подробно охарактеризованы в работах Г. И. Дубикова (Дубиков, Корейша, 1964), Ю. К. Васильчука (Васильчук и др. 2016),

И. Д. Стрелецкой и М. О. Лейбман (Стрелецкая, Лейбман, 2002) Геокриологические условия территории нефтегазоконденсатного месторождения на Центральном Ямале и района образования Ямальского кратера детально описаны в работах (Баулин и др., 1996; Чувиллин и др. 2007; Кизяков и др. 2015; Стрелецкая и др., 2017). Непосредственно на участке образования Ямальского кратера пластовые льды были вскрыты скважинами (Хилимонюк и др., 2016).

Территория геокриологического стационара «Парисенто» на полуострове Гыдан обстоятельно изучена в 80-90 х годах прошлого столетия. К сожалению, большая часть информации о результатах исследований находится в недоступных архивах ВСЕГИНГЕО. Опубликована лишь небольшая часть данных (Анисимова, Крицук, 1983; Крицук, Поляков, 1989; Пугач и др., 1990). Благодаря В. А. Дубровину, из архивов ВСЕГИНГЕО была получена необходимая информация о геокриологическом строении стационара «Парисенто», что дало возможность использовать территорию стационара как эталонный объект для современных геофизических исследований.

Характеристика каждого эталонного участка дана в соответствующем разделе с описанием результатов исследований.

1.3. Эталонные разрезы с каналами фильтрации и разгрузки подземных вод субэкральной криолитозоны

Многолетнемёрзлые породы являются фактором перераспределения водных ресурсов, регулятором стока и хранилищем больших запасов воды в виде льда (Алексеев, 2012б). При этом формирование, сток и разгрузка подземных вод в криолитозоне обладают особенностями, которые необходимо учитывать при решении задач криогидрогеологии, инженерной геологии, поисках подземных вод для питьевого водоснабжения в условиях Крайнего Севера (Романовский, 1983).

Одним из проявлений подземных вод криолитозоны является термосуффозия – широко развитый процесс в районах распространения песчаных отложений. Под термосуффозионным процессом понимается механический вынос тонких частиц оттаивающих многолетнемёрзлых пород, приводящий к проседанию поверхности (Embleton, Thornes, 1979; Гагарин и др., 2016в). Эти процессы приводят к образованию суффозионных воронок (провалов). Термосуффозия менее распространённый процесс, чем термокарст, однако она приводит к очень быстрым ландшафтным изменениям, что представляет большую опасность для инженерных сооружений, например, автомобильных и железных дорог (Румянцев, 1966; Гагарин и др., 2019).

Другим распространённым явлением в криолитозоне является наледеобразование. Наледями называют слоистые ледяные массивы или корки на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образовавшиеся при замерзании периодически изливающихся

природных или техногенных вод (Алексеев и др., 2021). Наледи являются индикаторами процессов водообмена в криолитозоне, а исследование их динамики актуально для оценки состояния криосферы в изменяющемся климате. Они нередко осложняют эксплуатацию инженерных сооружений (Шестернёв, Верхотуров, 2016; Алексеев, 2017). Устранение наледной опасности обеспечивает безопасность при инженерном освоении участков криолитозоны. Ликвидация наледообразующих источников с помощью подземных каптирующих водоводов или водопонижающих скважин может быть способом устранения наледной опасности (Алексеев, 2017). Поэтому одной из главных задач при разработке противоналедных мероприятий является поиск и локализация таких источников геофизическими методами.

Ещё одной актуальной задачей при изучении наледей является определение генезиса и механизма их образования. Существует классификация гигантских наледей по генезису и механизмам формирования (Романовский, 1983; Корейша, 1987). Тем не менее очень мало фактических данных, подтверждающих гипотезы их происхождения геофизическими методами или бурением. Из архивных данных известна единственная масштабная работа по исследованию наледей с помощью геофизических методов – отчёт гидрорежимной экспедиции тематической гидрогеологической партии ВСЕГИНГЕО (Наледное регулирование..., 1967). В этом отчёте представлены сведения о наблюдениях, проводившихся на юге Якутской АССР и в Магаданской области, в том числе с использованием метода ВЭЗ.

Развитие геофизических технологий, аппаратура на современной элементной базе и современное программное обеспечение для обработки данных и решения обратных задач геофизики существенно повысили информативность исследований. В то же время необходимо отметить очень малое число публикаций, представляющих результаты геофизических исследований на наледях (Terry et al., 2020; Liu et al., 2021; Walther et al., 2021). Эти результаты показали высокую эффективность при изучении наледей методов ГРЛ, ЭТ с гальваническими и ёмкостными заземлениями, тепловизионной съёмки и ядерного магнитного резонанса. Однако интерпретация полученных данных в некоторых случаях оставляет желать лучшего.

И термосуффозия, и наледообразование связаны с фильтрацией и разгрузкой подземных вод криолитозоны. Поэтому при изучении таких процессов важно выявлять в разрезе и проследивать в плане каналы фильтрации подземных вод. Решение этой задачи необходимо как для прогноза термосуффозонной опасности, так и для определения генезиса наледей или разработки противоналедных мероприятий. Подобные задачи решаются с помощью методов геоэлектрики. Для правильной интерпретации её результатов необходимо решить следующую **научную задачу: получить экспериментальные геоэлектрические модели криолитозоны с каналами фильтрации и разгрузки подземных вод на эталонных участках развития**

процессов термосуффозии и наледеобразования. Это третья научная задача диссертационного исследования.

Эталонным участком развития термосуффозионных процессов выбран участок Улахан-Тарын на бестяхской террасе (левый берег р. Лена в 50 км к югу от пос. Нижний Бестях, Республика Саха (Якутия)). В районе исследований широко распространены сквозные и несквозные талики радиационно-теплого, гидрогеогенного и гидрогенного типов, а также термосуффозионные процессы. Территория бестяхской террасы достаточно хорошо изучена различными методами (Ефимов, 1952; Анисимова, 1971; Шепелёв, 1987; Бойцов, 2002; Михайлов, 2010; Гагарин, 2012), но в меньшей степени геофизическими. В пределах эталонного участка пробурены гидрогеологические и термометрические скважины, дающие возможность корректной интерпретации результатов наземных геофизических исследований.

Гигантская наледь на р. Анмангында считается репрезентативным объектом для изучения подобных явлений на Северо-Востоке России (Толстихин, 1974) и выбрана их эталоном. Эта наледь является объектом многолетних наблюдений за процессами наледеобразования с 1962 по 1990 г.г. и с 2020 г. по настоящее время. На площади наледной поляны пробурена термометрическая скважина, проводится гидрологический мониторинг. Первые геофизические исследования в пределах наледной поляны были выполнены в 1966 г. Они включали ВЭЗ в нескольких точках для определения мощности ММП. Однако до настоящего времени геофизические исследования современными методами и аппаратурой на этой наледной поляне не проводились.

1.4. Эталон субаквальной криолитозоны в области развития озёрного термокарста

Важность исследования субаквальной криолитозоны обусловлена необходимостью решения таких фундаментальных задач, как изучение эмиссии парниковых газов, возникающей при деградации ММП (Шахова и др., 2009; Shakhova et al., 2010; Анисимов и др., 2012; Малахова, Голубева, 2016; Thornton et al., 2020), и оценка современных геокриологических условий и закономерностей распространения субаквальных ММП (Романовский, Тумской, 2011). Другое направление связано с инженерно-геологическими исследованиями при строительстве портовых сооружений или объектов инфраструктуры газодобычи, а также подводных трубопроводов (Колюбакин и др., 2016; Кошурников и др. 2016).

Одной из основных задач при оценке современных геокриологических условий шельфовой криолитозоны является исследование изменений кровли ММП, в том числе в результате развития озёрного термокарста и подозёрных таликов.

Для прибрежной части северных морей и на всём внутреннем шельфе озёрный термокарст имеет большое значение при преобразовании верхней части разреза мёрзлых толщ. В результате

последледниковой трансгрессии моря, начавшейся 17–16 тыс. лет назад, к северу от современной береговой линии под водой морей Лаптевых и Восточно-Сибирского оказалась огромная территория протяженностью от 300 до 1000 км (Романовский, Тумской, 2011). Образование термокарстовых озёр 12–13 тыс. лет назад на значительных площадях озёрно-аллювиальной равнины севера Республики Саха (Якутия) привело к понижению отметок её поверхности на 10–35 м (Каплина, Ложкин, 1979). Затем эти озёра сливались и частично или полностью дренировались. «На начальной стадии трансгрессии образовывались многочисленные термокарстовые лагуны (Романовский и др., 1999; Romanovsky et al., 2000). В это время береговая линия смещается к югу по системе термокарстовых депрессий. Происходит расчленение озёрно-аллювиальной равнины на многочисленные острова и полуострова. Впоследствии едомные острова-останцы постепенно уничтожались термоабразией. То же самое происходит и в настоящее время (Гаврилов, 2003). Исследователи считают (Романовский др. 1999; Тумской, 2002; Касымская, 2012), что к моменту затопления термокарстовых озёр под ними были сформированы талики, которые в последствии перешли в субмаринное состояние» (Оленченко и др., 2023).

Обзорный анализ литературных источников показал, что для изучения строения субаквальной криолитозоны весьма эффективна сейсмоакустика (Shakhova et al., 2010; Колубакин и др., 2016; Shakhova et al., 2017). Она позволяет решать большое число разнообразных геокриологических задач – от выделения участков дегазации (покмарков), до обнаружения реликтовых подозерных таликов и полигонального палеорельефа. При комплексировании сейсмики и ЗСБ однозначнее выделяются криогенные толщи на шельфе (Казанин и др., 2016).

Электромагнитные зондирования также дают хорошие результаты при определении положения кровли и мощности мёрзлых пород под водой (Walker et al., 1985). Нестационарное зондирование с применением в качестве источника вертикальной электрической линии (ВЭЛ) имеют преимущество перед наземными методами постоянного тока, для которых толща солёной воды является проводящим экраном. Однако применение ВЭЛ ограничено глубиной воды (Edwards et al., 1988). В методе ЗСБ индукционное возбуждение поля не требуется заземлений. При этом низкоомная толща осадочных отложений обеспечивает хорошие условия для измерения нестационарного сигнала. По данным ЗСБ определяются положение кровли мёрзлых пород и её УЭС, что даёт возможность прогнозировать льдистость (Walker et al., 1985; Кошурников и др., 2016). Метод частотного зондирования или электромагнитного профилирования хорошо зарекомендовал себя при картировании субаквальной криолитозоны в Байдарацкой губе Карского моря (Зыков и др., 2008).

Первые исследования П. Овердуина показали перспективность использования ЭТ для изучения субаквальной криолитозоны при небольшой глубине воды (Overduin et al., 2012; Overduin et al., 2016). В то же время отмечено, что высокая электропроводность морской воды накладывает ограничения на использование постоянного тока. Добавим к этому необходимость использования установок с большими разносами для обеспечения достаточной глубинности в условиях солёной воды. Это делает нетехнологичным производство работ.

Зарубежный и отечественный опыт геоэлектрических исследований субаквальной криолитозоны показал, что электромагнитные и электрические зондирования успешно решают задачу определения глубины залегания кровли ММП и их мощности. Следовательно, их необходимо использовать для изучения трансформации верхних горизонтов мёрзлых толщ в прибрежной части и на шельфе. Для повышения однозначности интерпретации геофизических данных необходимо получить геоэлектрические модели подводной мёрзлой толщи на объекте с известным геокриологическим строением.

Четвёртая задача диссертационного исследования сводится к следующему: на примере эталонного объекта изучить геоэлектрическое строение субаквальной криолитозоны в области развития озёрного термокарста, трансформация которой происходит в результате глобальных климатических изменений.

Эталонным объектом выступает лагуна Уомуллах-Кюэль, расположенная на полуострове Быковский в море Лаптевых. Эта лагуна является репрезентативной, во-первых, потому что она является типичной термокарстовой котловиной, преобразованной в лагуну, во-вторых, потому что в пределах этой лагуны в рамках совместных исследований Российско-Германской экспедиции с помощью бурения подробно изучено геокриологическое строение подводной мёрзлой толщи (Strauss et al. 2018). В скважине глубиной 33,5 м была получена информация о температуре пород, их литологическом составе и засолённости. Данные о геокриологическом строении территории (Слагода, 1993; Каплина, 1979; Каплина, 1981) и численного моделирования термокарстовых процессов (Тумской и др. 2001а; Тумской и др. 2001б) стали основой для интерпретации данных геоэлектрики и построения обобщенной модели субаквальных многолетнемёрзлых пород в зоне развития озёрного термокарста и трансгрессии моря.

1.5. Типичные ландшафтные индикаторы геокриологических условий

Признаками и свойствами ландшафта являются формы рельефа, растительные и животные сообщества, закономерно повторяющиеся на одной территории. (Основы..., 1999). Геоморфологические и биологические (фитоиндикаторы) признаки геокриологических условий

нашли широкое применение при геокриологическом картировании (Рекомендации, 1984; Ермохина, 2009). Для природного микрорайонирования используют следующие классификационные признаки: геоморфологический уровень, мезо- и микрорельеф, состав поверхностных отложений, дренированность поверхности, растительность. Типы природных микрорайонов, выделенные на основе перечисленных признаков, являются комплексными ландшафтными индикаторами геокриологических условий (Рекомендации, 1984).

Определение условий среды по характеру и состоянию растительности называется фитоиндикацией. К примеру, на севере Западной Сибири сомкнутые хвойные леса, мохово-кустарничковое или сфагновое редколесье на плоских, слабодренированных участках, означает, что многолетнемёрзлые породы представлены островами и линзами. Если же на территории исследований в заболоченных депрессиях и долинах водотоков встречаются отдельные бугры пучения, а растительность представлена кустарничково-мохово-лишайниковым сообществом, то такие индикаторы говорят о сплошном распространении ММП (Рекомендации, 1984а).

В середине прошлого века Р. Е. Бешелем было предложено использовать лишайники как индикаторы климата и возраста (Beschel, 1957), что стало основой метода лихенометрии. Широкое развитие этот метод получил в палеогеографических и геоморфологических исследованиях (Галанин, 2002).

Мезо- и микрорельеф влияет на распределение снежного покрова на земной поверхности, что определяет теплообменные процессы. При этом на севере Западной Сибири в зоне сплошного распространения ММП их кровля залегает близко к поверхности на буграх и глубже в западинах. А в Забайкалье, где теплообмен определяется влажностью сезонноталого слоя (СТС) и испарением с поверхности почвы, роль рельефа проявляется в накоплении влаги. Поэтому во влажных западинах температура пород более низкая, а кровля ММП залегает ближе к поверхности (Маслов и др., 2005).

Известным фитоиндикаторами пойменных таликов являются заросли чозений (*Chosenia arbutifolia*) и тополей (Михайлов, 2014). Интенсивная циркуляция подземных и поверхностных вод является обязательным условием как для формирования таликов, так и для произрастания чозений и тополей, поскольку этим растениям необходимо проточное увлажнение корнеобитаемого слоя (Михайлов, 2005).

Несомненно, температура пород в разных ландшафтных условиях оказывает влияние и на их электрические свойства. Поэтому геоморфологические признаки и фитоиндикаторы геокриологических условий необходимо использовать при анализе данных геоэлектрики для снижения неоднозначности интерпретации.

Блестящий пример комплексирования фитоиндикации и результатов геофизических методов для выделения многолетнемёрзлых пород в условиях горной криолитозоны приведён в

работах (Ishikawa, 2001, 2003). М. Ishikawa разделил растительные сообщества на: криофильные сообщества низких кустарников; хионофильные¹ сообщества кустарников; хионофильные луга и приснежниковые сообщества. Криофильные сообщества низких кустарников продуваются ветром и не задерживают снег. Такие поверхностные условия способствуют глубокому промерзанию и низкой температуре пород. Хионофильные сообщества развиваются в местах, где задерживается много снега, который препятствует промерзанию и способствует возникновению таликов. Используя анализ растительных сообществ в различных ландшафтных условиях как индикаторов ММП, информацию о температуре под снежным покровом и распределении УЭС в разрезе, М. Ishikawa выделил зоны таликов и линзы ММП на фоне талых пород.

В работе (Stiegler et al., 2014) показан пример комплексной интерпретации результатов картирования растительности, ЭТ и ГРЛ. В результате установлено, что на участках криофильных сообществ (*Sphagnum rubellum*) развиты неглубокозалегающие ММП островного типа. При этом растительный покров (мох) является азональным фактором, способствующим сохранению мёрзлых пород в горах на уровне намного ниже региональной нижней границы распространения ММП.

Ещё одним биологическим признаком, указывающим на геокриологические условия, являются муравейники. Для выживания в суровых условиях муравьи проявляют адаптивную стратегию, которая заключается в виде «выбора» участка для зимовки, при этом камеры располагаются на как можно большей глубине. Здесь температура не опускается ниже порога холодоустойчивости (Берман, 2007).

Ранее установлено (Берман, 2007), что муравьи рода *Formica* строят гнёзда над глубокопротаивающей мёрзлой толщей «на склонах южной экспозиции или прогреваемых положительных формах рельефа, или над сквозными таликами. Кроме этого, на участках с антропогенно нарушенными условиями теплообмена муравьи быстро осваивают и вновь образующиеся радиационно-тепловые талики. В верховьях р. Колыма З. А. Жигульская заметила, что на участках разворота гусеничного транспорта, на вырубках и горных полигонах, а также вдоль кюветов заброшенных просёлочных дорог появляются гнёзда *Formica lemani*» (Оленченко, 2014).

«На территориях с близкозалегающими ММП никогда не встречается *F. lemani*, но часто этот вид гнездится в области распространения ММП прерывистого типа (Берман, 2007). Присутствие мёрзлых пород никак не сказывается на распределении только тех видов муравьёв, которые строят гнёзда вблизи поверхности, это, например, *Camponotus herculeanus* и *Leptothorax acervorum* (Оленченко, 2014). Из этого следует, что, особенности расположения

¹ нуждающийся в снежном покрове

гнёзд таких видов муравьёв не несут информации о строении мёрзлой толщи. Но в то же время гнёзда муравьёв рода *Formica*, например, *F. aquilonia*, *F. exsecta* служат биоиндикаторами таликов. Муравейники этих видов нужно использовать как биологические индикаторы для картирования таликовых зон в областях распространения ММП» (Оленченко, 2014).

Широко применяемую в практике геокриологических исследований фитоиндикацию мерзлотных условий необходимо использовать и при интерпретации геофизических данных для выделения таликов или островов мёрзлых пород. Некоторые примеры такого подхода к интерпретации отмечены в работах зарубежных авторов. Кроме растительности на особенности геокриологического строения территории может указывать и наличие муравейников.

Пятая научная задача сформулирована следующим образом – обосновать применение ландшафтных индикаторов геокриологических условий при интерпретации данных геоэлектрики.

В качестве эталонных объектов с ландшафтными признаками геокриологических условий выбраны:

- каменный глетчер Городецкий с лишайниками *Rhizocarpon* sp. (Тянь-Шань);
- участок произрастания лиственницы Каяндера (даурской) (*Larix cajanderi*) на бестяхской террасе (Центральная Якутия);
- ерниковые заросли кустарниковой берёзы в долине ручья (*Betula fruticosa*) (Забайкалье)
- участок произрастания чозении в поймах р. Анмангында и Нелканджа (Магаданская область);
- группа гнёзд муравьёв вида *Formica aquilonia* на особо охраняемой природной территории «Муравейники Арахлея» (Забайкалье);
- гнёзда муравьёв вида *Formica exsecta* на южном склоне Курайского хребта (Горный Алтай).

Причины, по которым в качестве эталонов выбраны именно эти участки, следующие.

На каменном глетчере А. А. Галаниным выполнена лихенометрия – оценка возраста каменистых поверхностей по размеру талломов (слоевищу) лишайника рода *Rhizocarpon* (Галанин и др., 2017). Вычисленный возраст лишайников был сопоставлен с разрезом УЭС по данным ЭТ для выявления корреляционных связей возраста каменного глетчера с УЭС слагающих его пород.

Ерниковые заросли кустарниковой берёзы и переувлажнение долины ручья в Забайкальском крае являются классической причиной пониженной температуры пород и неглубокого залегания кровли ММП (Маслов, 2005).

Участок произрастания лиственницы Каяндера на бестяхской террасе является типичным случаем сукцессии при изменении геокриологических условий, происходящих в результате затухания термосуффозионных процессов (Гагарин и др., 2023).

Чозениевые рощи в долинах р. Анмангында и р. Нелканджа являются общепризнанным фитоиндикатором таликов и интенсивной циркуляции подземных и поверхностных вод (Михайлов, 2005, Михайлов, 2014).

Гнёзда муравьёв вида *Formica aquilonia* на особо охраняемой природной территории «Муравейники Арахлея» описаны научным сотрудником Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, канд. биол. наук О. В. Корсуном (Корсун, 2007), а гнёзда муравьёв *Formica execta* на южном склоне Курайского хребта изучены и описаны сотрудником Института систематики и экологии животных СО РАН, д-р биол. наук Т. А. Новгородовой в ходе специальной совместной экспедиции геофизиков и биологов.

1.6. Методы, методика исследования и интерпретации данных

Основным методом исследования выступает ЭТ. Для определения глубины сезонного оттаивания и выделения в разрезе полигонально-жильных льдов использовалась ГРЛ. В некоторых случаях для определения положения нижней границы мёрзлой толщи, а также для изучения строения субаквальной криолитозоны использовалось ЗСБ. На наледных полях применялся метод бесконтактного измерения электрического поля (БИЭП) в модификациях дипольно-осевого зондирования (ДОЗ-БИЭП) и многоразностного электропрофилирования (ЭП-БИЭП).

ЭТ является современной модификацией ВЭЗ и относится к группе методов сопротивления. В её основу заложены измерения многоэлектродными установками и автоматическая инверсия данных (Бобачёв и др., 1996; Бобачёв, Горбунов, 2005; Dahlin, Zhou, 2004). Под инверсией понимается решение обратной задачи геоэлектрики – подбор экспериментальных данных к теоретическим в рамках двумерной или трёхмерной модели распределения УЭС в среде (Loke, Barker 1996a; Loke, Barker 1996b.; Loke, Dahlin 2002; Каминский, 2014).

Подробный анализ существующих установок, их разрешающей способности, преимуществ и недостатков приведён в работах (Бобачёв, Горбунов, 2005; Балков и др., 2012; Dahlin, Zhou, 2004; Szalai, Szarka, 2008; Loke, 2009).

Основной объём данных, представленных в работе, получен с использованием установки Шлюмберже (стандартное межэлектродное расстояние на косе 5 м, максимальная глубинность при длине косы 235 м составляет 35–40 м). В некоторых случаях применялась дипольно-осевая и трёхэлектродная установки. Последняя даёт возможность увеличить глубинность исследований до 80 м, а при использовании межэлектродного расстояния 10 м глубинность зондирования может достигать 150 м.

Большая часть экспериментальных данных, представленных в работе, получены с использованием отечественной аппаратуры Скала-48, разработанной в ИНГТ СО РАН совместно

с ООО «Конструкторское бюро электрометрии» (Балков и др., 2012). Скала-48 — это одноканальная электроразведочная станция. Генератор напряжения аппаратуры обеспечивает выходной ток от 1 до 1500 мА и максимальное напряжение на питающих электродах до 750 В. Максимальная мощность генератора – 200 Вт. Входное сопротивление измерителя составляет 10 МОм, а измеряемый диапазон входных напряжений от – 0,1 до 200 В. Кроме этого, в некоторых случаях использовалась аппаратура Syscal Pro, Скала-48к12, Скала 64-к15.

Для решения обратной задачи ЭТ в рамках двумерных моделей применялась программа Res2Dinv (Geotomo, Малайзия). Трёхмерная обратная задача решалась с помощью программного обеспечения (ПО) Res3Dinv (Geotomo, Малайзия). Алгоритмы работы ПО для двумерной и трёхмерной инверсии описаны в (Loke, Barker, 1996a; Loke, Barker, 1996b). При инверсии для разделения границ мёрзлых и талых пород применялся метод «ограниченно-гладкой робастной» инверсии (smoothness-constrained robust inversion) (Loke, 2009).

Для решения прямой задачи при численном моделировании использовалась программа ZondRes2D (автор А.Е. Каминский), а для решения обратной задачи – Res2Dinv (автор М. Н. Loke).

В методе БИЭП в качестве источника электрического поля применяются незаземлённые линии в виде отрезков изолированных проводов. Основы теории метода и методики емкостных измерений незаземлёнными линиями опубликованы в работах (Тимофеев, 1973; Нахабцев и др., 1985). Условия ограничения применимости метода показаны в работе (Груздев и др., 2013; Груздев и др., 2020). Измерения выполнены аппаратурой ВЕГА, работающей на частоте 16 кГц.

Метод ГРЛ относится к группе электромагнитных методов и основан на различии зондируемых сред по диэлектрической проницаемости и электропроводности. На границе таких сред происходит отражение электромагнитных волн. Основные положения теории ГРЛ и физические основы метода раскрыты в специальной литературе (Владов, Старовойтов, 2004; Изюмов и др., 2008; Владов, Судакова, 2017; Ground Penetrating Radar, 2009). ГРЛ на эталонных объектах выполнялись с помощью георадаров ОКО-2 или ОКО-3 с антеннами центральной частоты 700, 250 или 150 МГц в зависимости от решаемых задач. Для обработки данных ГРЛ применялась программа GeoScan32. Как правило, граф обработки включал усиление сигнала по глубине и вычитание среднего. Диэлектрическая проницаемость среды оценивалась по гиперболам дифракции от локальных объектов инструментами программы GeoScan32 или по результатам расчётов скорости электромагнитной волны при известном положении рефлектора в разрезе, когда с помощью щупа определялась подошва слоя сезонного оттаивания на профиле ГРЛ.

Электромагнитные зондирования во временной области являются весьма эффективными в определении электропроводности пород на глубинах от нескольких десятков до нескольких

сотен метров. Метод ЗСБ служит хорошим инструментом для обнаружения в разрезе электропроводящих (обладающих низким УЭС) слоёв и объектов. Такими объектами могут быть талики, слои глин, засоленных пород, криопэги, коллекторы минерализованных вод. Теоретические основы ЗСБ изложены в работах (Сидоров, 1969; Кауфман, Морозова, 1970; Сидоров и др., 1977). Результаты применения ЗСБ для изучения криолитозоны опубликованы в работах (Ним, 1991; Стогний, 2003; Стогний, 2008; Кожевников, Антонов, 2009; Кожевников, Антонов, 2010; Кожевников, 2012; Кожевников и др., 2014; Harada et al. 2000; Creighton et al. 2018).

При полевых исследованиях на эталонных объектах Сибири метод ЗСБ применялся для определения положения нижней границы многолетнемёрзлой толщи в Чуйской долине (Горный Алтай), на территории стационара Парисенто (п-ов Гыдан), а также для выделения таликов в субаквальной криолитозоне на п-ове Быковский (море Лаптевых).

Для возбуждения электромагнитного поля применялись генераторные петли размером 50×50 , 100×100 и 200×200 м в зависимости от решаемых задач. В качестве приемных контуров использовались одновитковые петли 10×10 м, 18×18 м или индукционные датчики размером 1×1 м с магнитным моментом эквивалентным петле 20×20 или 50×50 м (ПДИ-20, ПДИ-50).

Измерения выполнены аппаратурой Fast Snap первого поколения (СибГеоСистемы, Новосибирск), которая даёт возможность исследовать переходный процесс в диапазоне времен от 2,5 микросекунд до сотен миллисекунд.

Количественная интерпретация данных ЗСБ выполнялась с помощью программы TEM-IP (Антонов и др., 2014) при участии Е. Ю. Антонова.

1.7. Методика геологической интерпретации данных геоэлектрики

Как правило, на эталонных участках было известно геологическое строение и геокриологические условия. Информация о литологическом составе и температуре в вертикальном разрезе получена по скважинам, расположенным на участке исследований, или в непосредственной близости. Эта информация являлась основой геологической и геокриологической интерпретации. В случае с каменными глетчерами (КГ) был использован метод аналогии, когда при интерпретации используются результаты геофизических работ в районах со сходным геологическим строением (Вахромеев, Давыденко 1987). Модель внутреннего строения КГ была построена на основе данных бурения и описания естественных обнажений, полученных на других подобных объектах (Scapozza et al. 2011; Галанин, Глушкова 2005).

Геологическая интерпретация данных геоэлектрики осуществлялась на основе известной приближённой зависимости УЭС от литологического состава рыхлых пород и температуры, показанной на рис. 1.1 (Рекомендации..., 1984б; Боголюбов и др., 1987; Якупов, 2008). При известном литологическом составе пород эталонных объектов определялась приближенное значение температуры мёрзлых пород, которая обычно согласовывалась с данными скважинной термометрии, если они были на участке исследований.

Связь УЭС мёрзлых пород с температурой описывается экспоненциальной зависимостью (McGinnis et al., 1973; Olhoeft, 1981; Edwards et al., 1988; Hauck et al., 2005; Hilbich et al., 2008):

$$\rho(T) = \rho_0 e^{-\beta(T_f - T)}, \quad (1.1)$$

где

ρ_0 – УЭС породы при температуре 0 °С, Ом·м;

T_f – температура «точки замерзания» или температура начала фазовых переходов, °С;

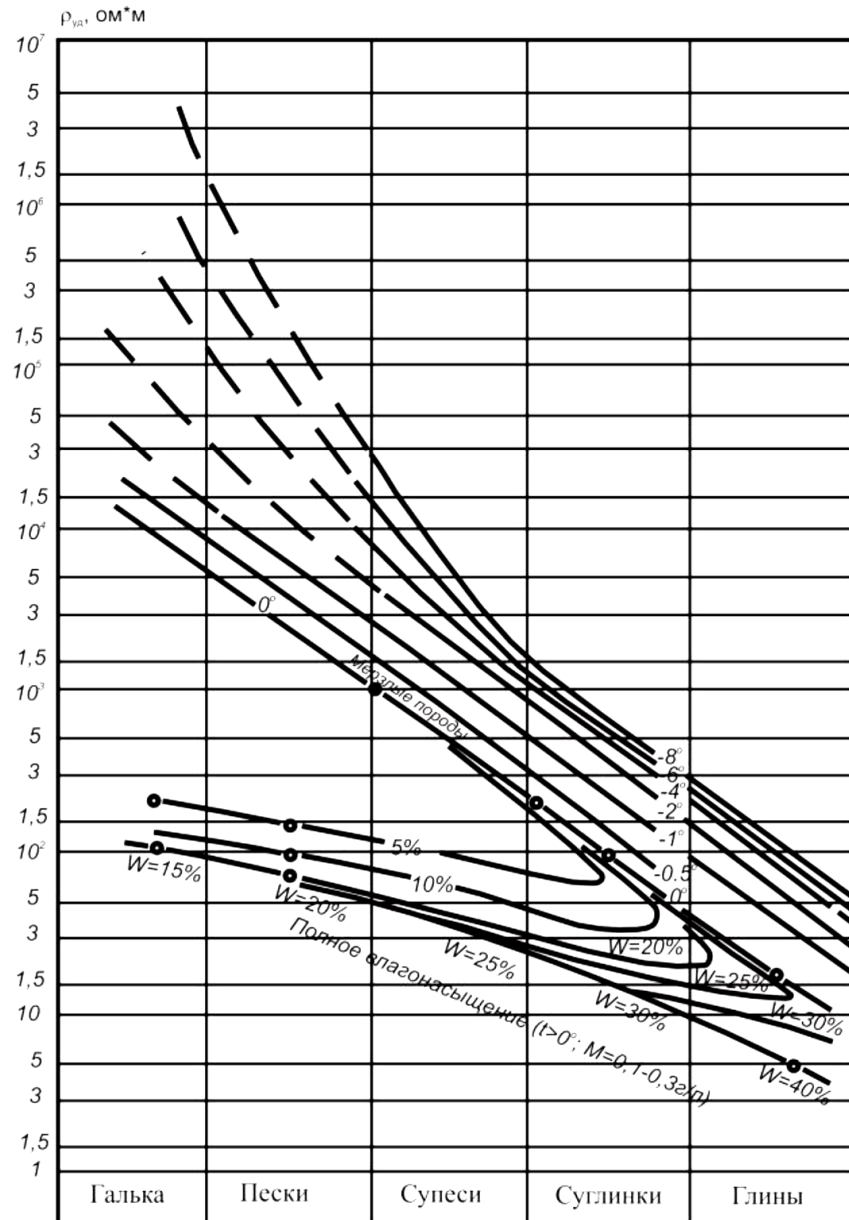
T – температура породы, °С;

β – коэффициент, определяющий наклон кривой, °С⁻¹.

Однако зависимость (1.1) справедлива только в диапазоне температур, в котором происходит вымерзание свободной переохлаждённой воды в порах. В псаммитовых разностях этот диапазон температур узок (от 0 °С до минус 0,5 °С при низкой минерализации поровых вод). В пелитах (глинах) диапазон температур фазовых переходов чрезвычайно широк (от минус 0,5 °С до минус 10 °С и ниже) (Edwards et al., 1988).

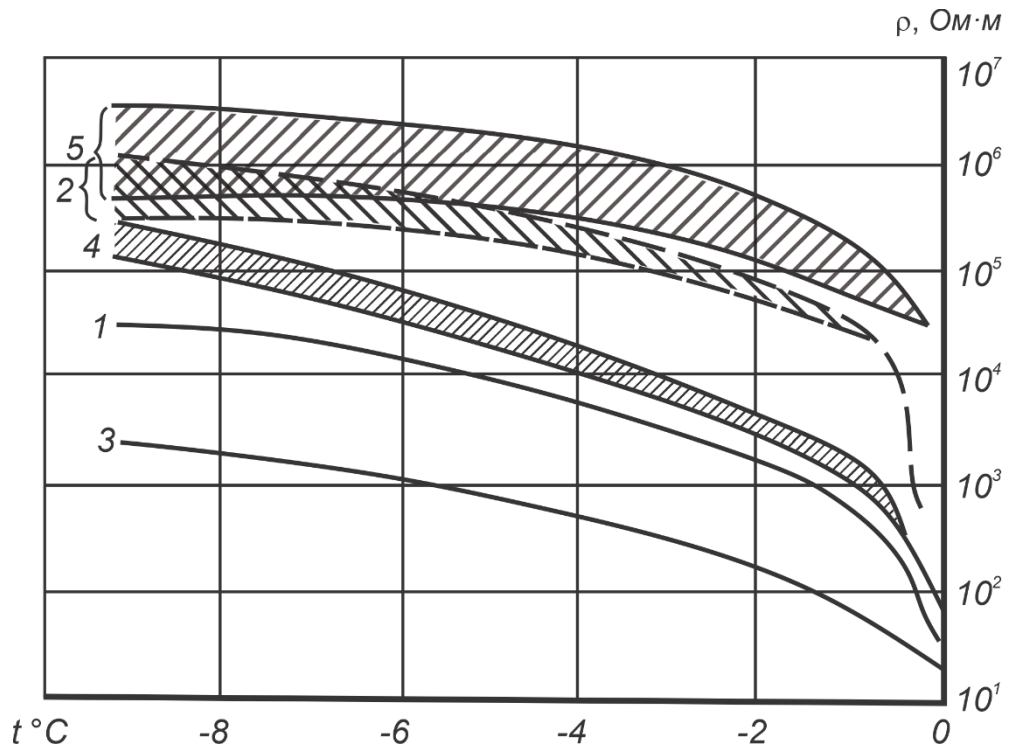
Для того чтобы воспользоваться зависимостью (1.1) необходимо определить коэффициент β . Его можно рассчитать при измерении УЭС образцов породы при двух отрицательных температурах, что слишком усложняет использование формулы (1.1) для интерпретации полевых данных.

Зависимость УЭС мёрзлых пород от температуры (Рисунок 1.2) имеет сложный характер. Их невозможно описать с помощью одной экспоненты. Зависимость УЭС ледникового льда от температуры (см. рис. 1.2) использовалась для оценки температуры каменно-ледяных ядер КГ по данным ЭТ.



W – весовая влажность, %; M – минерализация поровой влаги; t – температура

Рисунок 1.1 – Приближенная зависимость УЭС мёрзлых пород с массивной криогенной структурой от состава и температуры (Рекомендации..., 1984; Боголюбов и др., 1987)



1 – песок с массивной криотекстурой, 2 – песок со шлировой криотекстурой; 3 – супеси и суглинки с массивной криотекстурой, 4 – то же со шлировой криотекстурой; 5 – ледниковый лёд.

Рисунок 1.2 – Зависимость УЭС криогенных пород от температуры (Физические свойства..., 1984; Фролов, 1998)

Рисунок 2.1 – Схема расположения участка исследований на южном склоне Курайского хребта

Курайский хребет находится к востоку от Айгулакского хребта и к северу от Чуйской и Курайской межгорных впадин. Вытянут в северо-западном направлении на 125 км при ширине от 20 до 35 км. Хребет ограничен с запада Сорлукольской впадиной, с севера – долиной р. Башкаус. Северный склон относительно пологий, южный – более короткий и отличается ступенчатостью. Курайский хребет — это водораздел между бассейнами р. Чуя и р. Башкаус. Высота в водораздельной части составляет 2800–3800 м (Новиков, 2004).

«Согласно геологической карте М 1:200 000, в геологическом строении Курайского хребта участвуют туфы средних и кислых эффузивов, туфогенные песчаники, известняки еландинской свиты среднего кембрия ($C_2\ el$). Склон хребта в нижней части покрыт средне-верхнечетвертичными водно-ледниковыми отложениями, представленными валунно-галечниками, галечниками с валунами с супесчаным, суглинистым заполнителем (q_{2-3})» (Оленченко, Гораявчева, 2018).

«С геоэкологической точки зрения изучаемая территория относится к высотному поясу прерывистого распространения ММП» (Оленченко, Гораявчева, 2018). Здесь развивается максимальная глубина промерзания до 5 м, а глубина максимального протаивания достигает 4,6 м. В районе рудника Акташ на высоте 2400–2800 м мощность ММТ достигает 150–160 м, а на высоте 1500 м в Курайской степи мощность ММТ составляет 22 м (Шац, 1978).

«При выборе участка исследований основное внимание было уделено минимизации числа факторов (растительный покров, экспозиция склона), влияющих на строение горной криолитозоны помимо высотной поясности. Южный склон Курайского хребта характеризуется относительно выдержанной экспозицией и отсутствием лесного покрова. Довольно ровная поверхность склона облегчает разбивку профилей» (Оленченко, Гораявчева, 2018).

«В пределах участка исследований на высотах 1830, 2405 и 2795 м над уровнем моря в деятельный слой на глубину 0,50 м были заложены автоматические термометры логгерного типа (Нобо). Характеристика максимальной, минимальной и средней температур, а также сумма положительной и отрицательной температур на разных высотах участка за период 2013–2014 г.г. приведены в Таблице 2.1» (Оленченко, Гораявчева, 2018).

Таблица 2.1 – Температура пород на южном склоне Курайского хребта (глубина 0,3 м) по: (Оленченко, Гораявчева, 2018)

Высота, м	$t_{\max}, ^\circ\text{C}$	$t_{\min}, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{aver}}, ^\circ\text{C}$	$\Sigma^+, ^\circ\text{C}$	$\Sigma^-, ^\circ\text{C}$
1830	18,18	–16,96	2,79	13890,3	–7413,8
2405	8,89	–10,51	0,14	4937,6	–4247,4
2795	13,02	–20,31	–2,42	5390,7	–8948,1

На высоте 1830 м среднегодовая температура в деятельном слое составляет плюс 2,79 °С. На высоте 2795 м среднегодовая температура уменьшается до минус 2,42 °С.

Геофизические исследования выполнялись по профилю протяжённостью 4915 м. Нижняя отметка абсолютной высоты составляет 1705 м, верхняя – 2583 м, превышение по высоте – 878 м.

Профиль начинается на высоте 2583 м в горно-тундровом поясе с мохово-лишайниковой и аркто-альпийской кустарничковой растительностью. По мере спуска с хребта, в интервале высот 2500–2300 м, он пересекает горно-луговой пояс субальпийских и альпийских лугов. Ниже по гипсометрическому уровню на высоте 2000–2100 м профиль спускается в пустынно-степной пояс с горно-степным ландшафтом и растительностью (Оленченко, Гороявчева, 2018).

В пределах участка зондирования методом ЭТ выполнены с помощью многоэлектродной станции «Скала-48». Последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже, межэлектродное расстояние составило 5 м, а максимальный разнос питающей линии был равен 235 м, что обеспечило глубинность исследований до 40 м.

По результатам двумерной инверсии на геоэлектрическом разрезе по высотному профилю на его первых 1200 м наблюдаются исключительно высокоомные (более 3,5 кОм·м) породы (Рисунок 2.2). В этой части профиля среднегодовая температура пород верхней части разреза (ВЧР) на глубине 0,3 м отрицательная или близка к 0 °С.

На высоте 2300 м (высота 1280 м) происходит смена характера геоэлектрического разреза – УЭС пород понижается до 1,0–3,0 кОм·м, а высокоомный слой становится прерывистым и прослеживается до ПК 3360 м (высота 1820 м). Вниз по профилю происходит увеличение среднегодовой температуры воздуха в положительные значения.

«После отметки 3360 м на профиле в интервале высот 2100–1705 м над уровнем моря в геоэлектрическом разрезе наблюдается значительно меньшее количество высокоомных пород. Слой высокого УЭС (1,0–3,0 кОм·м) выделяется фрагментарно. Здесь температура пород ВЧР на глубине 0,3 м составляет около плюс 2,8 °С» (Оленченко, Гороявчева, 2018).

«Таким образом, при анализе геоэлектрического разреза установлено закономерное изменение в строении высокоомного слоя, выраженное в смене типа распространения от сплошного к прерывистому и островному при движении сверху вниз по гипсометрическому уровню» (Оленченко, Гороявчева, 2018).

«Аналогичным образом изменяется характер распространения ММП при смене высотных поясов. Следовательно, высокоомный слой, выделяемый на геоэлектрическом разрезе, соответствует многолетнемёрзлой толще. Этот вывод подтверждается и известным свойством мёрзлых пород – высокими значениями УЭС» (Оленченко, Гороявчева, 2018).

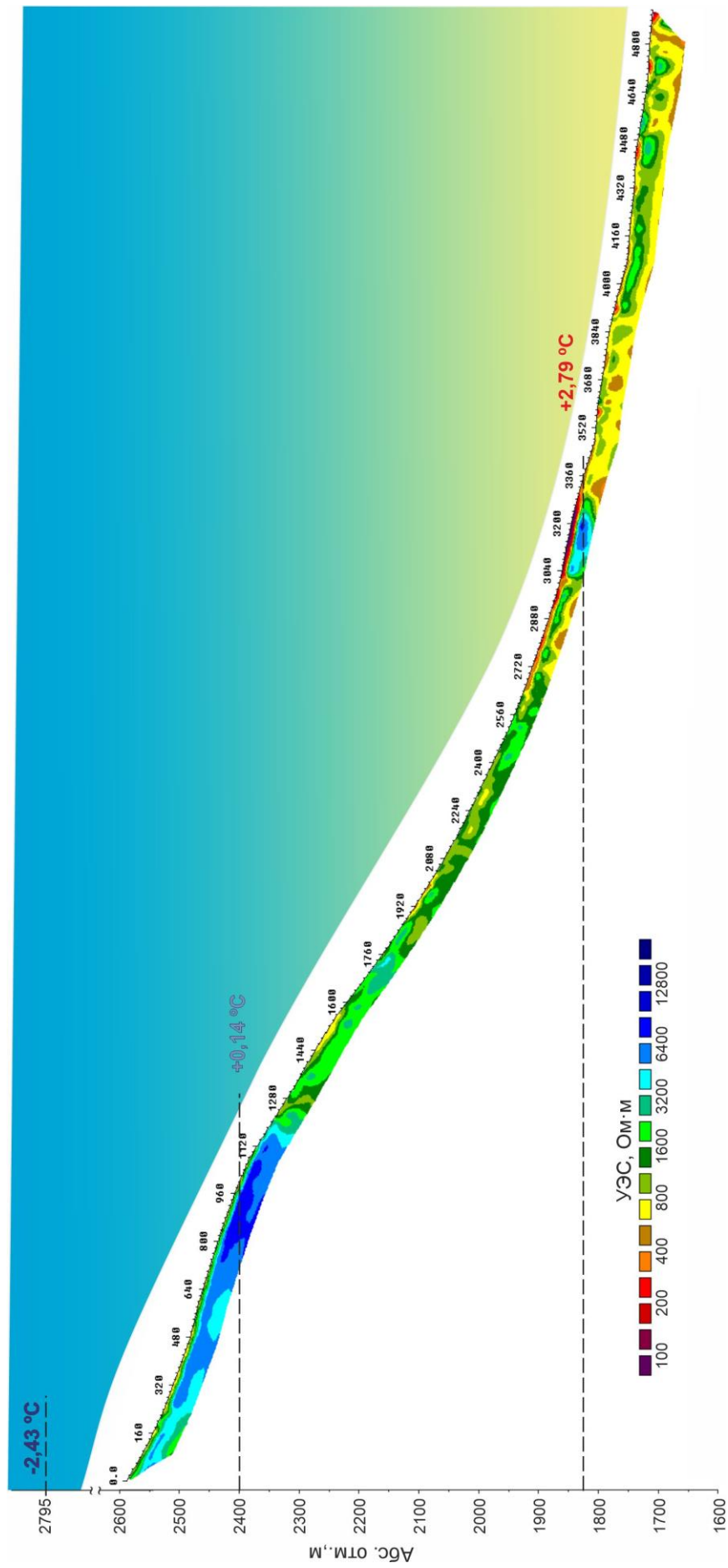


Рисунок 2.2 – Геоэлектрический разрез склона Курайского хребта по данным ЭТ и среднегодовая температура приповерхностной части разреза ($h=0,3$ м) за период 2013–2014 гг.

Кроме этого, увеличивается глубина залегания кровли высокоомного слоя при смене субальпийского климатического пояса (отрицательная среднегодовая температура ВЧР на высоте 2300-2600 м) на горно-степной с более мягкими условиями (высота 1700-1900 м). Такое погружение кровли опорного высокоомного горизонта связано с возрастанием глубины сезонного оттаивания. Это является еще одним подтверждением того, что высокоомный слой имеет криогенное происхождение (Оленченко, Горевячева, 2018).

Статистический анализ распределения УЭС в геоэлектрическом разрезе, выполненный с помощью программы Past 3.1 (Hammer et al., 2001), позволяет аппроксимировать выборку значений десятичного логарифма УЭС пятью нормальными распределениями (Рисунок 2.3), модальные значения $\lg(\rho)$ которых приведены в Таблице 2.2.

Таблица 2.2 – Параметры одномерных нормальных распределений десятичного логарифма УЭС для геоэлектрического разреза южного склона Курайского хребта

Номер моды	Удельный вес, %	Среднее (мода)	Стандартное откл.
M_1	1,7	2,10	0,16
M_2	2,0	2,47	0,09
M_3	19,3	2,83	0,11
M_4	60,0	3,10	0,21
M_5	17,0	3,71	0,09

После определения среднего и дисперсии значения десятичных логарифмов УЭС были пересчитаны в величины УЭС. На основании известной зависимости УЭС от их влажности, литологического состава и температуры (Вахромеев и др., 1997; Боголюбов и др., 1987) для каждой выборки был определён литологический состав (Таблица 2.3) с учётом априорной геологической информации.

Результаты полевых исследований горной криолитозоны на южном склоне Курайского хребта позволили получить экспериментальные модели разных типов распространения ММП. Геоэлектрические модели ММП сплошного, прерывистого и островного типов распространения показаны на Рисунке 2.4. Согласно определению (Общее мерзлотоведение, 1978), для сплошного типа характерно более 90 % сплошности ММП, прерывистой – 40–70 % и островной – 20–40 %.

«Статистический анализ распределения УЭС пород для каждого выделенного на Рисунке 2.4 типа геоэлектрического разреза показал, что соотношение частоты встречаемости высокоомных (мёрзлых) и низкоомных (талых) пород соответствует соотношению площадей распространения мёрзлых и талых пород при их разделении на типы распространения» (Оленченко, Горевячева, 2018) (см. Рисунок 2.5).

Так, для геоэлектрической модели сплошного типа распределение УЭС имеет две моды (см. рис. 2.5а). Высокие модальные значения УЭС (6,460 и 1,288 кОм·м) соответствуют мёрзлым скальным породам и рыхлым отложениям склона. Высокоомные породы занимают 99,4 % разреза. Доля пород низкого (менее 0,650 кОм·м) УЭС составляет 0,6 %.

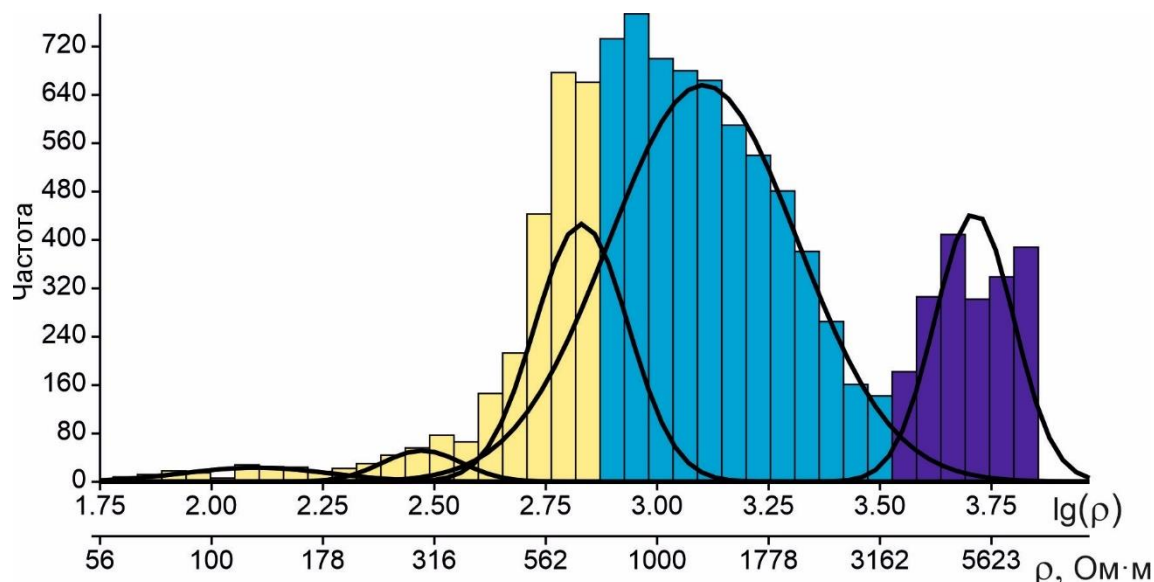


Рисунок 2.3 – Гистограмма распределения десятичного логарифма УЭС пород склона Курайского хребта и аппроксимация пятью нормальными распределениями

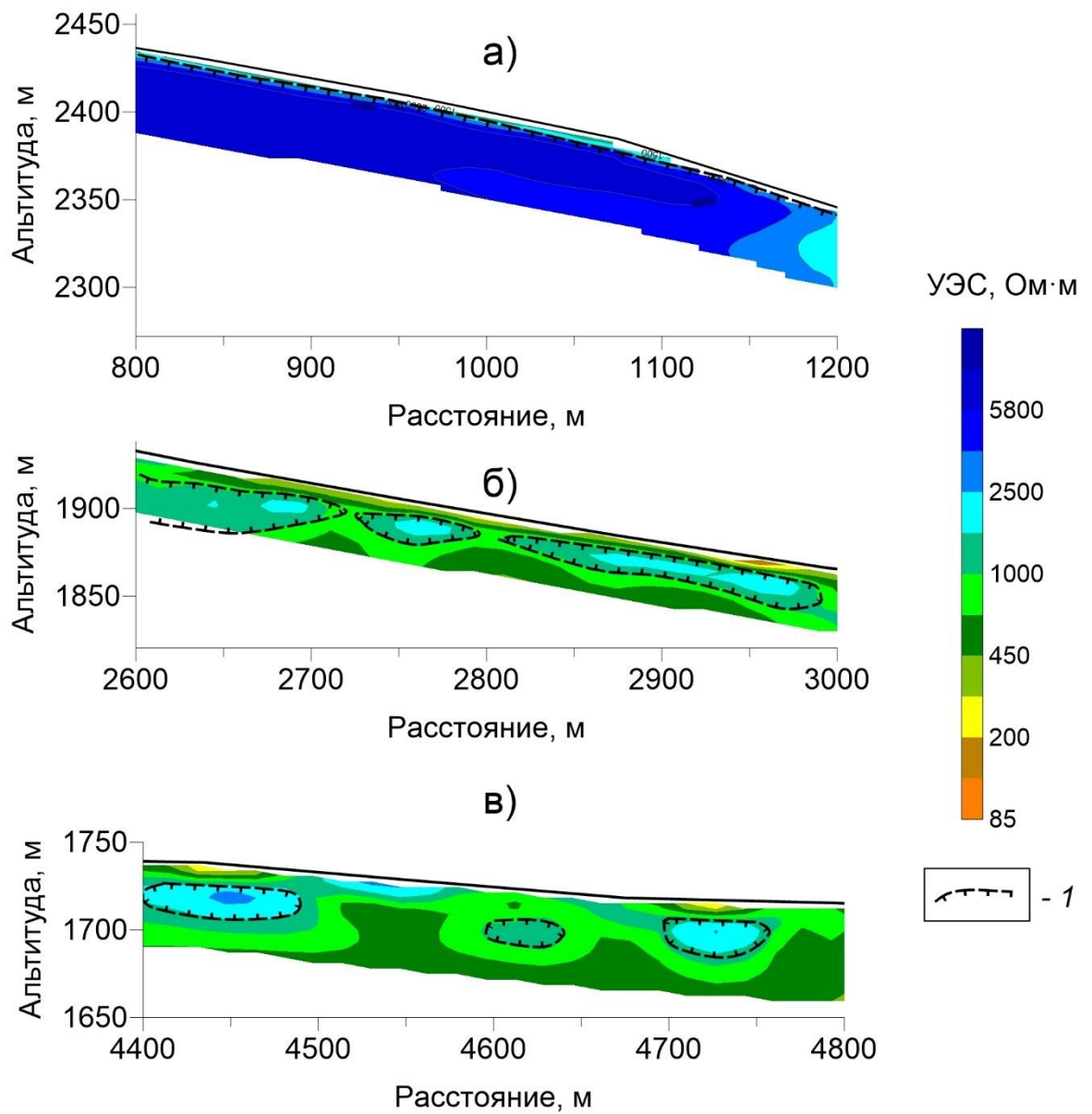
Таблица 2.3 – Комплексы пород, выделенные в результате статистической обработки

Мода	Мин. УЭС, кОм·м	Макс. УЭС, кОм·м	Среднее УЭС, кОм·м	Литологический состав
1	0,09	0,18	0,13	Преимущественно песчаные отложения, талые
2	0,24	0,36	0,30	Песчано-галечниковые отложения, талые
3	0,52	0,87	0,68	Галечник с песчаным заполнителем, талый
4	0,78	2,04	1,26	Рыхлые мёрзлые, высокотемпературные и скальные, талые
5	4,17	6,31	5,13	Скальные мёрзлые и рыхлые, низкотемпературные или высокольдистые

Гистограмма распределения УЭС для геоэлектрической модели прерывистого типа (см. рис. 2.5, б) содержит 63 % высокоомных пород и 37 % пород низкого (менее 0,65 кОм·м) УЭС (Оленченко, Гораявчева, 2018). Модель островного типа имеет соотношение пород с высоким и низким УЭС 48 % к 52 % (см. рис. 2.5, в).

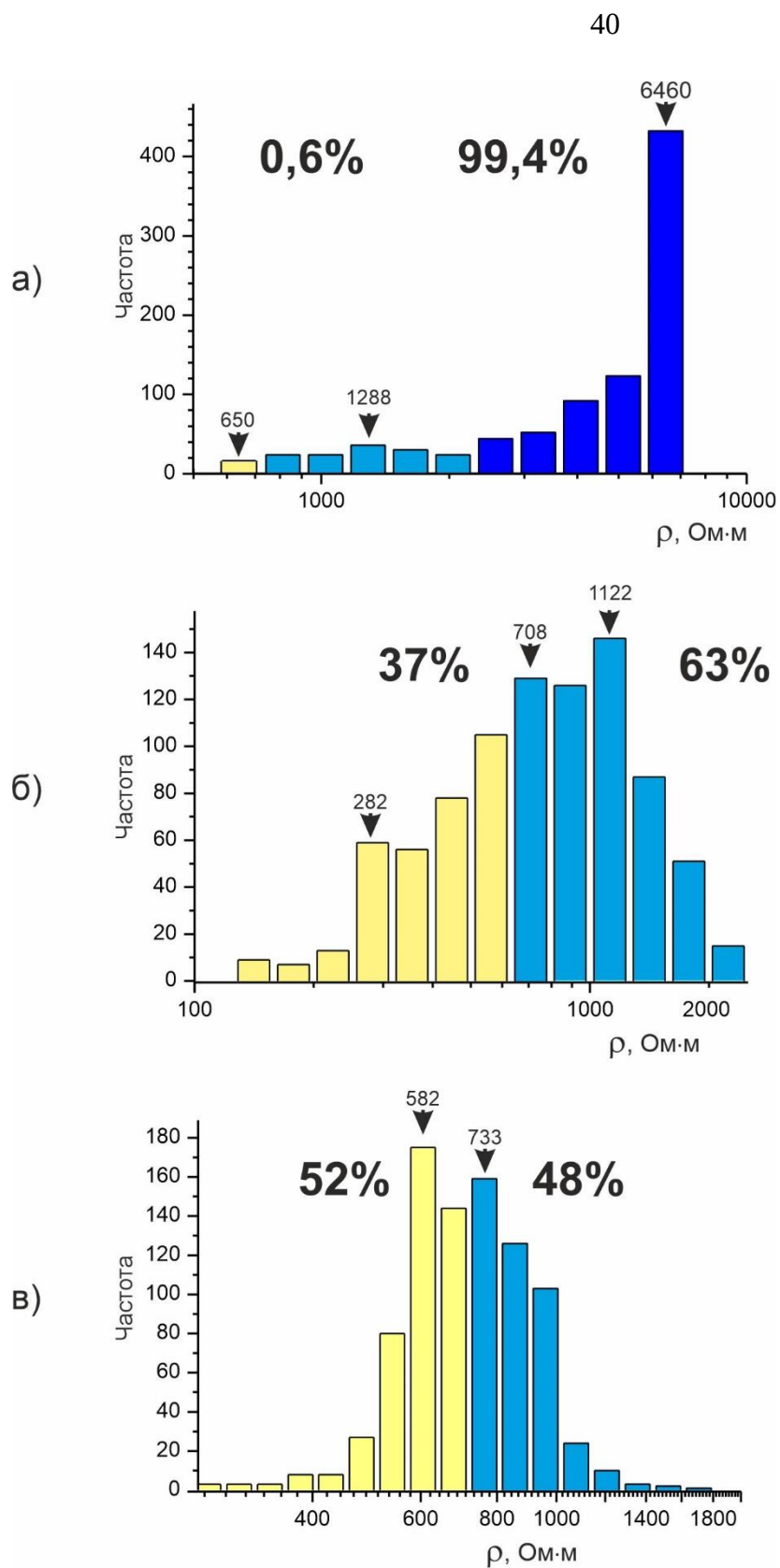
«Анализ геоэлектрического разреза южного склона Курайского хребта (см. рис. 2.2) показывает, что УЭС мёрзлых пород изменяется с высотой местности. Если в субальпийской части профиля на высоте 2350–2580 м УЭС пород в основном превышает 3,500 кОм·м, то в

нижней части профиля на высоте 1700–1770 УЭС мёрзлых пород составляет 1,0–2,7 кОм·м» (Оленченко, Горяевцева, 2018).



1 – граница ММП по данным ЭТ

Рисунок 2.4 – Экспериментальные геоэлектрические модели сплошного (а), прерывистого (б) и островного (в) типов распространения ММП



Цифрами на гистограммах показаны модальные значения УЭС для групп пород высокого и низкого УЭС.
В процентном выражении показана доля низкоомных и высокоомных пород в модели

Рисунок 2.5 – Гистограммы распределения УЭС для моделей сплошного (а), прерывистого (б) и островного (в) типов распространения ММП

Очевидно, что величина УЭС связана с литологическим составом пород – верхняя часть склона представлена скальными эффузивами, песчаниками, а нижняя – рыхлыми флювиогляциальными отложениями. Однако на УЭС мёрзлых пород влияет и температура. Этот факт также находит отражение в увеличении УЭС опорного высокоомного горизонта с высотой над уровнем моря.

В результате полевых исследований «установлено, что двумерная геоэлектрическая модель южного склона Курайского хребта наследует характер смены типов ММТ при высотной поясности – снизу вверх по склону возрастает сплошность опорного горизонта, увеличивается мощность и повышается» (Оленченко, Гореевцева, 2018) УЭС мёрзлых пород.

2.2. Обобщенная геоэлектрическая модель каменного глетчера

Каменные глетчеры (англ. rock glacier) представляют собой языкоподобные лопастевидные образования, состоящие из щебня и глыб, сцементированных льдом, и включающие ледяные линзы или ядра льда (Галанин, 2010, Останин, Дьякова, 2013; Дьякова, Останин, 2014). Они широко распространены в горных районах, где развита криолитозона.

По морфогенетической классификации выделяются абляционные (ледниковые) и мерзлотные (присклоновые) каменные глетчеры (Галанин, 2010). Абляционные глетчеры формируются в зоне абляции медленно сокращающихся ледников путём накопления, сингенетического промерзания и последующей пластической деформации абляционной морены. Мерзлотные каменные глетчеры образуются в основании крутых склонов в результате сингенетического промерзания слоев грубообломочного материала, который накапливается вследствие коллювиального и коллювиально-криогенного сноса (Галанин, 2010).

В зависимости от широты и высоты местности каменные глетчеры (КГ) сползают либо на сезоннопромерзающие горные породы, либо на сезоннооттаивающие многолетнемёрзлые породы. Первая ситуация распространена в Альпах и Тянь-Шане, где в основании каменных глетчеров часто залегают талые породы. Во второй ситуации КГ движется по мёрзлым породам, то есть его нижняя часть приморожена к основанию, так происходит на присклоновых КГ в Магаданской области.

Экспериментальную геоэлектрическую модель КГ абляционного типа рассмотрим на примере результатов исследований КГ Городецкого (Заилийский Алатау, Тянь-Шань). Из подобных КГ Северного Тянь-Шаня это один из наиболее изученных объектов.

КГ Городецкого находится в осевой части хр. Заилийский Алатау в истоках р. Озёрная. Он расположен в интервале высот 3140–3450 м над уровнем моря (н.у.м.) и имеет длину около 3,5 км (Рисунок 2.6). В области питания КГ находится крупный одноименный ледник Городецкого и несколько каровых ледников.

За многолетний период наблюдений установлено, что смещение фронтального откоса КГ по долине составило 72 м за 77 лет (Gorbunov et al., 1992, Марченко, 2003). При этом «разные лопасти его фронта двигались с различной скоростью, опережая и догоняя друг друга. Интересным фактом является то, что с 1940 по 2000 г. средняя многолетняя скорость движения КГ возросла примерно в три раза с 0,9 до 2,6 м/год. За то же время в области питания КГ края ледников отступили на 200–250 м, а температура ММП существенно возросла и повысилась нижняя граница их пояса» (Галанин и др., 2017).



Рисунок 2.6 – Вид на каменный глетчер Городецкого. (Фото А. А. Галанина)

В 2013–2014 гг. при моём участии выполнены исследования КГ Городецкого комплексом методов, включающем: ЭТ и ГРЛ, мониторинг температуры стока КГ; изотопный анализ ископаемых льдов; маршрутное и дистанционное картографирование; изучение естественных обнажений; оценку относительного и абсолютного возрастов на основе лишенометрии и теста остаточной прочности (Галанин и др., 2017).

В 2013 г на КГ ледника Городецкого выполнены измерения методом ЭТ на трёх профилях. Последовательность подключения электродов соответствовала установке Шлюмберже с межэлектродным шагом 5 м. Максимальный разнос АВ составлял 235 м. Измерения проведены одноканальной аппаратурой «Скала-48».

Профиль № 1 начинался в долине р. Озёрная и в интервале пикетов (ПК) 310–955 м пересекал один из языков КГ в направлении, поперечном течению. Профиль был заложен таким

образом, чтобы определить мёрзлое или талое состояние пород основания, на который напользает КГ, а также оценить внутренне строение самой первой (древней) его генерации.

Профиль № 2 начинался от бровки фронтального уступа в нижней части КГ и поднимался по склону на расстояние 1075 м, пересекая его разновозрастные генерации. Необходимо отметить, что это самые длинные профили ЭТ в мировой практике изучения КГ.

Профиль № 3 располагался в транзитной части КГ на краю термоэрозионного обрыва, в стенке которого обнажалась линза метаморфического льда. Сверху она была перекрыта рыхлым щебнисто-глыбовым чехлом, мощностью от 1 до 1,5 м. Вид обнажения и геоэлектрический разрез по профилю № 3 показаны на Рисунке 2.7.

Метаморфический лёд характеризуется очень высокими значениями УЭС (см. рис. 2.7). Они изменяются в пределах от 50 кОм·м у дневной поверхности до 500 кОм·м в ядре. Необходимо отметить, что из-за бокового влияния обрыва на распределение тока в среде на разрезе УЭС по результатам 2-D инверсии получается завышенное значение УЭС льда. Там, где влияние обрыва отсутствует (интервал профиля 160–200 м) максимальное УЭС льда составляет примерно 300 кОм·м. В краевых частях профиля крупнообломочный чехол с заполнителем выделяется по значениям УЭС в диапазоне 1–5 кОм·м. На участках, где в пространстве между камнями присутствует большое количество пустот, УЭС чехла повышается до 7–15 кОм·м.

«Аномалии пониженного УЭС на пикетах 30, 65 и 160 м связаны с каналами фильтрации, над которыми слышался шум воды на момент исследований. Результаты ЭТ на опорном профиле показали, что распределение УЭС в разрезе отражает внутреннее строение КГ» (Галанин и др., 2017).

Анализ строения геоэлектрического разреза по профилю № 1 показывает, что горные породы в долине перед КГ находятся в талом состоянии (интервал профиля 0–300 м). Их УЭС изменяется в пределах 0,37–0,80 кОм·м (Рисунок 2.8). Они представлены валунно-галечниковыми отложениями с песчаным заполнителем. Поровая влага, представленная дождевым и талым стоком, имеет очень низкую минерализацию, что объясняет относительно высокое УЭС этих пород.

В буграх-останцах (ПК 140, ПК 240) отмечаются ядра высокого (5–10 кОм·м) УЭС. Эти бугры являются останцами льдистой морены или древнего КГ.

В интервале 320–390 м профиль поднимается по фронтальному уступу. Его породы находятся в талом состоянии, и лишь на глубине выделяется погребённый блок каменно-ледяного материала с УЭС 15 кОм·м.

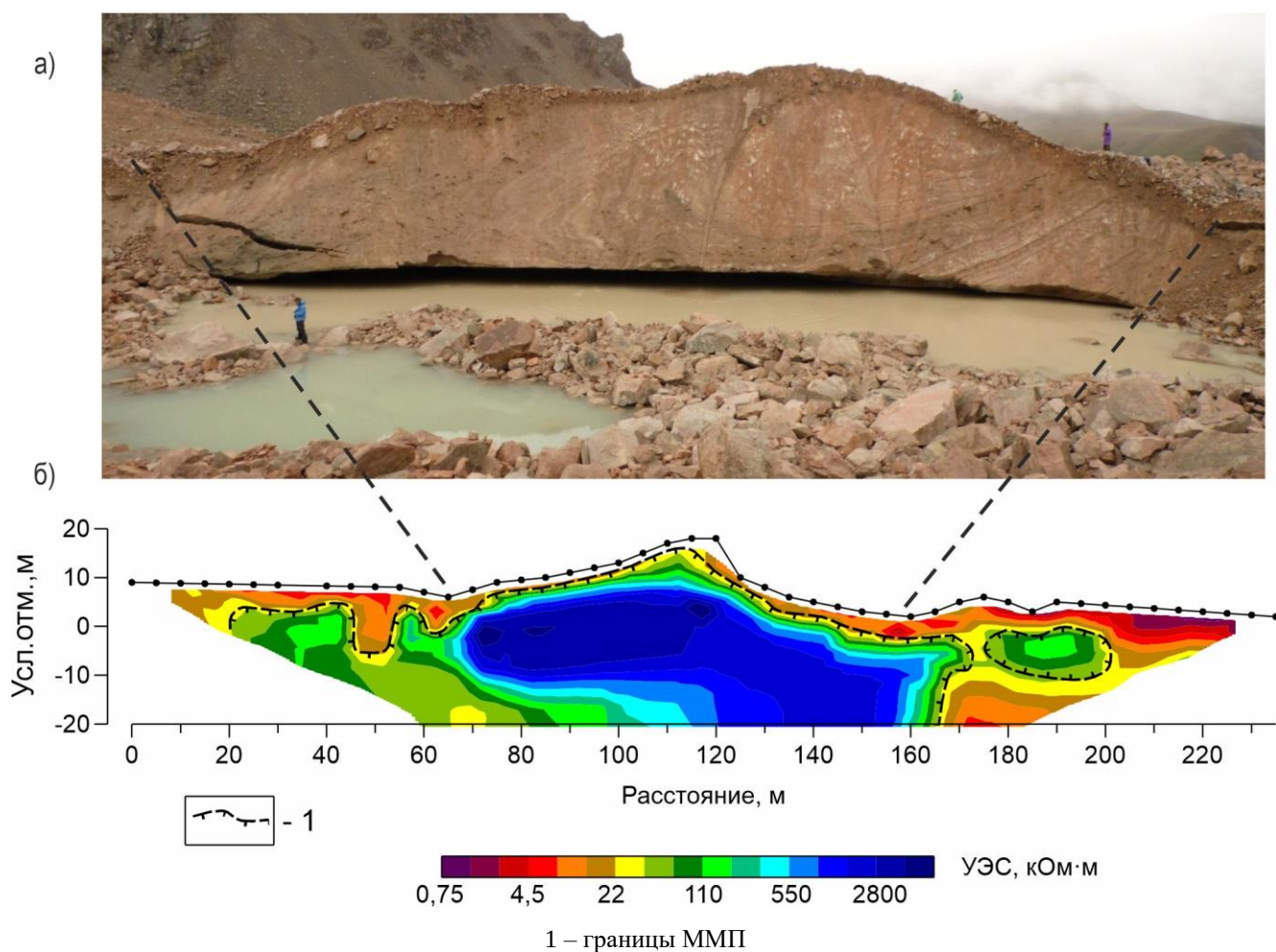
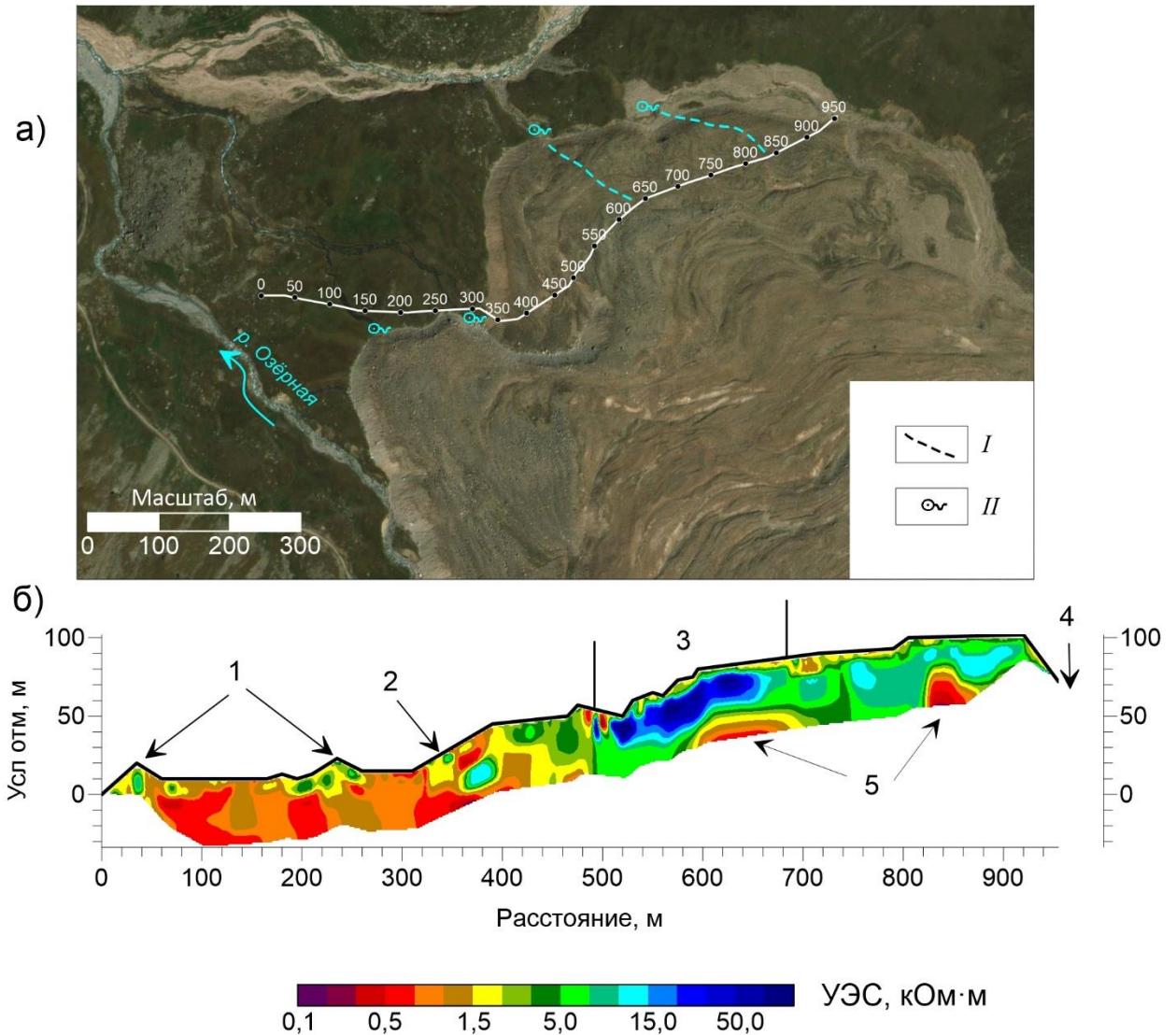


Рисунок 2.7 – Обнажение метаморфического льда (а) и геоэлектрический разрез вдоль профиля № 3 по бровке термоэрозионного обрыва (б)

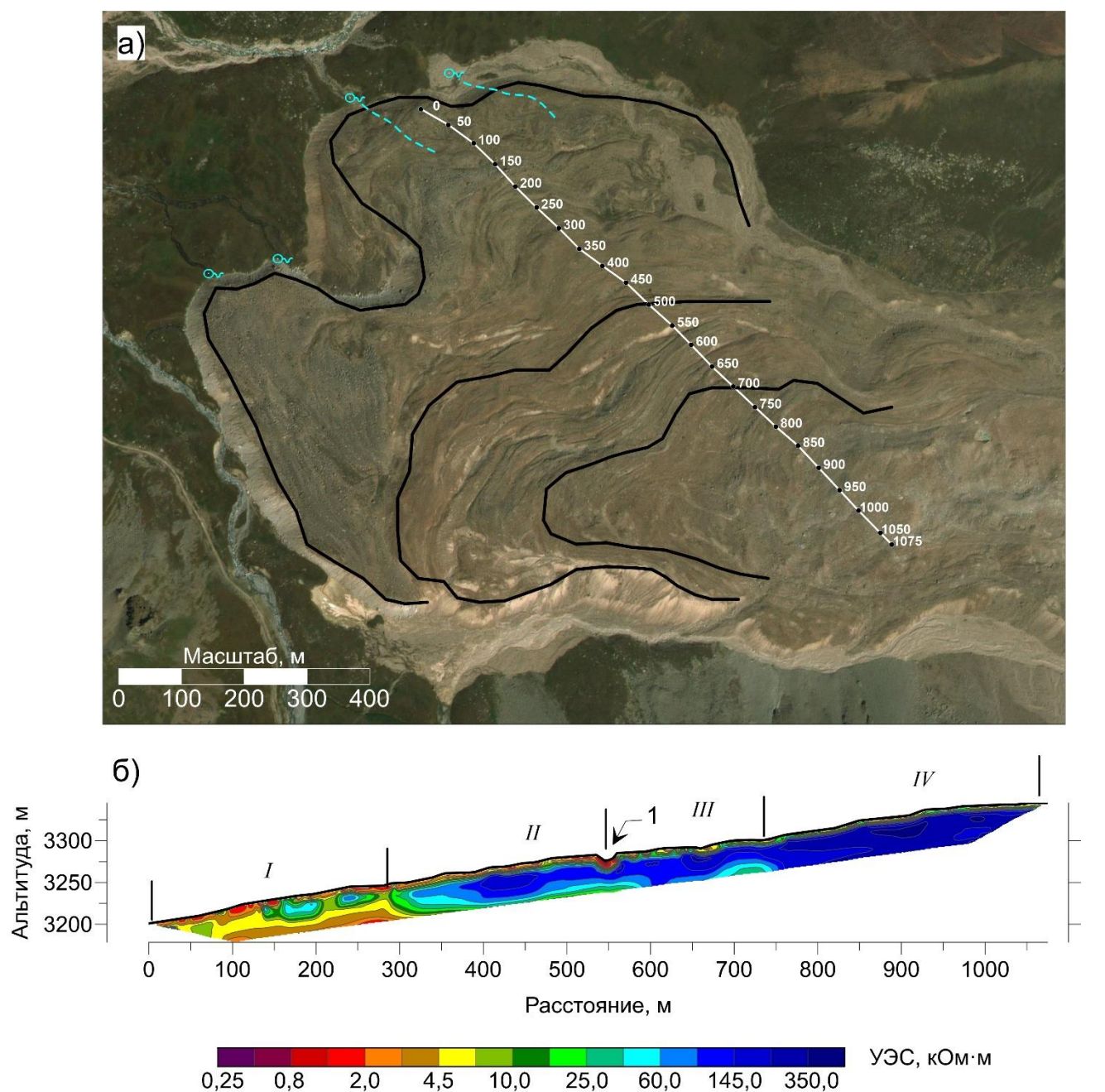
В соответствии с Рисунком 2.8, породы первой генерации КГ имеют относительно невысокое УЭС (8–12 кОм·м), а в пределах напорного вала выделяются блоки каменно-ледяного материала с УЭС 70–100 кОм·м. Важной особенностью строения геоэлектрического разреза по профилю №1 являются аномалии низкого УЭС (0,40–0,70 кОм·м), обнаруженные под каменно-ледяными ядрами активной и неактивной частей КГ. Эти аномалии представляют собой не артефакты инверсии, а указывают на талое состояние пород в основании КГ. Такой вывод следует из сопоставления на космоснимке пространственного положения аномалий с проекцией на профиль мест выходов подземных вод из-под КГ. Таким образом, на плане были обозначены оси предполагаемых русел водотоков. Это означает, что вода, которую мы наблюдаем в местах выхода из-под фронтального уступа, не является следствием сезонного таяния каменно-ледяного ядра. Она представляет собой сток ледниковой воды, которая образуется в зоне абляции ледника, по руслам водотоков, погребённых под КГ. Следует отметить, что в приледниковых озёрах ледника Городецкого вода очень мутная за счет большого содержания ледниковой муки. На выходе из-под фронтального уступа вода прозрачная, то есть КГ работает как фильтр.



I – водотоки предполагаемые; II – места выхода подземных вод; 1 – останцы с мёрзлыми ядрами; 2 – фронтальный уступ; 3 – напорный вал; 4 – маргинальный канал; 5 – аномалии низкого УЭС от погребённых ручьёв

Рисунок 2.8 – Схема расположения профиля № 1 (а)
и геоэлектрический разрез по профилю 1 (б)

На продольном геоэлектрическом разрезе КГ в направлении от бровки откоса вверх по склону среднее значение УЭС высокоомных пород возрастает от первых десятков до первых сотен кОм·м (Рисунок 2.9). В нижней части склона разрез характеризуется прерывистым строением высокоомного опорного горизонта, а с набором высоты возрастает его сплошность и УЭС. Я полагаю, что возрастание УЭС вверх по склону КГ вызвано как увеличением льдистости пород, так и понижением температуры льда. С возрастанием высоты местности над уровнем моря происходит увеличение УЭС ядра КГ (Рисунок 2.10).



I - ранняя динамическая генерация; II - генерация с блоками метаморфического льда; III - поздняя пассивная генерация; IV - неактивная генерация; 1 - инверсионный жёлоб.

Рисунок 2.9 – Схема расположения профиля (а) и геоэлектрический разрез по профилю № 2 (б) по результатам 2D инверсии. 5 итераций, невязка 6,0 %

Температура многолетнемёрзлых пород на высоте 3350 м на глубине 10 м составляет от минус 0,4 °С до минус 0,6 °С (Северский и др., 2014). В нижней части КГ многолетнемёрзлые породы в основании отсутствуют, происходит вытаивание метаморфических льдов в ядре КГ, то есть их температура близка к 0 °С. Таким образом, график УЭС на Рисунке 2.10 отражает изменение температуры каменно-ледяного ядра от 0 °С до минус 0,4 °С – минус 0,6 °С.

Границы разновозрастных генераций КГ хорошо коррелируют с изменением УЭС и структурой геоэлектрического разреза по профилю № 2 (см. рис. 2.9). Наиболее древняя (первая)

генерация КГ имеет относительно низкие значения УЭС 0,5–8 кОм·м, кроме отдельных высокоомных блоков с УЭС до 65 кОм·м. Эти блоки представляют собой небольшие линзы метаморфического льда или каменно-ледяные блоки. В основании первой генерации КГ породы полностью талые и водонасыщенные, так как имеют низкое УЭС (менее 1 кОм·м).

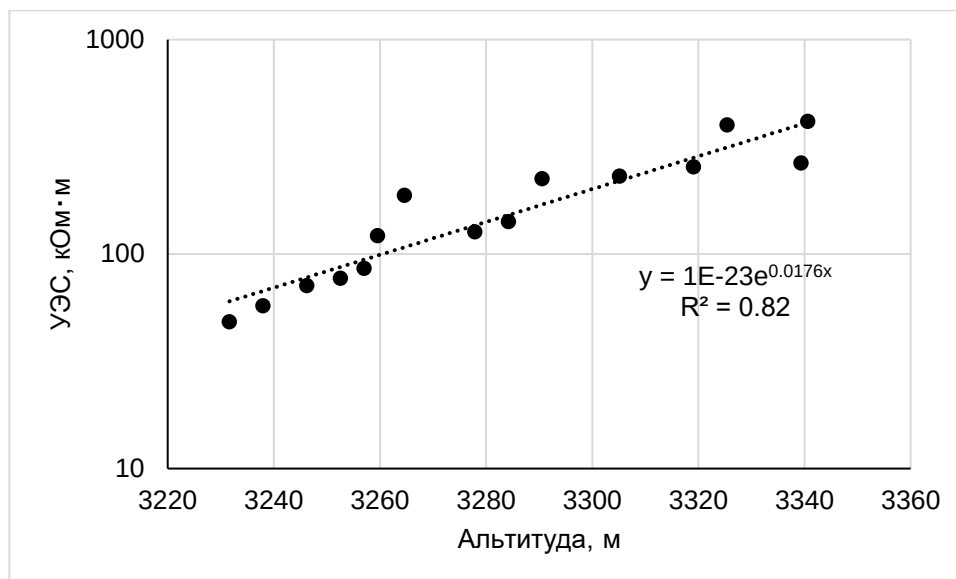


Рисунок 2.10 – Изменение УЭС ядра КГ на глубине 10 м в зависимости от высоты местности

Геоэлектрический разрез 2-й генерации представлен блоком льдистых пород с УЭС 65–170 кОм·м. Пониженное сопротивление «пород в основании второй генерации свидетельствует о том, что ложе каменного глетчера здесь также преимущественно талое. Третья и другие более молодые генерации КГ имеют высокие значениями УЭС от 100 кОм·м» (Галанин и др., 2017) и более.

На геоэлектрическом разрезе чётко выделяется СТС. Его мощность закономерно уменьшается при увеличении высоты местности, а УЭС возрастает с 0,5–1,0 до 3–7 кОм·м. Уменьшение мощности СТС на большой высоте профиля объясняется высотной климатической поясностью. Породы СТС имеют разное сопротивление. Это связано с тем, в нижней части профиля КГ в заполнителе крупнообломочного материала присутствует много мелкой фракции. Эта мелкая фракция содержит большое количество поровой влаги, что понижает УЭС сезонноталого слоя. В верхней части КГ крупнообломочный чехол содержит существенно меньшее количество заполнителя, в нем меньше влаги, поэтому он имеет повышенное УЭС (Галанин и др., 2017).

В ходе полевых исследований было установлено, что когда размеры крупных блоков льда превышают размер установки (235 м), то метод ЭТ не всегда позволяет определить мощность отложений КГ и выделить под ними обводнённое ложе. «Это происходит из-за эффекта

экранирования, когда бóльшая часть тока растекается по относительно низкоомному СТС и не проникает в слой-изолятор» (Галанин и др., 2017). В процессе полевых исследований отмечено (Галанин и др., 2017), что когда УЭС ядра составляет более 100 кОм·м и размеры блока превышают разнос установки, то глубину залегания подошвы каменно-ледяного слоя определить невозможно. Граничное УЭС пород в 100 кОм·м и более, при котором геоэлектрический разрез по данным ЭТ не содержит информации о нижележащей толще, отмечено также и в работе (Marescot et al., 2003).

Оценка достигаемой глубинности и разрешающей способности ЭТ

Для оценки достоверности данных ЭТ в условиях высокоомного разреза с помощью инструментов программы Res2Dinv были рассчитаны *индекс глубины исследования* – DOI (англ. Depth of Investigation) и *разрешающей способности* (англ. resolution) на профиле № 2.

Индекс DOI рассчитывается путём сравнения результатов инверсий двух наборов данных с использованием в качестве стартовых моделей, УЭС которых различается не менее чем в 10 раз. Значение индекса DOI, рассчитывается с помощью следующего уравнения (Oldenburg, Li, 1999; Loke, 2018):

$$DOI(x, z) = \frac{m_1(x, z) - m_2(x, z)}{m_{1r} - m_{2r}}, \quad (2.1)$$

где: $m_1(x, z)$ и $m_2(x, z)$ – удельное сопротивление ячейки модели, полученное из первой и второй инверсий; m_{1r} и m_{2r} – удельное сопротивление первой и второй эталонных (стартовых) моделей.

Начальное УЭС модели определяется как среднее кажущееся сопротивление из набора полевых данных. При этом глубина модели задаётся примерно в три-пять раз больше максимальной средней глубины исследования для используемой конфигурации установки. Это гарантирует то, что в нижней части инверсионной модели данные содержат минимальную информацию об УЭС ячеек. В областях разреза, где DOI стремится к 0, полученные значения УЭС блоков считаются достоверными. В областях с значением DOI близким к 1 результаты инверсии не являются таковыми.

Для оценки *разрешающей способности* (R) рассчитывается матрица разрешения (R-matrix).

Соотношение между рассчитанным модельным удельным сопротивлением (q_{Model}) и истинным удельным сопротивлением (q_{True}) задается формулой (Day-Lewis et al., 2005):

$$q_{Model} \approx R q_{True}, \quad (2.2)$$

где

$$R = (J^T J + \lambda F)^{-1} J^T J, \quad (2.3)$$

J – матрица Якоби;

J^T – транспонированная матрица Якоби;

λ – коэффициент затухания;

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z;$$

где

C_x, C_y, C_z – матрицы фильтров шероховатости в направлениях x, y и z ;

C_x^T, C_y^T, C_z^T – транспонированные матрицы фильтров шероховатости;

α_x, α_y и α_z – относительные веса, присвоенные фильтрам шероховатости в направлениях x, y и z .

При максимальной *разрешающей способности* элементы главной диагонали (R_{jj}) матрицы равны 1, а внедиагональные элементы равны 0. Диагональные элементы показывают уровень *разрешающей способности*, а внедиагональные элементы показывают степень зашумления или взаимной корреляции с соседними ячейками модели. Параметр *разрешающей способности* (R) показывает степень, в которой вычисленное значение УЭС модели зависит от его истинного значения. На практике применяют *нормализованную разрешающую способность* (R_n), представляющую собой отношение R к площади ячейки модели (Loke, 2018). В качестве порогового выбирается значение R_n , равное 5 %. В тех областях модели, где R_n менее 5 %, модель считается недостоверной.

Разрезы УЭС и индекса DOI по профилю № 2 показаны на Рисунке 2.11. Индекс DOI до глубины 50–75 м повсеместно не превышает 0,1, за исключением локальных аномалий, где он достигает величин 0,2–0,3. То есть индекс DOI показывает, что высокоомная часть разреза в интервале профиля 400–1000 м практически не влияет на глубинность зондирования. Однако к этому выводу следует относиться с осторожностью.

На большей части профиля допустимая разрешающая способность ЭТ достигает глубины около 30 м (кроме интервала 520–540 м). Однако в пределах молодой генерации КГ (интервал профиля 820–970 м), где залегают высокоомные метаморфические льды, разрешающая способность ЭТ резко снижается с глубины 6–10 м. Это связано с тем, что постоянный ток практически не проникает под слои очень высокого УЭС, достигающих 100 кОм·м и более.

Этот пример показывает, что в отличие от индекса DOI, параметр *разрешающей способности* точнее определяет границы достоверности инверсионной модели.

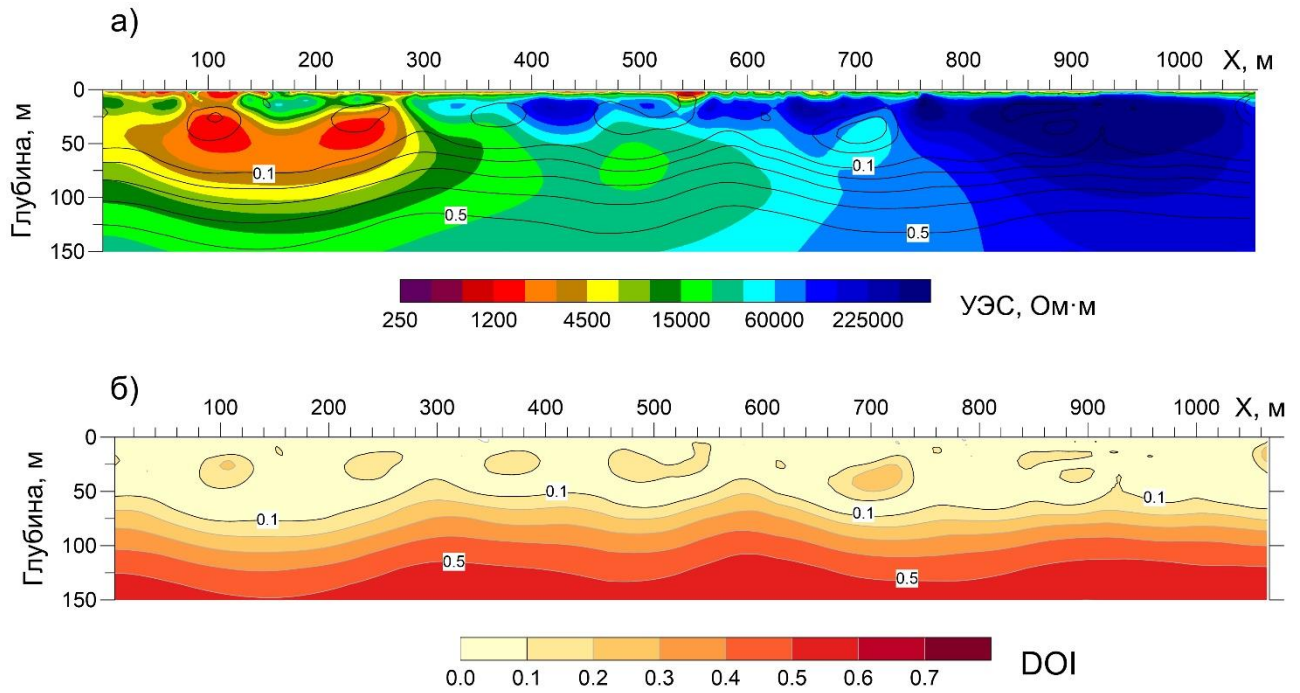


Рисунок 2.11 – Разрезы по профилю №2 на КГ Городецкий УЭС (а) и индекса DOI (б)

Разрез *нормализованной разрешающей способности* (R_n) приведён на Рисунке 2.12, б.

На тех участках разреза, где параметр R_n больше 5, модель считается достоверной (Loke, 2018).

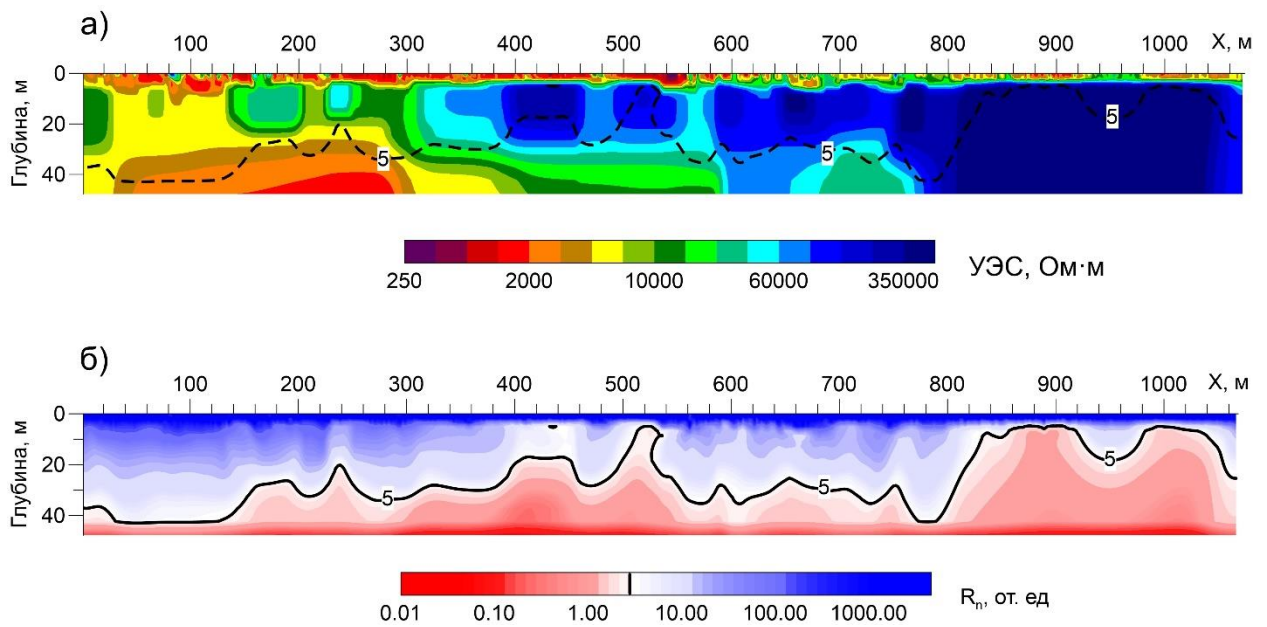


Рисунок 2.12 – Разрезы по профилю №2 УЭС (а) и *нормализованной разрешающей способности* R_n (б)

Анализ строения геоэлектрического разреза по профилю № 2 показал, что:

- 1) каменный глетчер имеет структуру блоков разного размера, их размер уменьшается вниз по склону, а их электрическое сопротивление снижается до показателей около нескольких десятков $\text{кОм}\cdot\text{м}$. Каменно-ледяные ядра или блоки метаморфического льда с высоким уровнем электрического сопротивления находятся в талой обводнённой смеси гравия, песка и глины.
- 2) возрастание льдистости КГ и понижение его температуры выражается в увеличении УЭС отложений в направлении вверх по склону от фронтального уступа КГ к леднику Городецкого. Замечено, что с ростом высоты местности уменьшается мощность СТС, а его сопротивление увеличивается, что объясняется снижением количества мелкой фракции заполнителя между валунами.

В 2014 г в области развития молодой генерации КГ Городецкого была проведена уже не профильная, а площадная ЭТ. Зондирования были выполнены на пяти профилях длиной по 595 м. Расстояние между профилями составляло 40–60 м. Для повышения глубинности исследований и выделения латеральных неоднородностей кроме симметричной установки Шлюмберже была применена трёхэлектродная установка. Итогом трёхмерной инверсии стала объёмная геоэлектрическая модель, срез которой по глубине 20 м показан на Рисунке 2.13, а.

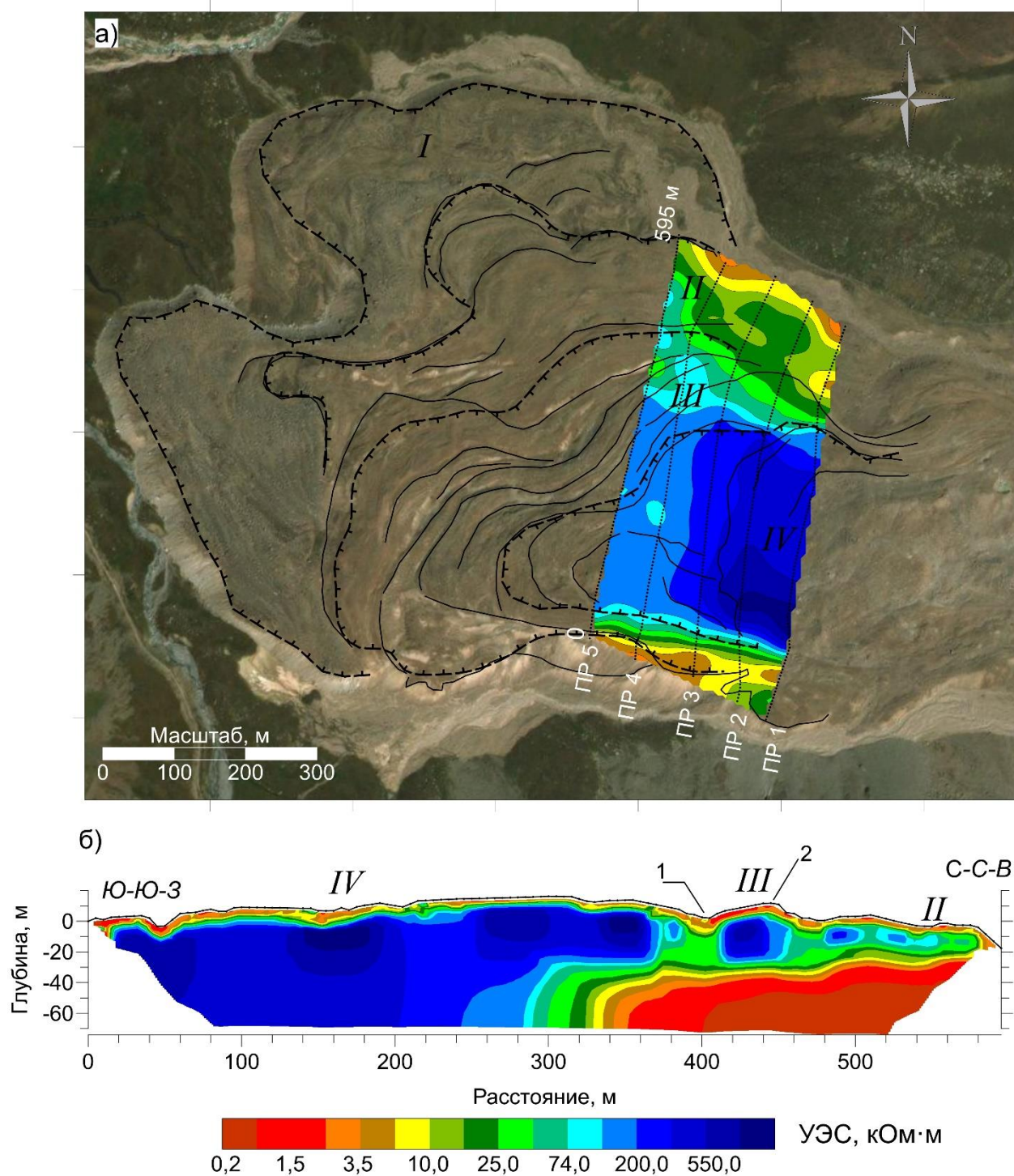
На карте распределения УЭС хорошо заметно, что области самого высокого УЭС 100–500 $\text{кОм}\cdot\text{м}$ и более соответствует поле самой молодой (IV) генерации КГ с метаморфическими льдами под чехлом талых рыхлых отложений. В направлении течения КГ и от склона северной экспозиции к склону южной экспозиции УЭС закономерно уменьшается от ≥ 500 до 100 $\text{кОм}\cdot\text{м}$.

Второе означает, что максимальное УЭС соответствует холодному льду в той части КГ, которая большую часть времени находится в тени склона. Влияние температуры погребённого ледникового льда на его УЭС отмечено и в работт (Häusler et al., 2011).

Старшие (II и III) генерации КГ выделяются полосой УЭС 40–100 $\text{кОм}\cdot\text{м}$, а их краевые части находятся преимущественно в талом состоянии и характеризуются УЭС около 10 $\text{кОм}\cdot\text{м}$.

Закономерное изменение УЭС модели говорит о том, что этом случае локальные аномалии высокого УЭС не являются артефактами инверсии, а несут информацию о геокриологическом строении. То есть метод ЭТ хорошо дифференцирует ММП с УЭС 100–500 $\text{кОм}\cdot\text{м}$.

На геоэлектрическом разрезе по профилю 5 (Рисунок 2.15, б) отчетливо прослеживается смена геоэлектрического строения мёрзлого тела КГ при пересечении молодой IV и более старых третьей и второй генераций КГ.



1 – инверсионный жёлоб, граница третьей (молодой) и второй (старшей) генераций КГ;
 2 – напорный вал на 2-й генерации КГ; I, II, III, IV – разновозрастные генерации КГ

Рисунок 2.13 – Карта распределения УЭС на глубине 20 м (а) и геоэлектрический разрез по профилю 5 (б) на КГ Городецкого

По мере движения на север, северо-запад КГ выходит из тени, а среднегодовая температура льда повышается, и это выражается в некотором уменьшении УЭС до 400–800 $\text{кОм} \cdot \text{м}$. Разрез третьей и второй генераций КГ имеет явно выраженное блоковое строение. Это самые активные генерация, на которых широко развиты высокие (до 10 м) напорные валы и глубокие (5–7 м)

инверсионные желоба. Хорошо заметно, что размер каменно-ледяных блоков уменьшается в направлении к краям КГ, а их УЭС понижается. Этот факт отражает уменьшение льдистости и повышение температуры остаточного льда. В этой части разреза в основании КГ находятся низкоомные отложения с УЭС менее 2 кОм·м. Эти отложения представлены талыми обводнёнными породами, по которым происходит сток ледниковой воды.

Блоковое строение КГ проявляется на разрезах УЭС и на других подобных объектах. Например, на Рисунке 2.14 показаны продольный и поперечный геоэлектрические разрезы абляционного КГ Мураль (Muragl) в Альпах на высоте 2550 м (Kneisel, 2006). Разрез получен с применением установки Веннера. Хорошо заметно, что КГ имеет блоковое строение – выделяются три каменно-ледяных ядра, причём нижнее ядро характеризуется пониженным УЭС (30–40 кОм·м) по сравнению с верхними ядрами, УЭС которых достигает 100 кОм·м. Эти геоэлектрические разрезы наглядно показывают, как каменный глетчер сползает на талое основание, что является типичным для альпийской криолитозоны, а УЭС талого основания составляет 2,5–6 кОм·м.

УЭС каменно-ледяного ядра КГ Мураль по порядку близко к УЭС мёрзлых блоков КГ Городецкого, где в отложениях ранней генерации выделены ядра с сопротивлением до 25–44 кОм·м, а в молодых генерациях выше по склону – 80–180 кОм·м.

Блоковое строение КГ подтверждается не только данными геоэлектрики, но и гравиметрии (Hausmann et al., 2007). Так, на карте аномалий гравитационного поля в редукции Буге на КГ Рейхенкар (Reichenkar) в западных Штубайских Альпах (Тироль, Австрия) заметно (Рисунок 2.15), что в контурах каменного глетчера по отрицательным аномалиям Δg выделяется три крупных блока с большим содержанием льда и два – меньших по размеру.

Полученная информация о блоковом строении КГ важна для моделирования процесса их движения. Считается, что КГ являются монолитными мёрзлыми телами из обломков пород, сцементированных грунтовым льдом (Горбунов, Титков, 1989; Barsch, 1996; Галанин, 2009), а их движение происходит за счёт вязкопластических деформаций по закону Дж. Глена (Glen, 1952; Haeberli, 1985; Barsch, 1996).

Для описания деформаций льда в случае простого сдвига применяется формула Глена:

$$\varepsilon_{xy} = A \cdot \tau_{xy}^n, \quad (2.4)$$

где ε_{xy} – скорость деформации сдвига; τ_{xy}^n – напряжение сдвига; A – температурно-зависимый параметр; $n = 3$ показатель степени в законе нелинейного течения.

В более сложных моделях учитывается слоистое строение КГ (Kääb et al., 2007). Однако даже такие сложные модели не могут объяснить большой диапазон относительной изменчивости средней скорости движения КГ, достигающей 130 % (там же).

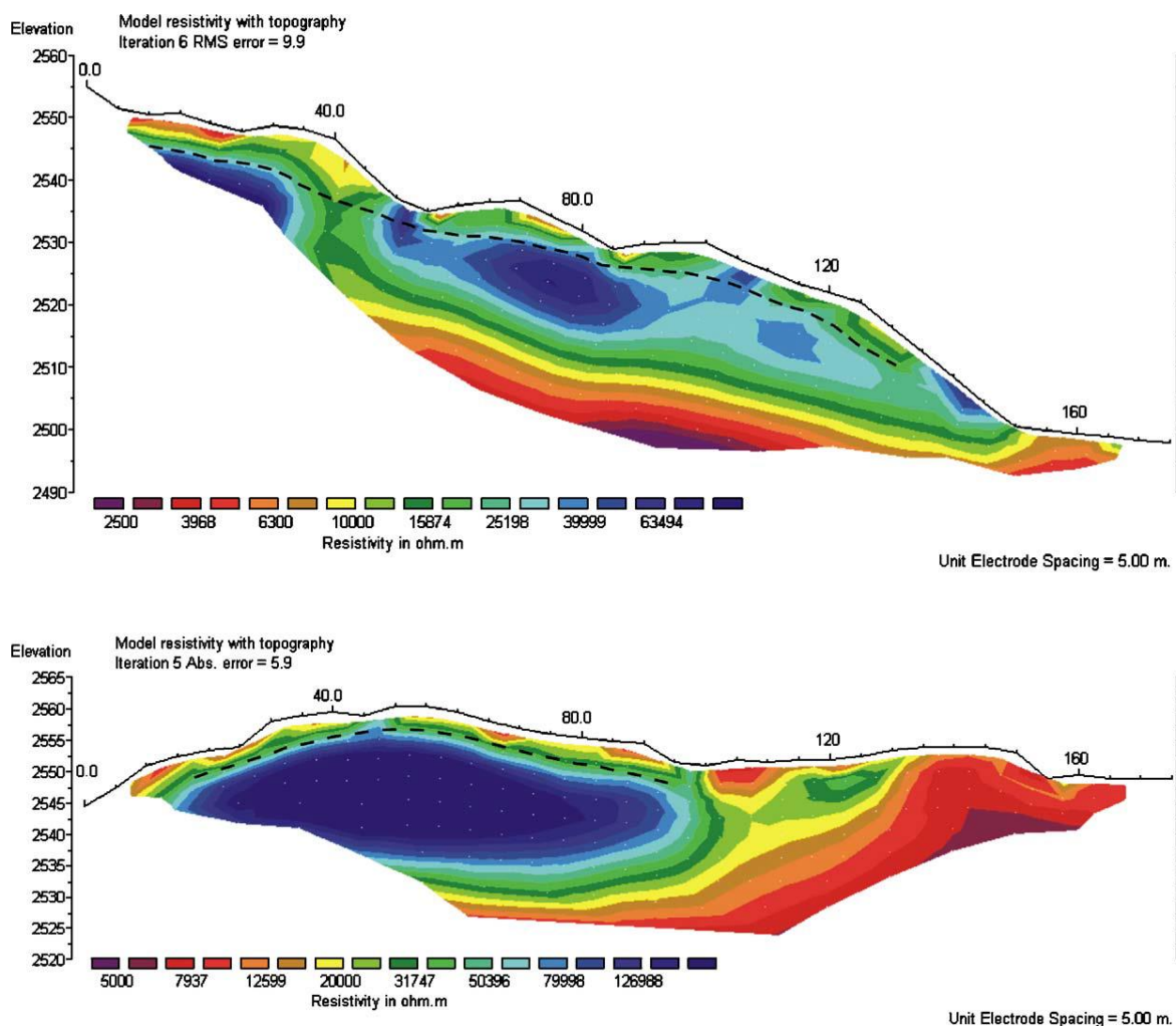
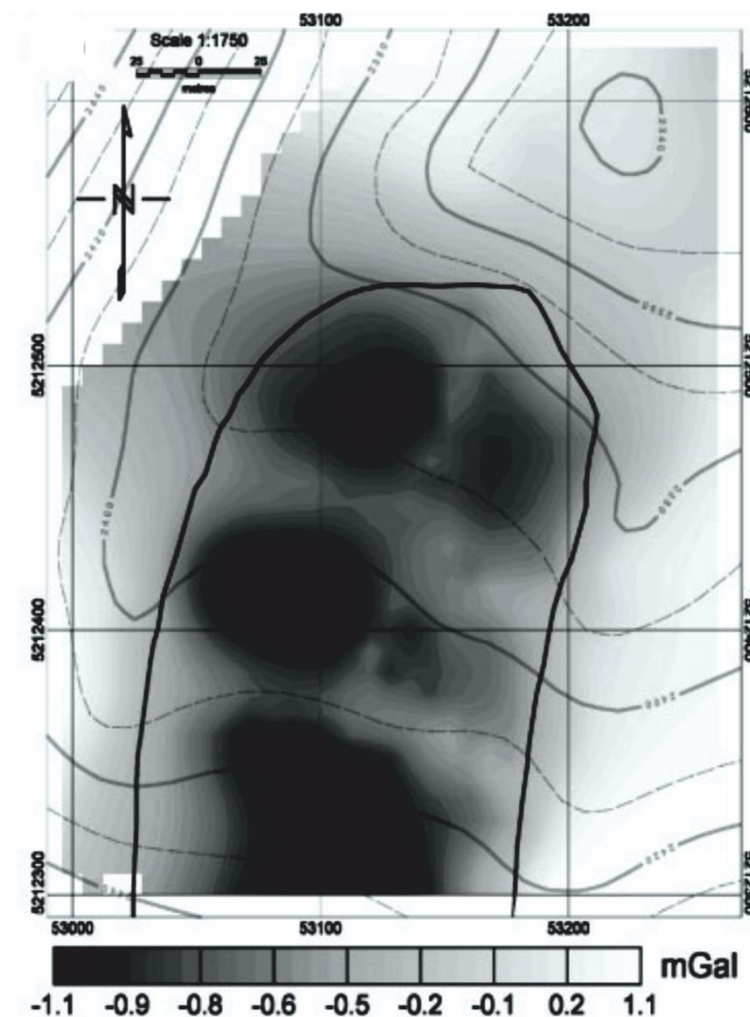


Рисунок 2.14 – Геоэлектрические разрезы каменного глетчера Мураль (Альпы) продольный (вверху) и поперечный (внизу), по: (Kneisel, 2006)

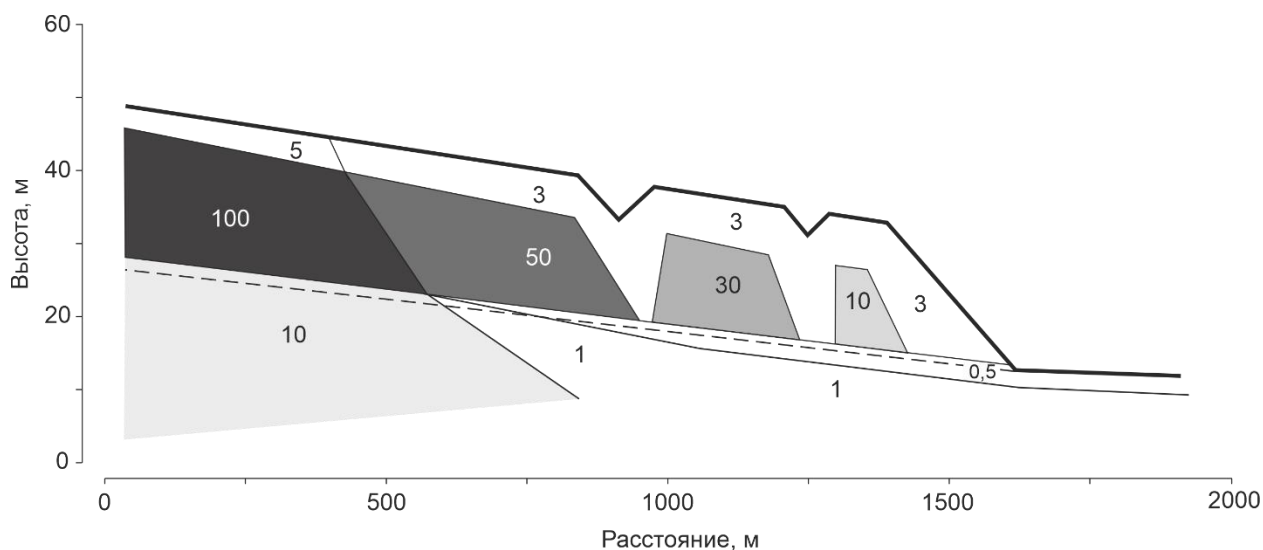
Таким образом, полученные геофизические данные о строении КГ свидетельствуют о необходимости пересмотра представлений об их реологических характеристиках. В работе (Галанин и др., 2017) высказано предположение о том, что движение КГ описывается как течение неньютоновской жидкости (как, например, раствора бетона). По всей видимости, механизм движения КГ имеет двойственную природу. Начало движения провоцирует вязкопластичное течение, описываемое законом Глена. Затем происходит разделение ледяного ядра на отдельные блоки, и их движение внутри обводнённой валунно-глыбовой массы со щебенистым и супесчаным заполнителем происходит в соответствии с законом движения неньютоновских (тиксотропных) жидкостей.



Линией показаны контуры КГ

Рисунок 2.15 – Карта аномалий гравитационного поля в редукции Буге на КГ Рейхенкар по (Hausmann et al., 2007)

В результате обзора литературных данных и собственных исследований составлена обобщённая петрофизическая модель абляционного каменного глетчера (Рисунок 2.16). Она включает рыхлые крупноблочные покровные отложения с щебенистым и песчаным заполнителем мощностью 3–6 м с УЭС 1–5 кОм·м; блоки метаморфических льдов с УЭС от 30 до 500 кОм·м и подстилающие породы в талом (УЭС 0,5–1,0 кОм·м) или многолетнемёрзлом состоянии. При этом ядра КГ с температурой близкой к 0 °С характеризуются УЭС 10–30 кОм·м. У низкотемпературных ядер УЭС увеличивается до 500–1000 кОм·м. Особенности модели являются: блочное строение КГ; уменьшение мощности покровного чехла снизу вверх по склону КГ; увеличение сплошности и УЭС каменно-ледяных ядер или блоков метаморфического льда с возрастанием высоты местности.



Цифрами показано УЭС в кОм·м.

Рисунок 2.16 – Петрофизическая модель КГ абляционного типа

Разработанная петрофизическая модель КГ предназначена для моделирования геоэлектрических полей при создании физико-геологических моделей КГ абляционного типа.

2.3. Азональные факторы в горной криолитозоне и их проявление на геоэлектрических разрезах

Одним из главных из азональных факторов, воздействующих на строение мёрзлой толщи, является **разломная тектоника**, влияние которой на геоэлектрическое строение покажем на примере горной криолитозоны Алтая и Тянь-Шаня.

На территории Горного Алтая в Чуйской впадине были проведены геофизические исследования, направленные на изучение особенностей строения многолетнемёрзлой толщи (Оленченко и др., 2011). Чуйская впадина расположена в юго-восточной части Горного Алтая. Район работ относится к зоне развития ММП островного типа (Шац, 1978). В 70-х годах прошлого века по результатам изысканий были составлены мерзлотно-гидрогеологическая и инженерно-геологическая карты Чуйской и Курайской впадин (Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977). В то время ММП Чуйской впадины имели сплошное распространение, их мощность составляла 6-90 м, а кровля залегала на глубине 3–7 м. Тогда же были выделены несквозные и внутримёрзлотные талики и криогенные процессы (пучение, термокарст и морозобойное растрескивание) в долине р. Чуя.

По данным бурения построен разрез Чуйской впадины (Рисунок 2.18). Мощность ММП в центре впадины достигала 60–75 м и уменьшалась по направлению к бортам до 10–15 м с последующим выклиниванием. М. М. Шац полагал (Шац, 1978), что подошва ММП повторяет рельеф земной поверхности (Оленченко и др., 2011).

Вдоль буровой линии были выполнены зондирования методами ЗСБ и ВЭЗ.

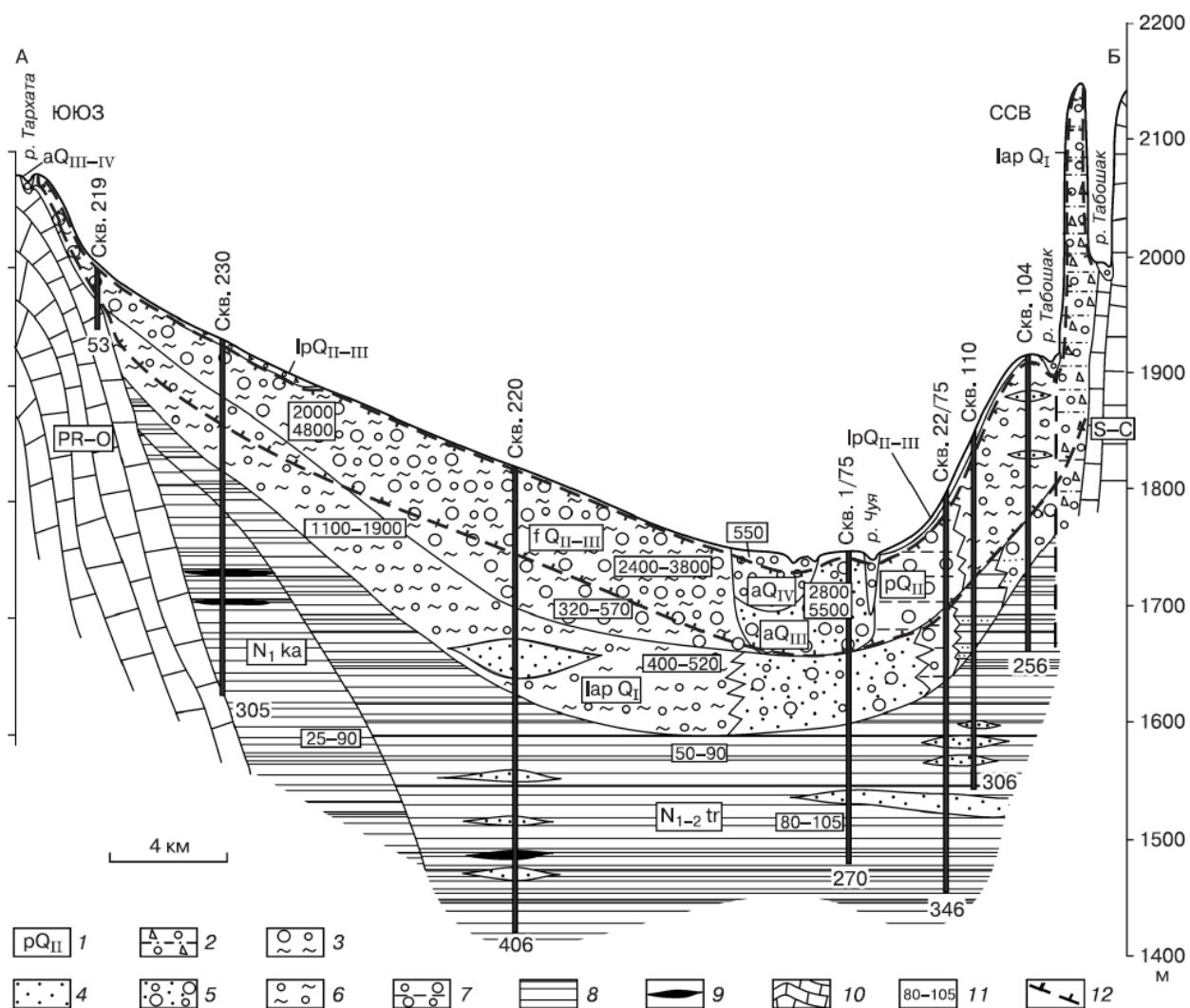
Для измерений методом ЗСБ использовалась аппаратура Fast Snap и соосная установка с размером генераторной петли 100×100 м и приёмной петли 25×25 м (Оленченко и др., 2011). Для работ методом ВЭЗ применялась аппаратура МЭРИ-24 в комплекте с генератором Астра-100. Максимальный разнос АВ между питающими электродами составлял 250 м. Точки зондирований размещались около скважин (см. рис. 2.18), либо между ними. Среднее расстояние между точками было равно 3,9 км. На всём профиле измерения выполнены в девяти пунктах ЗСБ и на 10 точках ВЭЗ (Оленченко и др., 2011).

На геоэлектрическом разрезе по результатам 1-D инверсии (Рисунок 2.19) толща ММП чётко выделяется высокими значениями УЭС (0,6–30,0 кОм·м). Анализ разреза показал, что в точке ВЭЗ № 10 мощность мёрзлых пород составляет всего 30 м, в то время как в 1977 г. в скважине № 220 подошва ММП была установлена на глубине 73 м. Отличие между данными, полученными методом электроразведки и бурения, превышает в два раза, что говорит о том, что это не случайное явление. Снижение мощности мёрзлых пород также наблюдается на северо-северо-восточном направлении профиля, возле скважины № 104. В 1977 году мощность ММП здесь была 75 м, в то время как согласно данным электроразведки за 2009 год, подошва высокоомного слоя находится на глубине 20 м, а его мощность составляет лишь 13 м. Следовательно мощность ММП уменьшается из-за деградации их подошвы. Скорее всего, это связано с увеличением теплового потока из недр земли.

В сентябре 2003 года в этом районе произошло значительное землетрясение (М 7,3), в результате которого посёлок Бельтир практически полностью разрушился. Это бедствие сопровождалось образованием множества трещин и вторичных сдвигов – оползней, обвалов, осыпей, камнепадов, оседаний склонов из-за сейсмогравитации, выбросов разрыхленного песчано-глинистого материала в виде грифонов и грязевых вулканчиков, а также проседаний земной поверхности (Гольдин и др., 2004). Это привело к изменениям в гидрогеологическом режиме и возникновению интенсивной фильтрации вдоль тектонических нарушений. В результате могли возникнуть гидрогеогенные талики (Мерзлотоведение, 1981). В эпицентре землетрясения было установлено (Кац, Робертус, 2004) повышение температуры подземных вод на 1–2 °С и увеличение дебита родников и скважин в 1,2–1,3 раза (Оленченко и др., 2011).

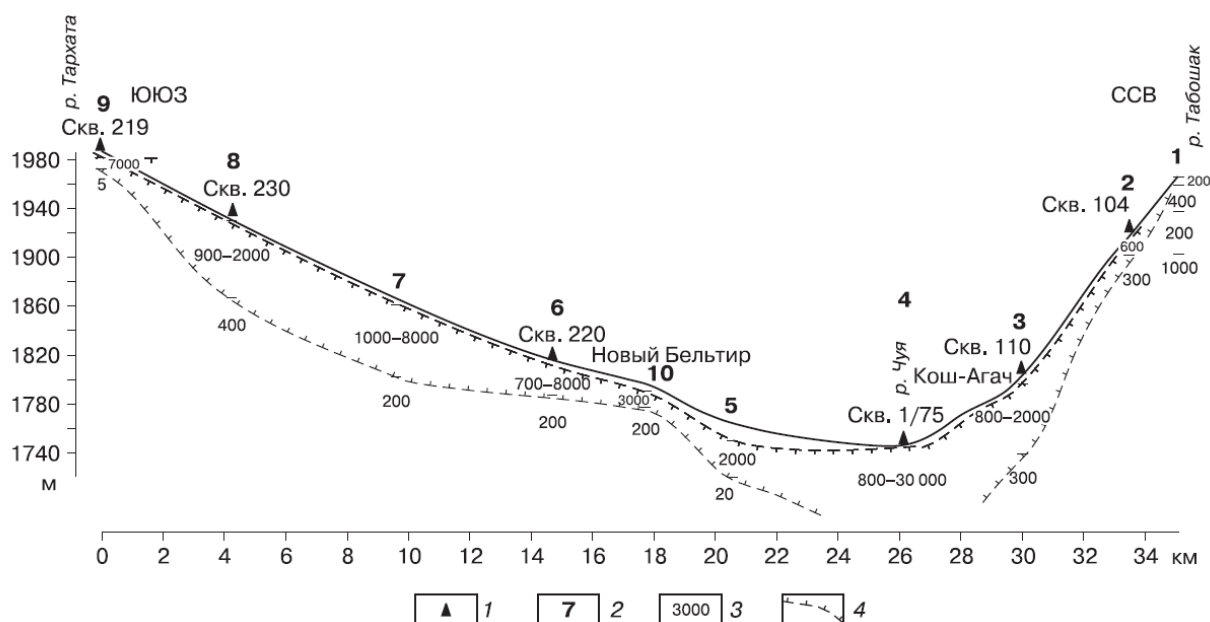
В 2009 году в районе исследований кроме ВЭЗ и ЗСБ были осуществлены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) для анализа глубинного строения разреза. Результаты этих зондирований косвенно подтверждают предположение о причинах деградации ММП снизу. Глубинный разлом выделяется в геоэлектрическом разрезе на глубину до 12 км в

окрестностях населенного пункта Новый Бельтир (точки зондирования 20, 21) в виде линейной области с низким уровнем удельного электросопротивления (от 1 до 10 Ом·м).



1 – стратиграфо-генетические условные обозначения: аQIII–IV – верхнечетвертичные – современные аллювиальные, IpQII–III – средне-верхнечетвертичные озерно-пролювиальные, fQII–III – средне-верхнечетвертичные флювиогляциальные, pQII – среднечетвертичные пролювиальные, lapQI – нижнечетвертичные озерно-аллювиально-пролювиальные, N1–2tr – среднемиоценовые–нижнеплиоценовые (туерыкская свита), N1ka – нижнесреднемиоценовые (кошагачская свита), S-C – осадочные и эффузивные породы силурийско-каменноугольного возраста, PR-O – метаморфические и осадочные породы протерозойско-ордовикского возраста. Состав пород: 2 – гравийно-галечниковые с глинистым и песчаным заполнителем, 3 – валунно-галечниковые с суглинистым заполнителем, 4 – песок, 5 – валунно-галечниковые с песчаным заполнителем, 6 – галечник с суглинистым заполнителем, 7 – галечник, валунник с глинистым заполнителем, 8 – глина, 9 – уголь, 10 – скальные породы (алевролиты, песчаники, известняки, порфириды, метаморфические сланцы). 11 – значения УЭС пород, Ом·м; 12 – границы многолетнемерзлых пород.

Рисунок 2.18 – Инженерно-геокриологический разрез по линии АБ
(данные Чуйской партии гидрогеологической экспедиции 15-го района (1977 г.)) по:
(Оленченко и др., 2011)



1 – скважины, 2 – точки ВЭЗ и их номера, 3 – УЭС пород, Ом·м, 4 – граница многолетнемёрзлых пород.

Рисунок 2.19 – Современное строение многолетнемёрзлой толщи Чуйской впадины по данным ВЭЗ по: (Оленченко и др., 2011)

В результате анализа геофизических данных были выявлены признаки локальных *азональных* изменений геокриологических условий (Оленченко и др., 2011). В частности, в зоне активных разломов в пределах Чуйской впадины наблюдается уменьшение мощности многолетнемёрзлой толщи.

Влияние экспозиции склона на геоэлектрическое строение горной криолитозоны

В качестве примера рассмотрим исследования, проведённые в пределах перевала Жосалы-Кезень, который находится в Заилийском Алатау (Тянь-Шань). «Перевал расположен на водоразделе рек Проходной и Озёрной, которые относятся к бассейну Большой Алматинки (Улькен Алматы). Координаты перевала: 43°02′ с. ш., 76°55′ в. д., альтитуда — 3336 м» (Северский и др. 2014).

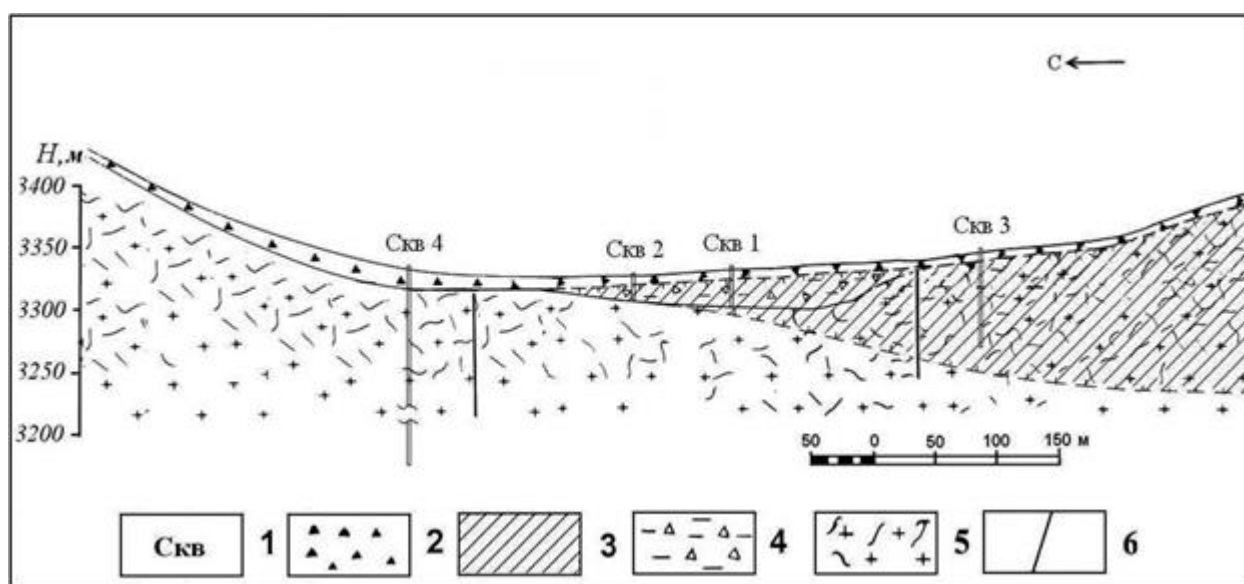
«Перевал находится на смыкании двух тектонических разломов субширотного простирания, которые пересекают перевал в поперечном направлении между долинами рек» (Северский и др. 2014).

«В пределах разломов есть зоны дробления и талики, которые разделяют ММТ на отдельные массивы. Л. Г. Филатов (Филатов и др., 1967) впервые отобразил геологическое строение и тектонику перевала Жосалы-Кезень на геолого-геофизическом разрезе (Северский и др. 2014). Это позволило установить общие закономерности в распространении и изменении

мощности ММТ на протяжении около 500 метров (Рисунок 2.20). Мощность ММТ возрастает от 0 до 70 м и более при изменении экспозиции склона с южной на северную. В начальный период наблюдений в 1974 г. (Горбунов и др., 1996) температура мёрзлой толщи на глубине нулевых годовых амплитуд (13–17 м) в скважинах изменялась от минус 0,4 °С до минус 0,8 °С. За 20 лет температура во всех скважинах повысилась на 0,2–0,5 °С» (Северский и др. 2014).

«С 1995 по 2008 г.г. температура пород колебалась незначительно, удерживаясь в диапазоне от -0,20 °С до -0,25 °С. Во время повышенной сейсмической активности иногда наблюдалось повышение температуры на 0,10–0,18 °С, даже до положительных значений на глубине 12,2 метра вблизи подошвы» (Северский и др., 2014).

«Электротомография выполнена на профиле, который проходил со склона южной экспозиции на склон северной экспозиции в створе термометрических скважин, расположенных на расстоянии от 10 до 40 м от оси профиля» (Северский и др. 2014). Зондирования проводились с использованием аппаратуры «Скала-48» установкой Шлюмберже, максимальными размерами АВ 235 метров. Инверсия данных выполнялась в программе Res2DInv.



1 – номера термометрических скважин; 2 – склоновые отложения; 3 – ММТ; 4 – крупноглыбовые моренные отложения с песчано-суглинистым заполнителем; 5 – коренные породы (граниты); 6 – тектонический разлом.

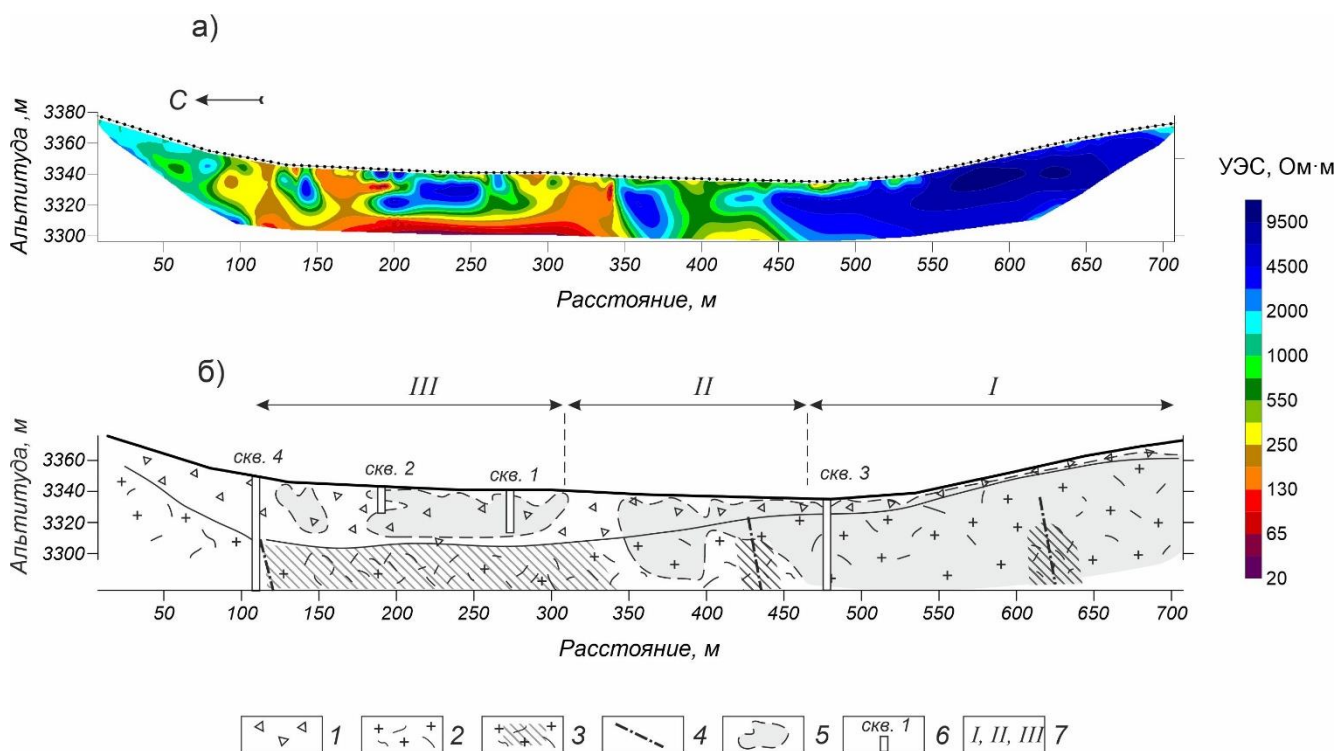
Рисунок 2.20 – Геокриологический разрез перевала Жосалы-Кезень по: (Филатов и др., 1967)

На геоэлектрическом разрезе хорошо просматривается изменение мощности ММП и смена типа их распространения (Рисунок 2.21, а). «Сплошная мёрзлая толща на склоне северной экспозиции имеет высокое УЭС (45,0–110,0 кОм·м). При этом максимальное УЭС соответствует ММП с минимальной температурой на глубине 10–15 м, установленной по данным

термокаротажа скв. № 3 . Мощность слоя высокого УЭС превышает глубинность исследований» (Северский и др. 2014).

«По мере продвижения профиля по направлению к склону южной экспозиции (с юга на север) УЭС мёрзлых пород понижается до 2,0–5,0 кОм·м, геоэлектрический разрез становится невыдержанным, а в области тектонического нарушения наблюдается уменьшение мощности высокоомного слоя. Уменьшение УЭС ММП связано с ростом их температуры, вызванной как сменой экспозиции склона, так и, возможно, с повышенным тепловым потоком из недр земли по разлому» (Северский и др. 2014).

«На горизонтальной поверхности седловины в зоне тектонического разлома слой высокого УЭС, ассоциируемый с ММП, становится фрагментарным, что отражает островное распространение ММП (см. рис. 2.21, а). УЭС пород здесь меняется от 0,78 до 5,0 кОм·м в зависимости от литологического состава, температуры и льдистости. В основании разреза породам с УЭС около 50 Ом·м соответствуют милониты зоны дробления, так как только присутствием глинистой фракции можно объяснить такое низкое УЭС горных пород. На склоне южной экспозиции УЭС склоновых отложений и трещиноватых гранитов составляет 0,78–1,60 кОм·м (см. рис. 2.21), что означает их талое состояние» (Северский и др. 2014).



1 – склоновые и моренные отложения; 2 – трещиноватые граниты; 3 – зоны дробления и милонитизации; 4 – тектонические нарушения; 5 – ММП; 6 – проекции термометрических скважин на профиль; 7 – участки распространения ММП различных типов: I – сплошной; II – прерывистый; III – островной.

Рисунок 2.21 – Геоэлектрический разрез перевала Жосалы-Кезень (а) и его интерпретация (б) по: (Северский и др. 2014).

«В соответствии с характером распределения УЭС вдоль профиля в направлении с юга на север выделяются участки сплошного (I), прерывистого (II) и островного (III) типов распространения ММП (см. рис. 2.21, б). При этом закономерно изменяется как строение высокоомного слоя (от сплошного типа к прерывистому и островному), так и его УЭС. Общее уменьшение УЭС высокоомного слоя при смене типа распространения ММП от сплошного к островному связано с повышением температуры ММТ» (Северский и др. 2014).

«Бесспорно, что влияние тектонического фактора на строение ММТ перевала накладывается на эффект от смены экспозиции склона с северной на южную. По данным электрического зондирования на фоне общего уменьшения мощности мерзлоты при смене экспозиции склона отмечаются локальные изменения в строении мёрзлой толщи в зонах тектонических нарушений» (Северский и др. 2014).

«Таким образом, геоэлектрическая модель разреза хорошо согласуется с геокриологическими представлениями о строении ММТ перевала Жосалы-Кезень, полученными в результате анализа многолетних термометрических данных» (Северский и др. 2014). На склоне северной экспозиции находится наиболее мощная ММП с высоким УЭС (6–11 кОм·м). На склоне южной экспозиции, где по термометрическим данным мёрзлые породы отсутствуют, те же породы характеризуются более низкими УЭС 1–3 кОм·м.

Техногенными азональными факторами, влияющими на строение ММТ, могут быть любые инженерные сооружения, нарушающие тепловой баланс.

Например, на перевале Жосалы-Кезень в начале 50-х годов прошлого века были построены здания «Тянь-Шаньской высокогорной научной станции Физического института им. Лебедева АН СССР (ФИАН). Перед началом строительства по результатам наблюдений в неглубоких шурфах сложилось ошибочное суждение о том, что здесь есть только сезонное промерзание грунтов. Поэтому отапливаемое кирпичное здание на ленточном фундаменте сооружалось без учета ММП в основании. Это и привело к тому, что уже в начале 1960-х годов стали появляться первые признаки деформации здания. В процессе эксплуатации здания происходило повышение температуры ММП и увеличение глубины сезонноталого слоя, что способствовало формированию под зданием своеобразной чаши протаивания. Это сопровождалось неравномерной осадкой пород при протаивании и появлением существенных деформаций здания с ежегодным нарастанием интенсивности проявления разрушительного эффекта. В итоге здание пришло в негодность и было снесено в 1986–1987 гг. Напротив снесённого здания в настоящее время претерпевает деформации одноэтажное строение на ленточном фундаменте (см. рис. 2.22, а).

«Наибольшая просадка грунтов основания отмечается со стороны южной экспозиции сооружения, где происходит максимальный нагрев стены. Кроме того, близость тектонического нарушения обуславливает температуру ММП около 0°C , поэтому малейшее изменение теплового баланса приводит к деградации мерзлоты в основании. На геоэлектрическом разрезе проявляется геокриологическая обстановка в основании здания и на прилегающей территории (см. рис. 2.22, б). В приповерхностной части разреза под зданием ассиметричной областью пониженного УЭС выделяется талик. При этом размеры области пониженных УЭС (мощность талика) увеличивается в сторону максимальной просадки здания. Еще одна локальная аномалия низкого УЭС, интерпретируемая как талик, отмечается под асфальтированной площадкой и автомобильной дорогой (см. рис. 2.22, б)» (Северский и др. 2014). Ниже по разрезу грунты характеризуются высокими УЭС ($0,80\text{--}5,0 \text{ кОм}\cdot\text{м}$), что означает их мёрзлое состояние.

«Другое здание, построенное по принципу I (с сохранением ММП) на свайном фундаменте с проветриваемым подпольем, также подвержено деформациям (см. рис. 2.23, в). Они проявляются на фасаде в виде трещин оседания с шириной раскрытия до $0,02 \text{ м}$. Возникновение деформаций этого здания может быть связано как с разной несущей способностью грунтов в основании здания, так и с сейсмическими воздействиями. Вполне вероятно, что оба этих фактора совместно влияют на его устойчивость. Со стороны бокового фасада проходил профиль ЭТ (Северский и др. 2014), фрагмент геоэлектрического разреза по которому представлен на Рисунке 2.22, г» (Северский и др. 2014).

«На разрезе высокоомной аномалией выделяются ММП. При этом форма аномалии отражает влияние локальных факторов на строение мёрзлой толщи. Под зданием со стороны северной экспозиции отмечается поднятие кровли высокоомной области к поверхности. Это, возможно, отражает новообразование мёрзлых пород в проветриваемом подполье с теневой стороны. В то же время с южной (солнечной) стороны здания грунты обладают низкими УЭС ($0,10\text{--}0,20 \text{ кОм}\cdot\text{м}$) и интерпретируются как талые. Талые и мёрзлые породы в основании здания имеют разные физико-механические характеристики, что при сейсмическом воздействии может приводить к неравномерным деформациям конструкции и возникновению трещин. С наветренной стороны здания устроен снегозащитный щит, препятствующий заносам проветриваемого подполья. В зимний период вдоль стены аккумулируется большой объём снега до $3\text{--}4 \text{ м}$ высотой. Снеговой нанос вызывает тепляющее действие, в результате чего формируется талик, ярко выраженный локальной аномалией низкого УЭС» (Северский и др. 2014) (см. рис. 2.22, в).

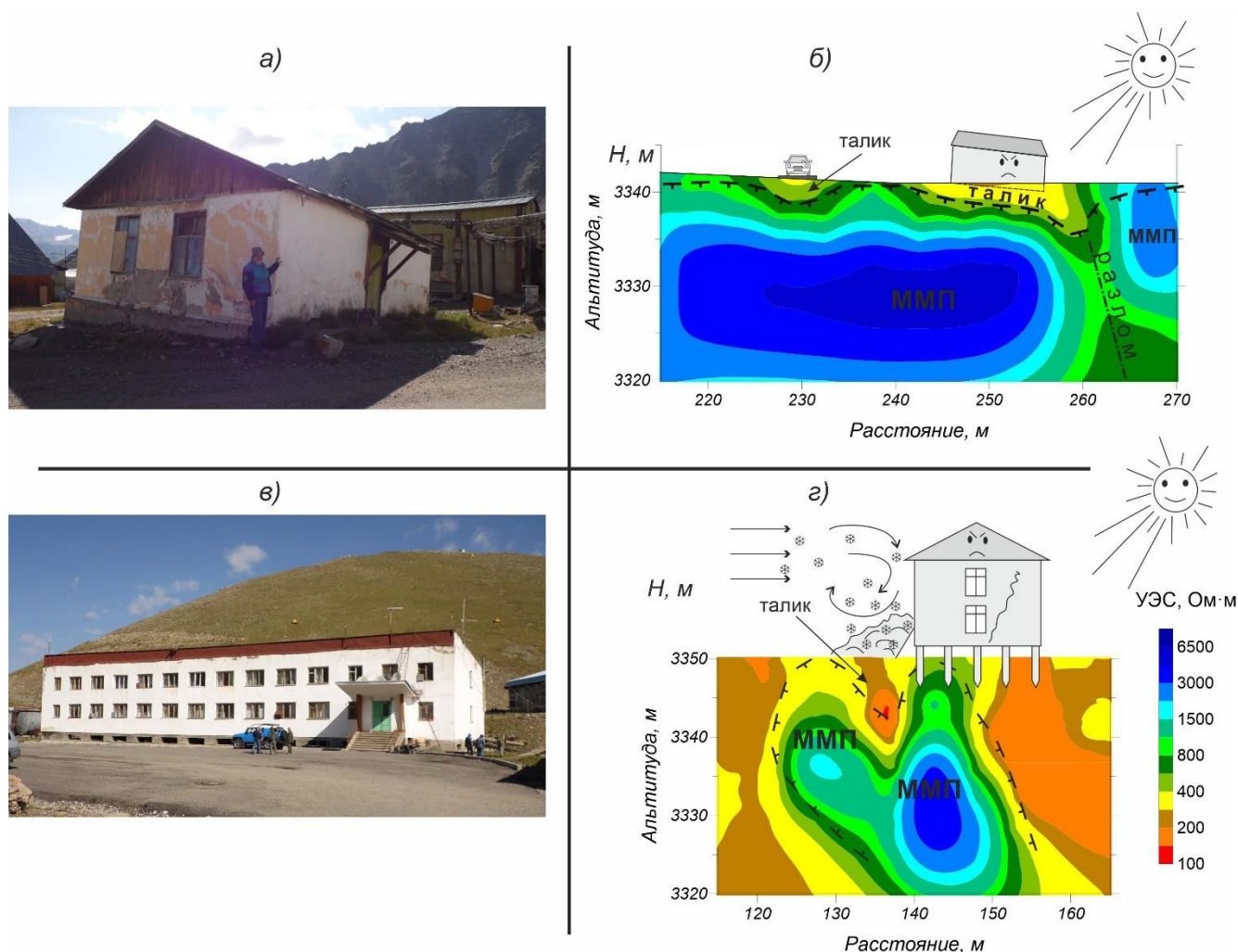


Рисунок 2.22 – Деформирующиеся здания, построенные на ММП на ленточном фундаменте (а), с проветриваемым подпольем (в) и геоэлектрические разрезы в пределах зданий (б, г)

Таким образом, с помощью ЭТ показано, что в пределах участка исследований здания, возведённые по разным строительным технологиям, и автодорога являются *азональными* факторами, влияющими на строение ММТ при одинаковой альтитуде. Причём отмечаются случаи как деградации, так и аградации мерзлоты под влиянием антропогенных факторов.

Отсюда следует, что на разрезах УЭС соответствующими аномалиями проявляются любые изменения радиационно-теплового баланса в ту или иную сторону, приводящие к деградации или к аградации ММТ.

Полученные результаты

В мировой практике изучению горной криолитозоны геофизическими методами посвящено большое число работ. Первые из них были выполнены в конце 90-х годов прошлого столетия в Японии, а в 2000–2010 гг. начались интенсивные исследования в Альпах.

На Тянь-Шане и в Южной Сибири (Горный Алтай) специальных систематических исследований строения многолетнемёрзлых пород геофизическими методами до представленных в диссертации работ, начатых в 2010–2013 гг., не проводилось вовсе.

В результате полевых работ в Горном Алтае установлено, что при смене типов ММП в условиях высотной поясности двумерная геоэлектрическая модель наследует характер изменения строения многолетнемёрзлой толщи – снизу вверх возрастает сплошность опорного высокоомного горизонта (мёрзлых пород), увеличивается его мощность и УЭС.

Влияние азональных факторов, таких как экспозиция склона, тектонические нарушения, антропогенные объекты, на строение ММТ на определённой высоте выражается на геоэлектрических разрезах соответствующими аномалиями – низкого УЭС в локальных таликах и высокого УЭС на участках промерзания. Подобным образом проявляются любые изменения радиационно-теплового баланса в ту или иную сторону, приводящие к деградации или к аградации ММТ. Для разломных зон с активным гидрогеологическим режимом характерны признаки локальных изменений геокриологических условий в виде уменьшения мощности высокоомного опорного горизонта (многолетнемёрзлой толщи), его сплошности и УЭС.

В ходе анализа литературы и результатов собственных полевых исследований установлено, что каменные глетчеры, как неотъемлемая часть горной криолитозоны, имеют блоковое строение. При этом отмечается увеличение сплошности и УЭС каменно-ледяных ядер или блоков метаморфического льда с возрастанием высоты местности над уровнем моря в соответствии с высотной поясностью.

Предполагается, что блоковое строение абляционных КГ является причиной их суперактивности, необъясняемой ранее с точки зрения закона Глена (вязкопластичного течения). По геофизическим данным в наиболее активных частях КГ находятся отдельные каменно-ледяные ядра внутри вмещающих талых рыхлых пород.

Итогом исследования по разделу является первое защищаемое положение.

Высотная поясность горной криолитозоны проявляется возрастанием сплошности и увеличением УЭС опорного слоя при этом азональные факторы приводят к возрастанию или уменьшению УЭС в зависимости от деградации или аградации мёрзлой толщи; абляционные каменные глетчеры в наиболее активных генерациях имеют блоковое строение.

Эти факты необходимо учитывать при интерпретации геоэлектрических разрезов при решении прикладных и фундаментальных задач геокриологии при изучении горной криолитозоны.

ГЛАВА 3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗРЕЗОВ С ПЛАСТОВЫМИ ЛЬДАМИ СУБАЭРАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ЯМАЛА И ГЫДАНА

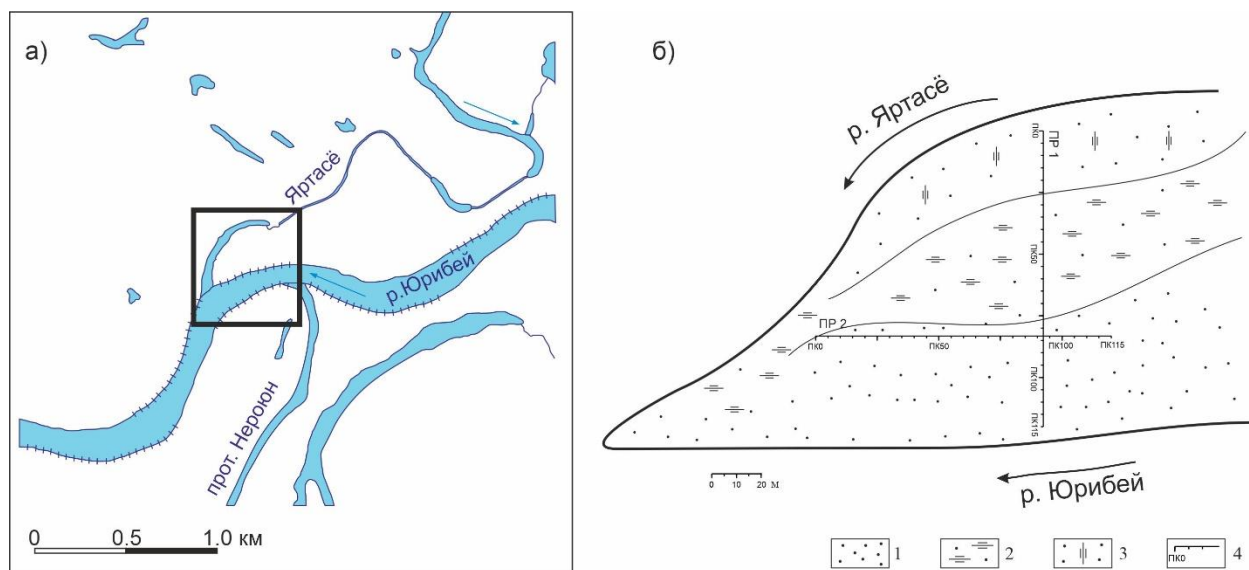
3.1. Проявление пластовых льдов на геоэлектрических разрезах Центрального Ямала

Особенностью изучаемого района является повсеместное развитие пластовых и полигонально-жильных льдов (Дубиков, Корейша, 1964; Стрелецкая и др., 2006; Стрелецкая, Лейбман, 2002, Васильчук, 2010). Эти льды нередко были объектом геофизических исследований (Полуостров..., 1975; Зыков, 2007).

Установленная мощность пластовых льдов Центрального Ямала достигает 20–50 м при протяжённости до нескольких километров (Фотиев, 2012), а минерализация изменяется в пределах от 10 до 250 мг/л (Дубиков, Корейша, 1964). По мнению С. М. Фотиева пласты льда сформировались после промерзания вмещающих их глин и песков в периоды регрессии моря. Источником пресных вод были глубокие термокарстовые озёра (Фотиев, 2012).

Район среднего течения р. Юрибей. Результаты исследований проявления пластовых льдов на геоэлектрических разрезах в пойме р. Юрибей Центрального Ямала опубликованы в (Оленченко, Шеин, 2013). На основе этой публикации подготовлена часть текущего раздела диссертации.

«Район работ расположен в среднем течении р. Юрибей в 40 км от устья реки при впадении в Байдарацкую губу Карского моря. Участок исследований находился в месте слияния рек Юрибей и Яртасё, образующих полуостров» (Оленченко, Шеин, 2013) (Рисунок 3.1).



1 – приподнятые участки рельефа, незатопляемые; 2 – пониженные заболоченные участки рельефа с моховым покровом, затопляемые; 3 – слегка приподнятые участки рельефа, затопляемые; 4 – профиль (ПР) ЭТ и номер пикета (ПК).

Рисунок 3.1 – Схема расположения участка исследований (а) и профилей ЭТ (б) по: (Оленченко, Шеин, 2013)

«В береговом обнажении вскрыты пойменные голоценовые аллювиальные отложения в виде горизонтально-слоистых средне- и мелкозернистых песков с растительным детритом. На поверхности развиты многочисленные морозобойные трещины шириной раскрытия до нескольких сантиметров, по которым происходит рост ледяных жил. Глубина сезонного оттаивания на момент исследований составляла 0,05–0,30 м» (Оленченко, Шеин, 2013).

«ЭТ выполнялись с применением многоканальной аппаратуры Syscal Pro (Франция). Число подключаемых электродов – 24. Расстояние между электродами по профилю изменялось от 0,5 м до 5,0 м, в зависимости от детальности исследований. Количественная инверсия данных проводилась с применением программного обеспечения Res2Dinv» (Оленченко, Шеин, 2013). Предполагается, что пойменные отложения реки формируют двумерную геологическую структуру, поэтому использование двумерных программ инверсии вполне обосновано.

Геоэлектрический разрез по профилю № 1, построенный по результатам инверсии, характеризует криогенное строение пойменных отложений полуострова в направлении перпендикулярном береговой линии (Рисунок 3.2).

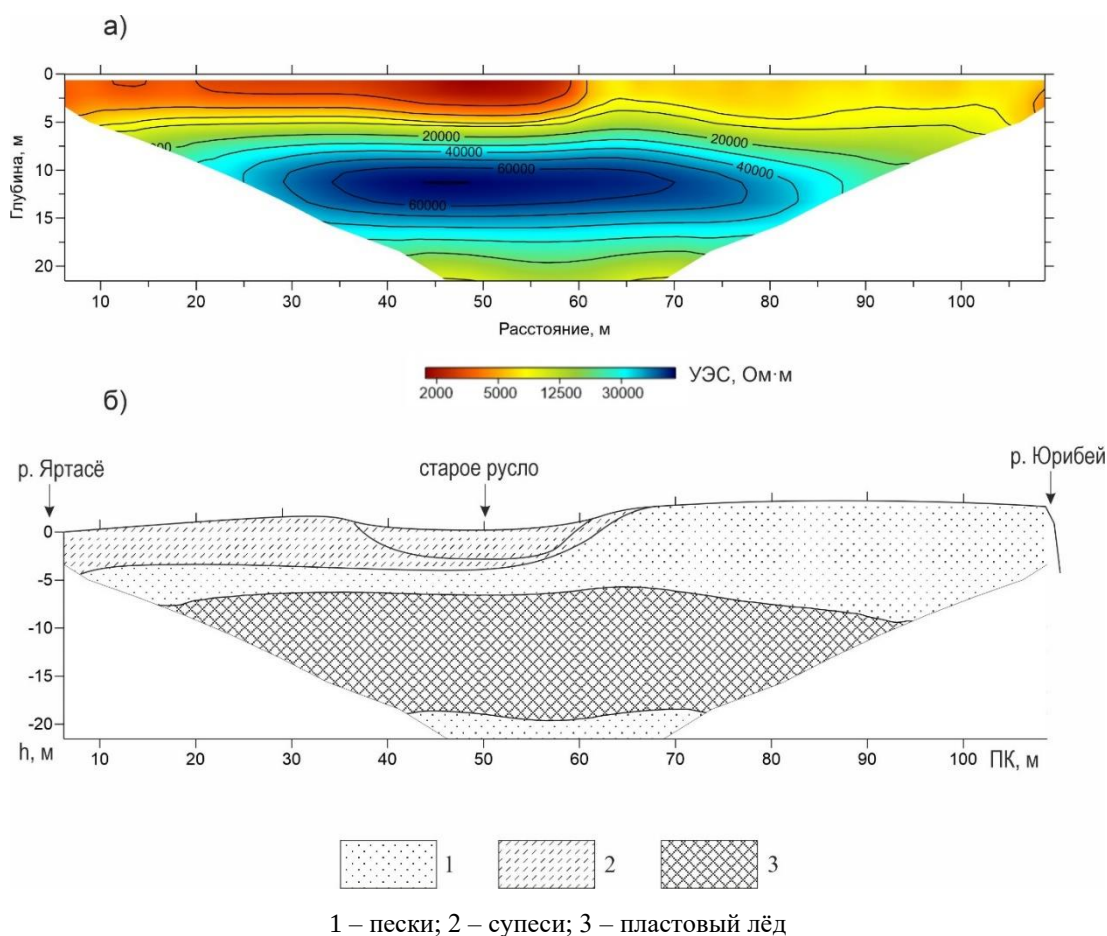


Рисунок 3.2 – Разрез УЭС по профилю №1 (а) и его литологическая интерпретация (б)

«Профиль начинался от р. Яртасё с низкой поймы, затопляемой во время паводков. Средняя часть профиля пересекала старое русло р. Юрибей. Оно выражено в рельефе понижением с моховым покровом, переувлажнением с поверхности и периодически затопляемое паводками. Завершение профиля располагалось на песчаной незатопляемой возвышенности. Эти геоморфологические особенности хорошо отражаются на геоэлектрическом разрезе (см. рис. 3.2, а). В его верхней части грунты различаются по УЭС. В начале и середине профиля преобладают пониженные значения, которым соответствуют тонкодисперсные отложения старого русла р. Юрибей (40–60 м). На незатопляемой возвышенности в интервале профиля 70–115 м УЭС песков возрастает за счёт увеличения их крупности» (Оленченко, Шеин, 2013).

«В интервале глубин 4–19 м выделяется слой очень высокого УЭС (40–70 кОм·м), интерпретируемый как пластовый лёд. Залегание кровли пласта, особенно в краевых частях, по всей видимости, определяется тепловым режимом. Отопляющее действие рек Яртасё и Юрибей приводит к формированию подруслового талика. Его краевые фрагменты отражаются на геоэлектрическом разрезе. При этом кровля пластового льда начинает резко погружаться при приближении к руслам рек» (Оленченко, Шеин, 2013).

«Под старым руслом р. Юрибей (на пикете 50 м) подрусловой талик практически не выражен на геоэлектрическом разрезе. Это, возможно, связано с прекращением отепляющего действия воды и восстановлением ММТ» (Оленченко, Шеин, 2013).

«Распространение пластового льда на полуострове в меридиональном направлении отражается в результатах ЭТ по профилю № 2 (Рисунок 3.3). Кровля ледяного слоя высокого УЭС залегает субгоризонтально. В направлении к старому руслу р. Юрибей, намечается его погружение, что, скорее всего, связано с близостью подруслового талика» (Оленченко, Шеин, 2013).

«Профиль № 2 пересекал серию морозобойных трещин на ПК 18, 43, 63, 83, где в верхней части геоэлектрического разреза выделяются аномалии повышенного УЭС, вероятно, связанные с жильными ледяными структурами» (Оленченко, Шеин, 2013).

Результаты ЭТ показали, что геоэлектрический «разрез пойменных отложений характеризуется высоким УЭС (от единиц до десятков кОм·м), что обусловлено его мёрзлым состоянием. В верхней части разреза выделяются горизонтально-слоистые пески (УЭС 5,0–12,0 кОм·м) и супеси (УЭС 2,0–4,0 кОм·м). С глубины примерно 5 м высокоомные образования интерпретируются как пластовый лёд. Этот горизонт служит опорным при геоэлектрических исследованиях. Мощность слоя высокого УЭС составляет 10–15 м, что согласуется» (Оленченко, Шеин, 2013) с данными литературных источников о толщине пластовых льдов в этом регионе (Дубиков, Корейша, 1964).

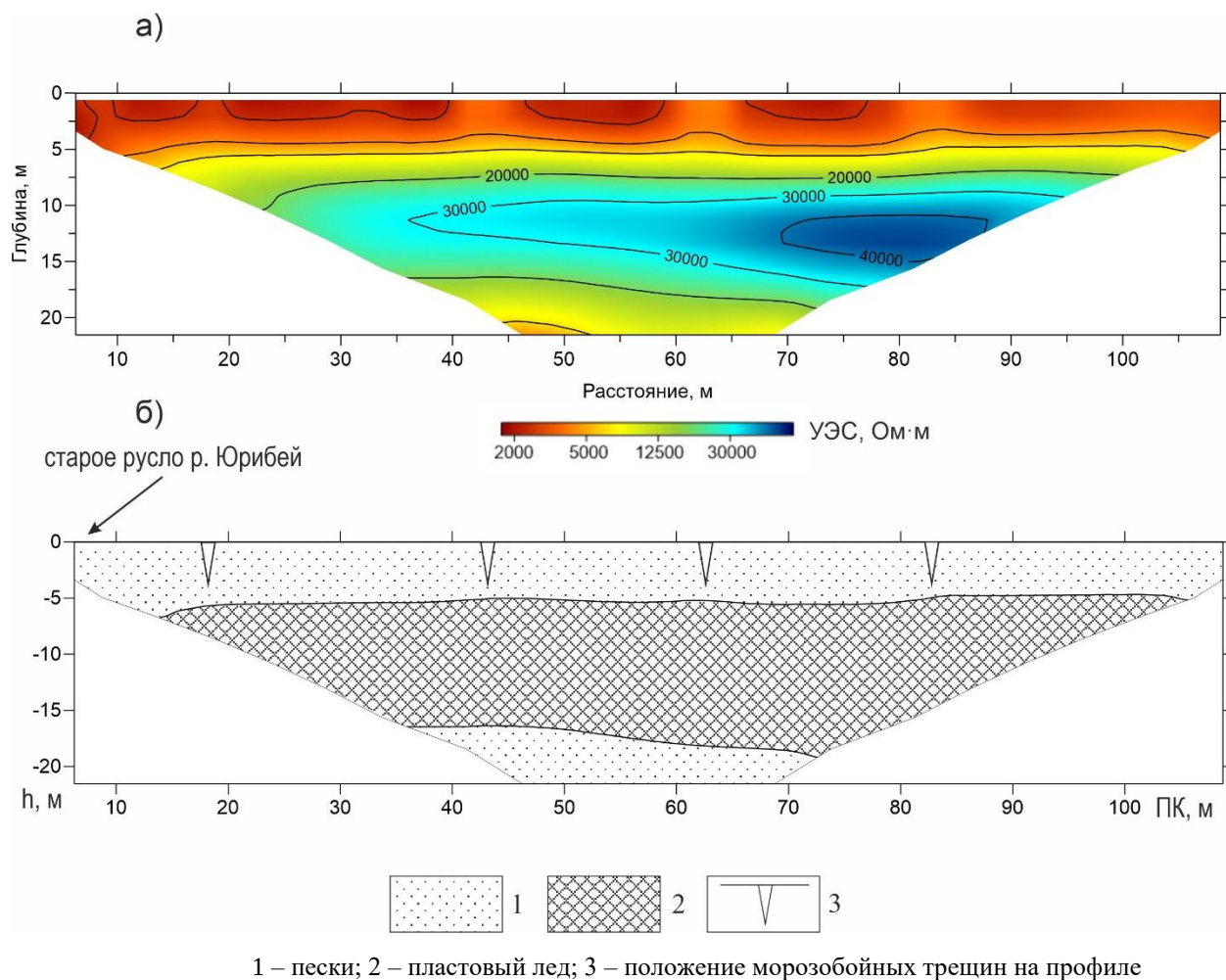


Рисунок 3.3 – Разрез УЭС по профилю №2 (а) и его литологическая интерпретация (б)

В результате инверсии в классе горизонтальнослоистых моделей мощность слоя может быть завышена, а его УЭС занижено из-за существующей эквивалентности. Вполне вероятно, что в двумерной модели мощность пластового льда в несколько раз меньше, чем мощность высокоомного слоя. Это предположение подтверждается численным двумерным моделированием измерений ЭТ установкой Шлюмберже с шагом 5 м (Рисунок 3.4).

Стартовая модель представляет из себя вмещающую среду с УЭС 10,0 кОм·м, имитирующую мёрзлый песок. Внутри него на глубине кровли 7,5 м находится слой льда высокого УЭС (80,0 кОм·м) мощностью 4,2 м и шириной 118 м. В верхней части разреза расположен слой с УЭС 2,0 Ом·м, имитирующий СТС. В результате инверсии (см. рис. 3.4, г) слой льда толщиной 4,2 м восстанавливается как высокоомный с мощностью около 10 м.

Точность определения мощности слоя льда по данным ЭТ зависит от его УЭС, истинной мощности и размеров пласта, а также от применяемых установок. В работе (Рекомендации..., 1984б) сказано, что по данным ВЭЗ возможно определение мощности ледяного слоя, если она в

20 и более раз меньше его поперечных размеров. При этом зондирования следует проводить трёхэлектродными или дипольными установками. Возможности ЭТ для определения мощности пластовых льдов являются темой специальных исследований.

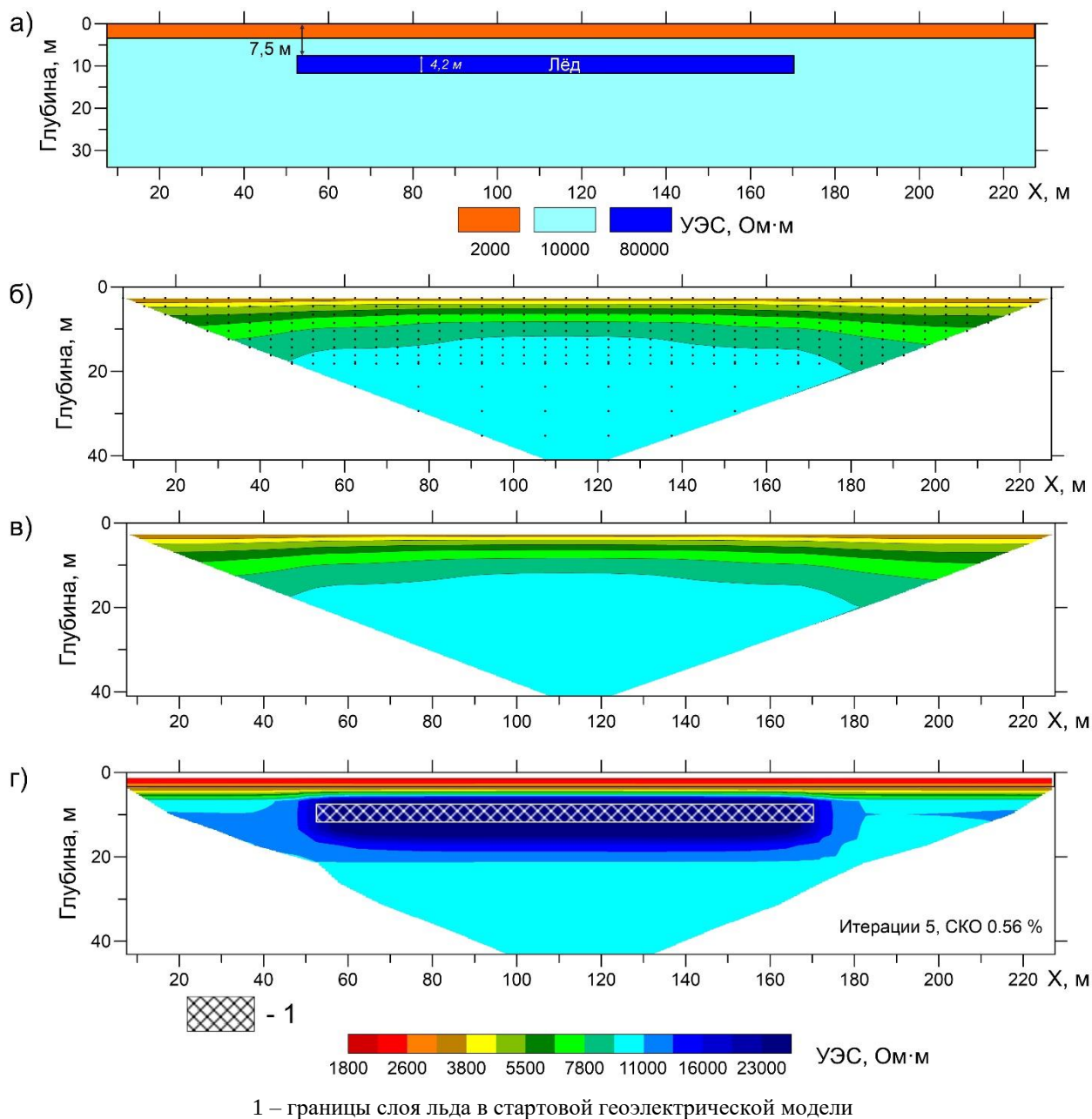


Рисунок 3.4 – Стартовая геоэлектрическая модель слоя льда в мёрзлом песке с сезонно-талым слоем (а); кажущееся УЭС, рассчитанное для установки Шлюмберже (б); рассчитанное кажущееся УЭС (в), результаты двумерной инверсии (г)

В зоне развития одной из повторно-жильных структур были проведены детальные работы ЭТ с шагом 1 м (Оленченко, Шеин, 2013). На разрезе УЭС (Рисунок 3.5) по результатам двумерной инверсии пониженными значениями отчетливо выражена более прогретая верхняя

часть сезонномёрзлого слоя до глубины 0,5 м. На фоне вмещающей толщи мерзлого песка выделяется жила льда аномально высокого УЭС (10–13 кОм·м). Наличие морозобойной трещины также проявляется на геоэлектрическом разрезе повышением УЭС в верхней части разреза на ПК 10,5 м (Оленченко, Шеин, 2013). Вертикальная аномалия высокого УЭС на глубине сопрягается с горизонтальной областью высокого УЭС, интерпретируемой как пластовый лёд. Подобное сопряжение жильного и пластового льда называется парагенезом (Васильчук, 2018).

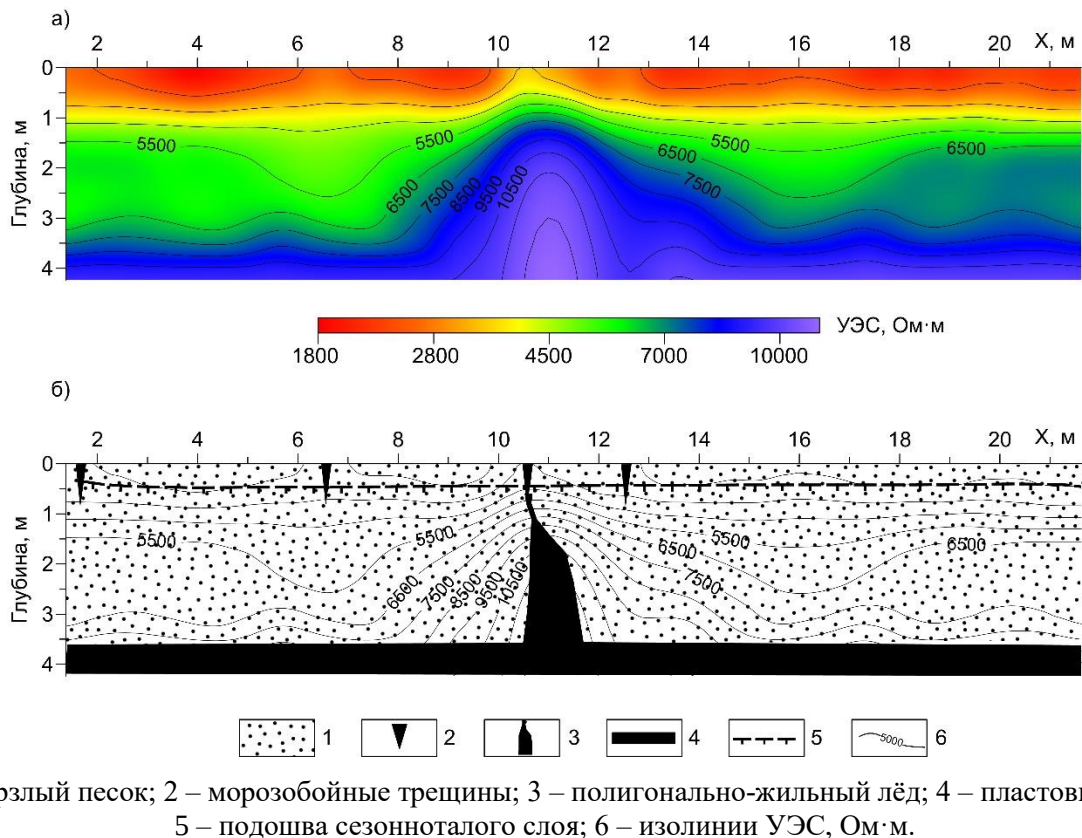


Рисунок 3.5 – Геоэлектрический разрез (а) по профилю через полигонально-жильный лёд и его интерпретация (б) по: (Оленченко, Шеин, 2013)

Опытные работы над полигональной трещиной показали, что по данным ЭТ возможно выделение в разрезе ледяной жилы. Этот пример демонстрирует преимущество ЭТ по сравнению с ВЭЗ. Подобный результат невозможно получить путем одномерной инверсии данных ВЭЗ.

С геокриологической точки зрения ценность полученного результата заключается в следующем. Установлены геофизические признаки существования пластовых льдов в голоценовых пойменных отложениях р. Юрибей. Этот результат отмечен в работе Ю. К. Васильчука, посвященной обзору пластовых льдов севера Западной Сибири (Васильчук Ю. К. и др., 2016). Кроме этого, ЭТ позволяет выявить парагенез повторно-жильного (ПЖЛ) и пластового льдов в пойменных отложениях.

Парагенез – совместное нахождение объектов (в данном случае криогенного происхождения), возникающее в результате одновременного или последовательного образования (Геологический словарь, 2011). По данным ЭТ установлено, что ледяная жила проникает в нижележащий пластовый лёд. Случаи подобного парагенеза известны в геокриологии (Васильчук, 2018) и нередко наблюдаются в естественных обнажениях (Рисунок. 3.6).



Рисунок 3.6 – Парагенез повторно-жильных льдов с пластовым льдом, (Хилл, северо-западные территории Канады. Фото Р. Баумера (Васильчук, 2018))

Сочетания разных типов подземных льдов в виде парагенетических комплексов особенно интересны для понимания условий их формирования. Исследование парагенеза ПЖЛ с пластовыми внутригрунтовыми ледяными залежами разных типов облегчает криогенетические построения по восстановлению истории и условий формирования как жил, так и льдов, находящихся с ними в парагенезе.

Геоэлектрические модели участка образования Ямальского кратера

Результаты исследований геоэлектрического строения территории образования Ямальского кратера опубликованы в (Эпов и др., 2014, Оленченко и др., 2015б). На основе этих публикаций составлен текущий раздел диссертации.

Воронка газового выброса, известная как Ямальский кратер, образовалась в конце 2013 г. недалеко от Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения (БНГКМ) (Лейбман, Плеханов, 2014; Leibman et al., 2014). «Новообразование представляло собой круглое отверстие

размеров в несколько десятков метров с бруствером по окружности (Рисунок 3.7). Визуальное обследование объекта, выполненное 16 июля 2014 г. в ходе первой экспедиции под руководством д-р геол.-минерал. наук М. О. Лейбман, показало, что кратер не превышает 30 м в диаметре, его глубина составляет более 50 м. По внешним признакам кратер возник вследствие выброса газа (Лейбман, Плеханов, 2014; Leibman et al., 2014)» (Оленченко и др., 2015б).



Рисунок 3.7 – Ямальский кратер (фото В.В. Оленченко)

«Возникновение кратера в близости от БНГКМ и газопровода «Бованенково–Ухта» обусловило необходимость исследования подобных явлений для выяснения причин возникновения, оценки опасности и выявления прогнозных признаков их возникновения» (Оленченко и др., 2015б). Для исследования этого феномена в 2014 и 2015 гг. в ИНГГ СО РАН были организованы две комплексные экспедиции (Эпов и др., 2014; Оленченко и др., 2015б). «Основные задачи полевых геофизических исследований состояли в следующем: оценка геологического и геокриологического строения территории, установление возможной связи местоположения кратера с геофизическими аномалиями, определение положения кратера в геофизических полях, на картах и геоэлектрических разрезах» (Оленченко и др., 2015б).

«Район исследований расположен в центральной части п-ва Ямал. Согласно (Баулин и др., 1996) в геоморфологическом отношении это поверхность плоской аккумулятивно-эрозионной равнины, расчлененной речной и овражной сетью. Равнина заболочена, заозёрена и разбита

полигональными трещинами. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 0,5–3,0 до 41–45 м на водоразделах. Строение равнины двухступенчатое: останцы третьей морской верхнеплейстоценовой террасы и надпойменных верхнеплейстоцен-голоценовых террас образуют верхнюю ступень, а плоские поверхности пойм р. Сеяха и р. Мордыаха представляют нижнюю ступень» (Оленченко и др., 2015б).

«До глубины 500 м слагающие отложения состоят из палеоген-четвертичных рыхлых пород преимущественно суглинисто-глинистого состава (Скоробогатов и др., 2003). В нижней части эти отложения представлены морскими палеоцен-эоценовыми ($m P_{1-2}$) серыми и темно-серыми суглинками с включениями гравия, гальки и остатков фауны, а также темно-серой (до чёрной) глины с многочисленными остатками морской фауны и присыпками пылеватого песка (Оленченко и др., 2015б). Их мощность изменяется в пределах примерно 250 м. Выше повсеместно залегают ниже-среднеплейстоценовые морские отложения ямальской серии ($m Q_{I-II}^{1-2}$), мощность которых в районе БНГКМ составляет 120–200 м. Отложения ямальской серии представлены серыми суглинками с тонкими прослоями пылеватого светло-серого песка с черными углистыми пятнами. Известно (Чувиллин и др., 2007), что при бурении мерзлотно-параметрических скважин на БНГКМ из пород ямальского возраста зафиксированы многочисленные выбросы газа, связанные, как правило, с разложением реликтовых газовых гидратов» (Оленченко и др., 2015б).

«В основании палеоген-четвертичного комплекса залегает мощная глинистая туронско-маастрихская толща верхнего мела, подстилаемая сеноманскими газоносными отложениями (Козлов и др., 1999; Скоробогатов и др., 2003)» (Оленченко и др., 2015б).

Согласно (Баулин и др., 1996) район характеризуется сплошным распространением многолетнемёрзлых пород. «Мощность ММП зависит от геоморфологических и ландшафтных условий, изменяясь от 120 до 250 м (Чувиллин и др., 2007). Среднегодовая температура ММП на глубине нулевых годовых амплитуд на территории БНГКМ изменяется от минус 4 °С до минус 6 °С» (Оленченко и др., 2015б).

«Верхняя часть разреза осложнена льдистыми породами, а также ледяными телами различной формы – повторно-жильными и пластовыми льдами. На поверхности встречаются отдельные бугры пучения, как однолетние, небольшие по размерам, так и крупные инъекционные бугры пучения – булгунняхи (Баулин и др., 1996; Дубиков, 2002)» (Оленченко и др., 2015б).

В июле 2015 г сотрудниками МГУ (Хилимонюк др., 2016) были изучены геокриологические условия территории образования кратера. В окрестностях кратера была проведена мерзлотная съёмка, включающая топографические и геодезические работы, маршрутные ландшафтно-геокриологические обследования, проходку копуш и бурение скважин, отбор образцов мёрзлых и талых пород, а также подземных льдов с целью дальнейших

лабораторных исследований. В скважинах выполнена термометрия, геофизические работы проведены методом георадиолокации (Хилимонюк др., 2016). Всего было пробурено семь скважин глубиной от 10 до 17 метров. Буровой профиль пересекал основные виды ландшафтов и бруствер кратера. Термометрия скважин показала, что температура пород в слое нулевых годовых колебаний изменяется в пределах от минус 1 °С до минус 4-5 °С. Оказалось, что такой температурный фон на 1–2 °С выше, чем предполагалось ранее по (Геокриология..., 1989). Авторы считают, что одной из возможных причин этого является общее потепление климата в последние десятилетия (Хилимонюк др., 2016). Однако вероятно, что повышенная температура ММП является следствием остаточной тепловой аномалии от подозёрного талика.

По данным (Хилимонюк др., 2016) «большая часть разреза скважин сложена преимущественно суглинками, причём его верхняя часть – суглинками тяжелыми пылеватыми (до 2,0–2,5 м), а нижняя – лёгкими пылеватыми. В скважинах, прилегающих к воронке, нижняя часть разреза (начиная с глубин 6–7 м) характеризуется переслаиванием залежеобразующего льда и ледогрунта. В 5 м севернее стенки кратера скважиной № 7 с глубины 5,8 м вскрыт мощный залежеобразующий лед, который не был пройден 17-метровой скважиной. Криогенное строение пород в непосредственной близости от стенки кратера отражает инъекционное происхождение большей части развитых здесь подземных льдов».

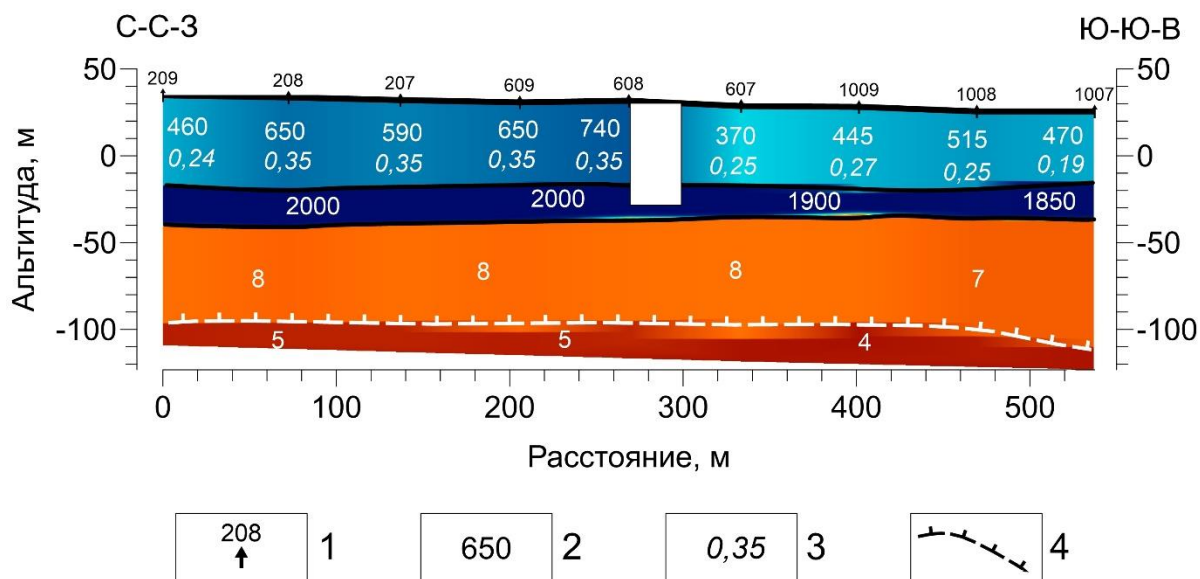
При моём участии в 2015 г. были проведены геофизические исследования комплексом методов, включающем площадные ЗСБ с генераторной петлёй 200 × 200 м и ЭТ аппаратурой «Скала-48» (трёхэлектродные установки с шагом 5 м). Расстояние между профилями ЭТ составляло 25 м. На момент исследований кратер был заполнен водой. На профилях, проходящих через кратер, электроды погружались в воду.

Геоэлектрический разрез по данным ЗСБ характеризует строение многолетнемёрзлой толщи (Рисунок 3.8). Первый слой с УЭС 445–740 Ом·м мощностью 40–50 м представлен льдистыми суглинками с включениями небольших прослоев и мощных инъекционных слоёв льда. Этот же слой обладает аномальной поляризуемостью, которая изменяется в пределах от 19 до 35 %. Второй слой на глубине 60–80 м очень высокого УЭС (1850–2000 Ом·м) представлен песками. Этот же слой отмечен в базовой геоэлектрической модели разреза БНГКМ (Крылов, Бобров, 1995).

Несмотря на то что метод ЗСБ слабо чувствителен к слоям с высоким УЭС, при подборе геоэлектрической модели без этого слоя или слоем с иными параметрами теоретическая кривая подбирается к экспериментальной кривой с большей погрешностью. Это свидетельствует о влиянии на измеренный сигнал этого относительно слабопроводящего объекта.

Выделенный слой высокого УЭС имеет важное значение, так как именно в этом интервале глубин наиболее часто встречаются включения реликтовых клатратов метана или газогидратов (Чувилін и др., 1999; Чувилін и др., 2007).

Согласно базовому разрезу этого района, под песками залегают мёрзлые засоленные суглинки. На геоэлектрическом разрезе они выделяются слоем с УЭС 7–8 Ом·м.



1 – пункты ЗСБ; 2 – УЭС пород, Ом·м; 3 – поляризуемость пород, д. ед.; 4 – предполагаемая подошва ММП

Рисунок 3.8 – Геоэлектрический разрез по данным ЗСБ (профиль через Ямальский кратер)

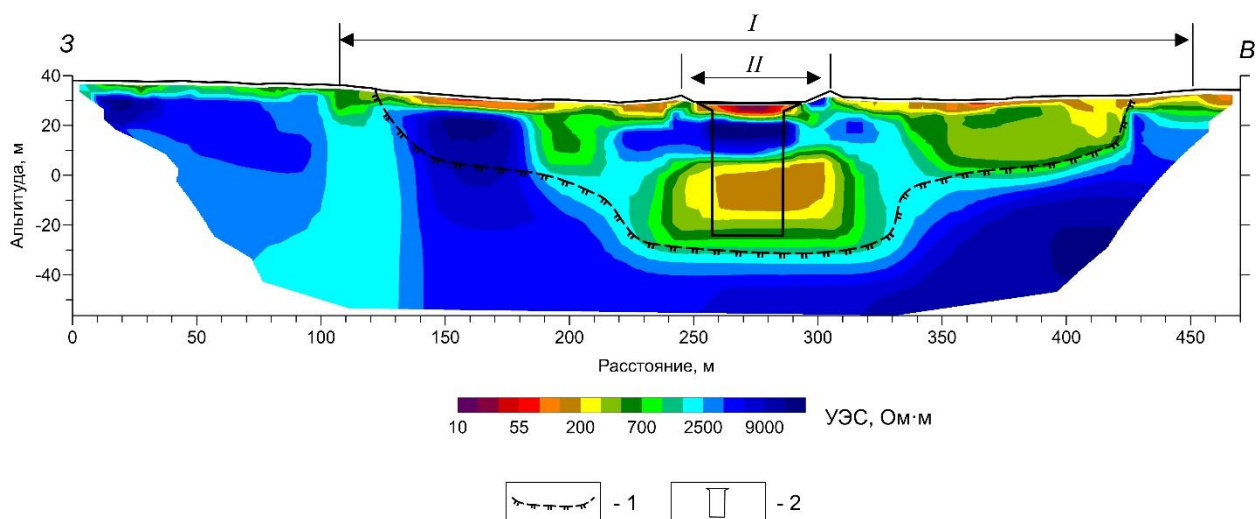
На глубине около 15 м УЭС суглинков понижается до 4–5 Ом·м, что интерпретируется как переход в талое (охлажденное) состояние. На этой глубине породы находятся при отрицательной температуре, но из-за засоленности не содержат льда в порах.

Прогнозируемая по данным ЗСБ мощность ММП в 130–150 м в окрестностях Ямального кратера согласуется с априорной геокриологической информации о строении мёрзлых пород в пределах БНГКМ, расположенного в 35 км к северу от кратера.

На геоэлектрическом разрезе по результатам двумерной инверсии данных ЭТ УЭС пород изменяется в пределах 25–25000 Ом·м (Рисунок 3.9). При этом минимальные значения УЭС (25 Ом·м) отмечаются в нижней части кратера в виде локальной аномалии. Максимальные значения УЭС (около 25000 Ом·м) имеет лёд внутри проекции кратера на разрез. Мёрзлые льдистые суглинки имеют УЭС 1000–5000 Ом·м. Отдельные локальные аномалии высокого УЭС в верхней части разреза связаны с пластовыми льдами.

Профиль № 3 пересекает границы хасырея (палеоозера) с запада на восток. При этом в центральной части профиля выделяется область пониженного УЭС, предположительно связанная с остаточной тепловой аномалией от промёрзшего подозёрного талика.

Под кратером в интервале глубин 28–57 м выделяется аномалия низкого УЭС (около 150 Ом·м), природа которой объясняется незамёрзшим подозёрным таликом, в котором предположительно накапливалось избыточное давление воды и газа. Необходимо отметить, что измерения глубины кратера, выполненные группой М. О. Лейбман в начале лета 2014 г., показали глубину более 50 м (Кизяков и др., 2015).



I – границы озёрной котловины (хасырея); II – границы кратера. 1 – предполагаемый контур тепловой аномалии от промёрзшего подозёрного талика; 2 – контур кратера.

Рисунок 3.9 – Геоэлектрический разрез по профилю №3 через Ямальский кратер по результатам двумерной инверсии.

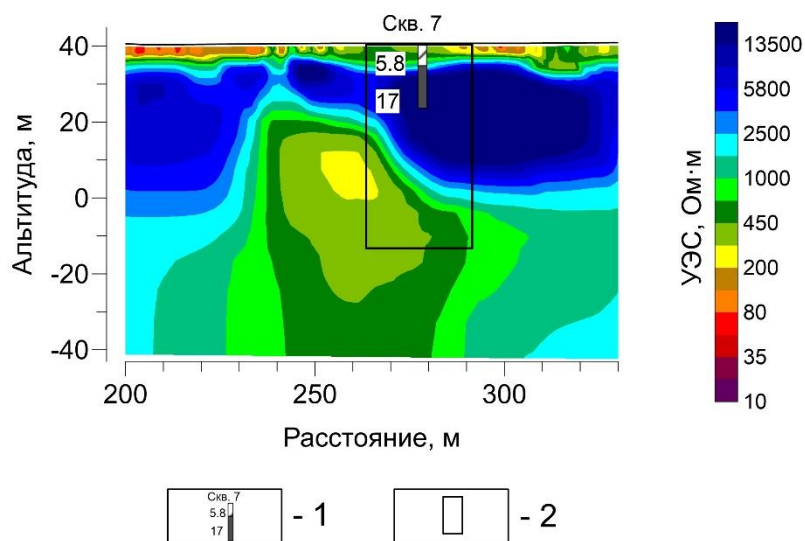
Число итераций – 5, относительная погрешность подбора – 14,6 %

Фрагмент геоэлектрического разреза по результатам двумерной инверсии по профилю № 2, проходящему по краю кратера с северной стороны, показан на Рисунке 3.10. На краю северной стенки была пробурена скважина № 7, которая вскрыла до глубины 5,8 м суглинки, а ниже, до глубины 17 м, залежеобразующий лёд (Хилимонюк и др., 2016).

Массив льда выделяется на геоэлектрическом разрезе аномалией УЭС (более 50,0 кОм·м). Положение в разрезе кровли льда по данным бурения и верхней границы высокоомной аномалии согласуется. Таким образом, данные ЭТ позволяют установить границы распространения инъекционного льда, вскрытого скважиной не на полную мощность.

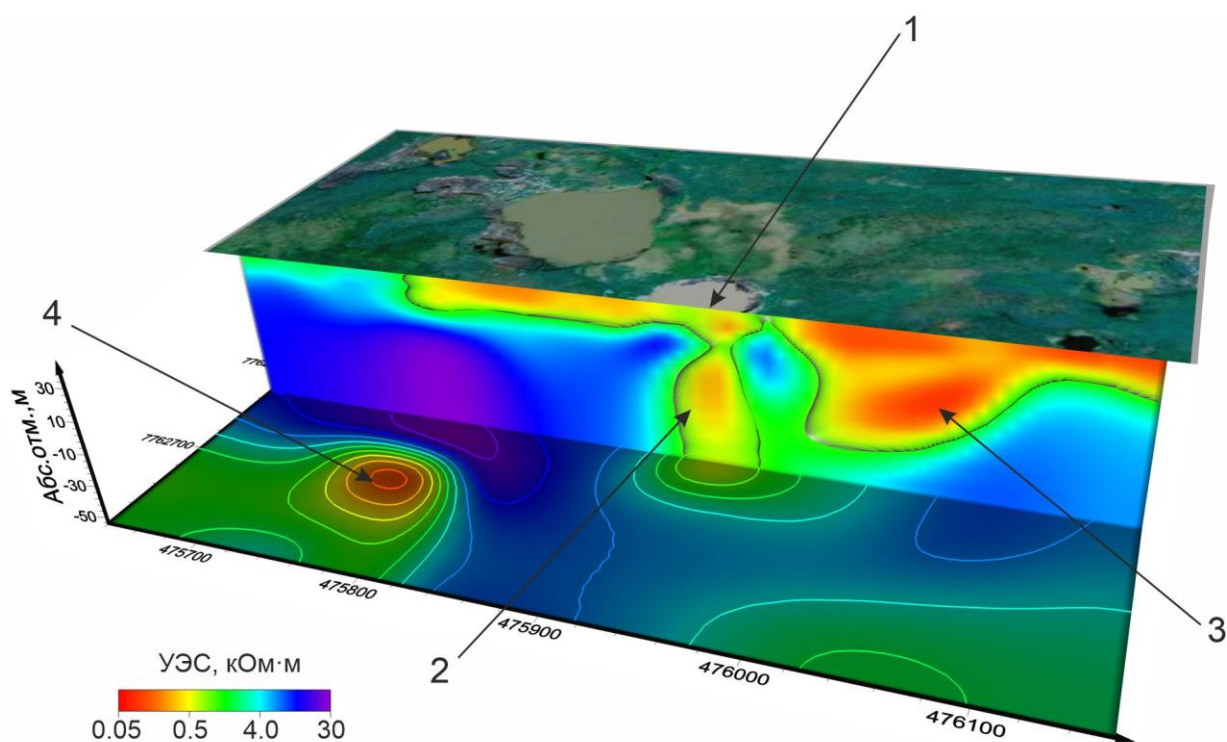
Аномалия низкого УЭС (около 300 Ом·м) в интервале абс. отметок от 12 до минус 10 м (глубина 25-50 м) предположительно связана с подозёрным таликом, из которого произошёл выброс воды и газа.

Вероятно, газ поступал в талик из глубинных источников, так как по результатам трёхмерной инверсии под кратером выявлена вертикальная аномалия пониженного УЭС (Рисунок 3.11), которая может быть связана с каналом дегазации пород.



1 – скважина, её номер, глубина подошвы суглинков и забоя; 2 – проекция кратера на разрез.

Рисунок 3.10 – Фрагмент геоэлектрического разреза по профилю № 2 с северной стороны Ямальского кратера и разрез по скважине по (Хилимонюк и др., 2016)



1 – место образования Ямальского кратера; 2 – предполагаемый канал дегазации; 3 – аномалия УЭС от подозёрного талика; 4 – аномалия УЭС от потенциального канала дегазации

Рисунок 3.11 – Объёмная модель распределения УЭС на участке образования Ямальского кратера по результатам трёхмерной инверсии данных ЭТ

Результаты последних исследований Ямальского кратера сводятся к единому мнению о причинах его образования. Предполагается, что кратер возник вследствие выброса воды и газа из промёрзшего подозёрного талика, при этом важная роль отводится процессу разложения метастабильного газогидрата, залегающего на глубинах 60–80 м (Buldovicz et al., 2018; Khimenkov et al. 2019).

Согласно представлениям В.И. Богоявленского, обязательным условием для формирования опасных бугров пучения, способных взорваться с образованием глубокого кратера, является наличие пластового льда, который представляет собой непроницаемую покрывку (Богоявленский, 2021). Под действием отепляющего влияния канала дегазации в подошве пластового льда формируется полость, в которой возрастает давление газа. В итоге полость достигает больших размеров, а толщина ледяной покрывки уменьшается, что приводит к образованию бугра на поверхности с последующим его взрывом.

Геофизические исследования в пределах территории Ямальского кратера позволили установить особенности распространения пластовых льдов, выявить признаки тепловой аномалии от промёрзшего подозёрного талика, а также предположить наличие талых пород и канала дегазации в основании кратера. По данным ЗСБ в интервале глубин 60–80 м выделен слой высокого УЭС, интерпретируемый как гидратонасыщенный горизонт. Этот слой является важной составляющей модели образования Ямальского кратера как источник метана (Khimenkov et al., 2019).

Исследования на объектах инфраструктуры газового месторождения на Ямале

Результаты исследований на объектах инфраструктуры газового месторождения опубликованы в (Оленченко, Осокин, 2015). На основе этой работы подготовлена часть текущего раздела диссертации.

Для территории одного из газовых месторождений на Центральном Ямале «характерно широкое распространение мерзлотно-геологических процессов. Их развитие обусловлено оттаиванием текстурообразующего льда и крупных его залежей под воздействием изменений условий поверхностного теплообмена, многолетнего потепления климата, концентрации стока поверхностных и грунтовых вод, а также техногенной нагрузки на ландшафты при хозяйственном освоении» (Оленченко, Осокин, 2015).

«Эти процессы представляют опасность для объектов вспомогательной инфраструктуры – трасс газосборных коллекторов, автодорог, линий электропередач. Для борьбы с опасными экзогенными процессами (ОЭП) недропользователем был разработан план мероприятий по инженерной защите объектов обустройства месторождения от воздействия опасных экзогенных процессов. В рамках реализации этого плана силами службы геотехнического мониторинга

недропользователя проводятся аналитические исследования динамики опасных экзогенных процессов на территории газового промысла и их влияния на объекты обустройства» (Оленченко, Осокин, 2015).

«Для повышения эффективности выполняемых работ был опробован метод ЭТ на четырёх участках развития ОЭП. Они включают две подъездные автодороги к кустам газовых скважин, трассу газосборного коллектора, а также трассу высоковольтной линии электропередач. Ниже приводится краткая характеристика одного из участков исследований» (Оленченко, Осокин, 2015).

«Участок исследований расположен в пределах подъездной автодороги к кусту газовых скважин. Из-за вытаивания пластовых льдов здесь развиты процессы термокарста и термоэрозии, формируются оползни-сплывы (Рисунок 3.12). Процессы находятся в активной стадии развития со скоростью 8–9 м/год (в 2011-2013 гг.). Степень рисков потери надежности инженерных сооружений оценивается как высокая» (Оленченко, Осокин, 2015).

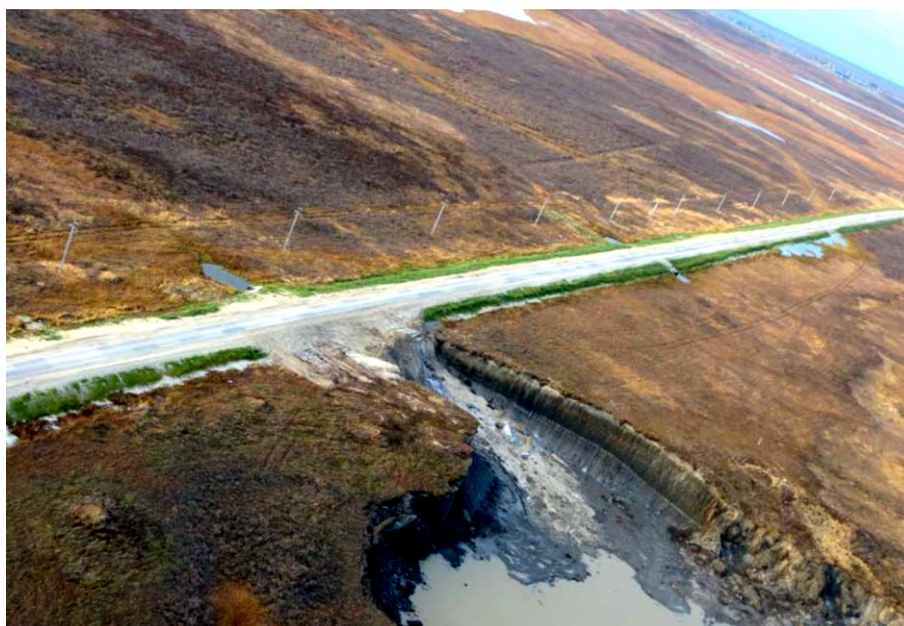


Рисунок 3.12 – Термоденудация и образование оползней-сплывов из-за вытаивания пластового льда вблизи подъездной автодороги к кусту газовых скважин (аэрофотоснимок недропользователя)

«По данным бурения скважины по оси проектируемой дороги инженерно-геологический разрез характеризуется следующим образом: 0,0 – 0,10 м – торф водонасыщенный; 0,1 – 0,4 м – песок пылеватый, средней степени водонасыщенности; 0,4 – 1,2 м – песок пылеватый водонасыщенный; 1,2 – 4,3 м – суглинок мёрзлый слабльдистый, льдистость (i) равна 0,16; 4,3 – 4,6 м – суглинок мёрзлый льдистый, $i=0,25$; 4,6 – 7,5 м – глина мёрзлая, слабльдистая, $i=0,16$;

7,5 - 8,0 м – лёд. Температура грунтов в слое нулевых годовых колебаний составляет от минус 3 °С до минус 5 °С» (Оленченко, Осокин, 2015).

«Таким образом, по данным бурения было установлено, что в основании дороги залегают льдистые грунты и лёд неизвестной мощности с неустановленными границами» (Оленченко, Осокин, 2015).

На участке исследований выполнены площадные зондирования ЭТ для последующего построения трёхмерной геоэлектрической модели. Измерения выполнены по шести параллельным профилям. Расстояние между профилями составляло 20–25 м при длине профилей 235 м с шагом по профилю 5 м. Последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже. При измерениях применялась многоэлектродная аппаратура «Тундра-48», являющаяся модификацией прибора «Скала-48». Количественная интерпретация данных выполнялась при помощи программного обеспечения Res2Dinv и Res3Dinv (Loke, 2009). В результате были построены геоэлектрические разрезы, трёхмерные геоэлектрические модели и карты распределения УЭС на разных глубинах (карты изоом) и проведена их геологическая интерпретация (Оленченко, Осокин, 2015).

«На геоэлектрическом разрезе вдоль автодороги (Рисунок 3.13) в верхней части выделяются аномалии высокого УЭС (1,5-7,0 кОм·м) характерной формы, вызванные пластовым льдом. Распределение УЭС в разрезе говорит о том, что пластовый лёд распространяется вдоль дороги не сплошным слоем, как может показаться при анализе аэрофотоснимка местности (см. рис. 3.12). В центральной части профиля (интервал 90–120 м) выделяется интенсивная аномалия высокого УЭС (до 15,0 кОм·м), вызванная мощной (28 м) жилой льда. Эта аномалия расположена в вершине оврага, то есть причиной его формирования является вытаивание жилы льда» (Оленченко, Осокин, 2015).

Хорошо видно, что инженерно-геологическая скважина вскрывает относительно маломощный (2,5–3,0 м) пласт льда, не связанный с жилой (см. рис. 3.13). Поэтому на основании информации по редкой сети бурения может возникнуть ложное представление о распространении пластовых льдов.

На карте распределения УЭС на глубине 15 м видно, что овраг развивается в сторону линейно вытянутой аномалии высокого УЭС, вызванной мощной жилой льда (Рисунок 3.14, б). Положение аномалии в плане совпадает с геоморфологической структурой – линейным понижением в рельефе, заметным на космоснимке (см. рис. 3.14, а). Скорее всего, такая линейно вытянутая форма рельефа развилась над ледяной жилой. Осмотр местности показал, что указанное понижение в рельефе не является временным водотоком и расположено на водоразделе (Оленченко, Осокин, 2015).

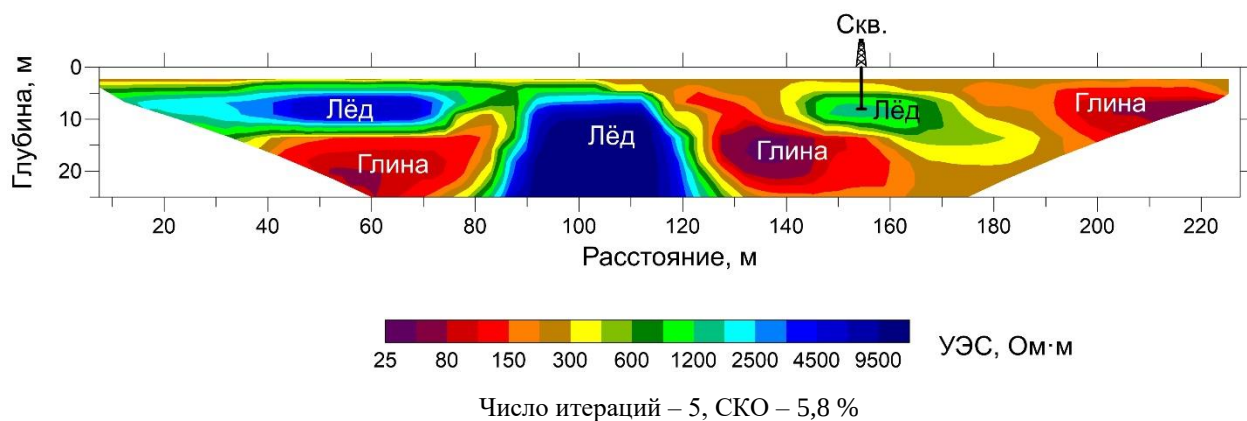
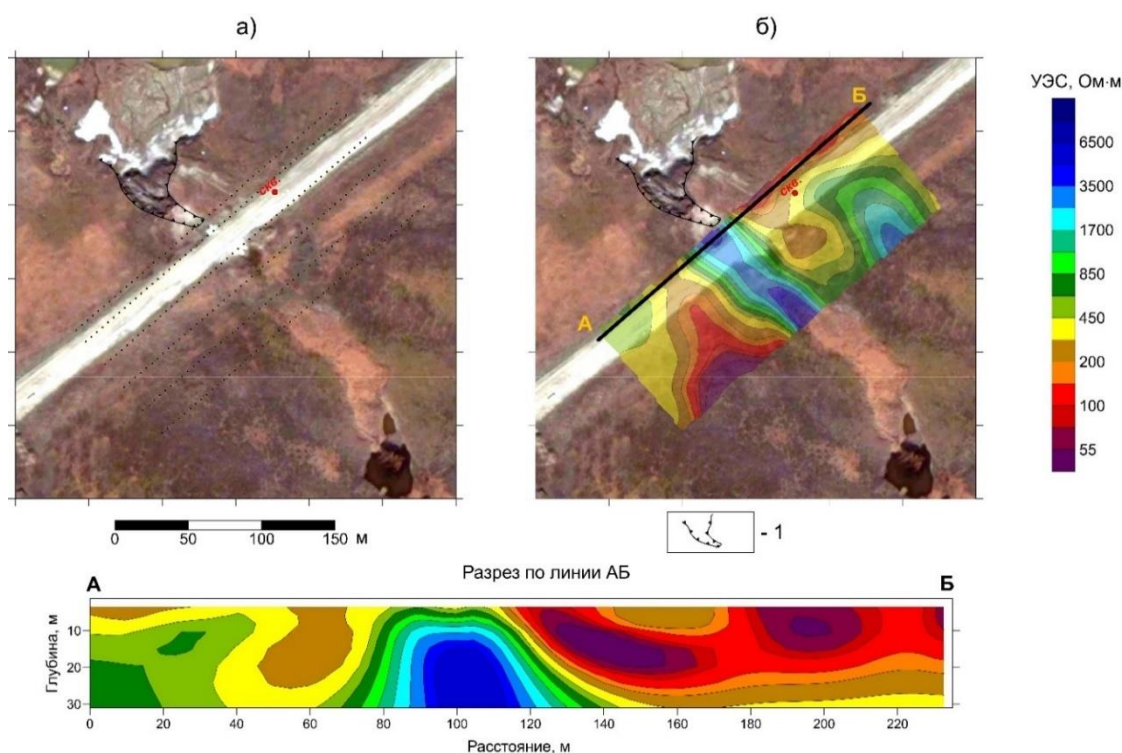


Рисунок 3.13 – Геоэлектрический разрез вдоль автодороги на участке развития термоэрозии по результатам двумерной инверсии по: (Оленченко, Осокин, 2015)



1 – границы оврага на момент исследований

Рисунок 3.14 – Космоснимок местности, расположение профилей и скважины (а), карта изоом на глубине 15 м (б) и геоэлектрический разрез вдоль линии АБ по результатам трёхмерной инверсии. Число итераций – 6, СКО – 13,8 %

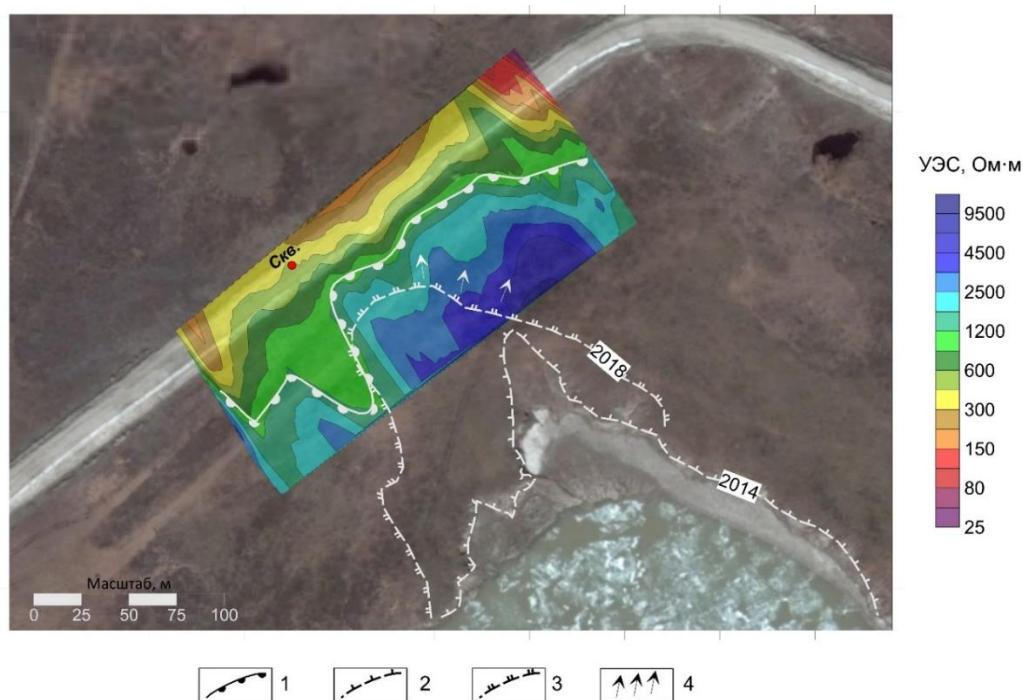
«По геофизическим данным установлено, что пластовый лёд в пределах участка исследований не имеет сплошного распространения. Скважина, вскрывшая лёд, попала в небольшую линзу, и данные бурения создают ложное представление о сплошном распространении пластового льда в пределах участка развития ОЭП. Термоэрозия развивается вдоль линейно вытянутой аномалии высокого УЭС, связанной с жильным льдом. Ширина ледяной жилы, секущей автодорогу, оценивается в 30 метров» (Оленченко, Осокин, 2015).

Пример применения результатов ЭТ для прогноза развития ОЭП показан на Рисунке 3.15. Здесь приведена карта распределения УЭС на глубине 4 м, построенная по результатам трёхмерной инверсии данных ЭТ в 2014 г.

Тогда же были околнурены границы распространения пластовых льдов и спрогнозировано развитие термоцирка в направлении автодороги.

В 2018 г. был проведён повторный осмотр термоцирка и картирование его границ с помощью спутникового топопривязчика. Как следует из Рисунка 3.15, термоцирк развивался в контурах высокоомной аномалии, по которой выделяются пластовые льды. С высокой вероятностью термоцирк будет развиваться до границы, полученной по геофизическим данным (Оленченко, Осокин, 2015).

Подобным образом «данные ЭТ позволят точнее спрогнозировать вовлечение инженерного сооружения в зону влияния процессов в ближайшие 5–10 лет эксплуатации объекта и тем самым перевести степень риска из средней либо в высокую, либо в низкую. Из этого примера следует, что результаты ЭТ участков развития термоэрозии необходимо использовать для разработки экстренных мероприятий по инженерной защите» (Оленченко, Осокин, 2015).



1 – границы пластового льда по геофизическим данным; 2 – контуры термоцирка в 2014 году; 3 – контуры термоцирка в 2018 году; 4 – направление активного развития термоцирка в 2018 году.

Рисунок 3.15 – Карта УЭС на глубине 4 м по данным трёхмерной инверсии на участке развития ОЭП вблизи автодороги по: (Оленченко, Осокин, 2015)

Результаты исследований на объектах инфраструктуры газодобычи показали, что ЭТ целесообразно применять в качестве оперативного метода «прогноза развития опасных экзогенных процессов. Для оценки рисков потери надежности инженерных сооружений в инженерно-техническом центре недропользователя были разработаны критериальные признаки:

- качественные признаки – близость к инженерному сооружению, интенсивность (скорость протекания) процесса;
- количественные признаки – изменения пространственного положения конструктивных элементов (деформаций фундаментов и надфундаментных конструкций), отклонение от проектного температурного режима многолетнемёрзлых грунтов оснований, увеличение глубины сезонно-талого слоя» (Оленченко, Осокин, 2015).

«ЭТ рекомендуется использовать для оценки как качественных, так и количественных признаков. Так, по распределению УЭС в плане оценивается близость пластовых льдов к инженерному сооружению, а характерные аномалии пониженного УЭС указывают на отклонение в температурном режиме многолетнемёрзлых грунтов и участков увеличения мощности СТС. В случае, если инженерное сооружение расположено в зоне влияния ОЭП и попадает в контуры аномалии высокого УЭС, то степень риска поражения инженерного сооружения следует считать высокой» (Оленченко, Осокин, 2015).

Исследования в Центральной части Ямальского полуострова показали следующее.

По результатам двумерной и трёхмерной инверсии данных ЭТ пластовые льды на геоэлектрических разрезах и картах выделяются высокоомными аномалиями. Детальные зондирования позволяют выделить в разрезе жильные льды и проследить их парагенез с пластовым льдом. В пределах участка образования воронки газового выброса выявлены высокоомные слои пластовых льдов, перекрывающих низкоомную аномалию, предположительно связанную с подозёрным таликом, в котором находились незамёрзшая вода и газ под высоким давлением. Непосредственно под кратером выделена вертикальная трубообразная аномалия низкого сопротивления от предполагаемого канала дегазации. На участках развития ОЭП метод ЭТ позволяет картировать границы пластовых льдов для прогноза развития ОЭП и оценки степени риска поражения инженерного сооружения.

3.2. Геоэлектрическое строение мёрзлой толщи стационара «Парисенто»

Результаты исследований геоэлектрического строения территории стационара «Парисенто», выполненных при моём личном участии, опубликованы в (Панькова и др., 2020). На основе этой публикации составлена текущая часть главы диссертации.

«Стационар «Парисенто» расположен в Тазовском районе Ямало-Ненецкого автономного округа, в центральной части полуострова Гыдан, на широте 70,1° (Панькова и др., 2020). По

результатам режимных наблюдений ВСЕГИНГЕО с 1985 по 1990 г. среднегодовая температура воздуха составила минус 11,2 °С. Участок относится к зоне сплошного распространения ММП мощностью 200-300 м и температурой до минус 8 °С. Мощность СТС колеблется в широких пределах: от 0,55–0,65 м на полигональных торфяниках до 1,70–1,80 м на песчаных раздувах, лишённых растительности. Льдистость мёрзлых пород достигает 90 %» (Панькова и др., 2020).

«На территории стационара «Парисенто» преобладающее положение в рельефе представляет поверхность верхнечетвертичной морской равнины с отметками 10–46 м. В пределах равнины развиты заозёрные (до 40 %) территории, а на пологоволнистых участках обычно расположены хасыреи» (Панькова и др., 2020).

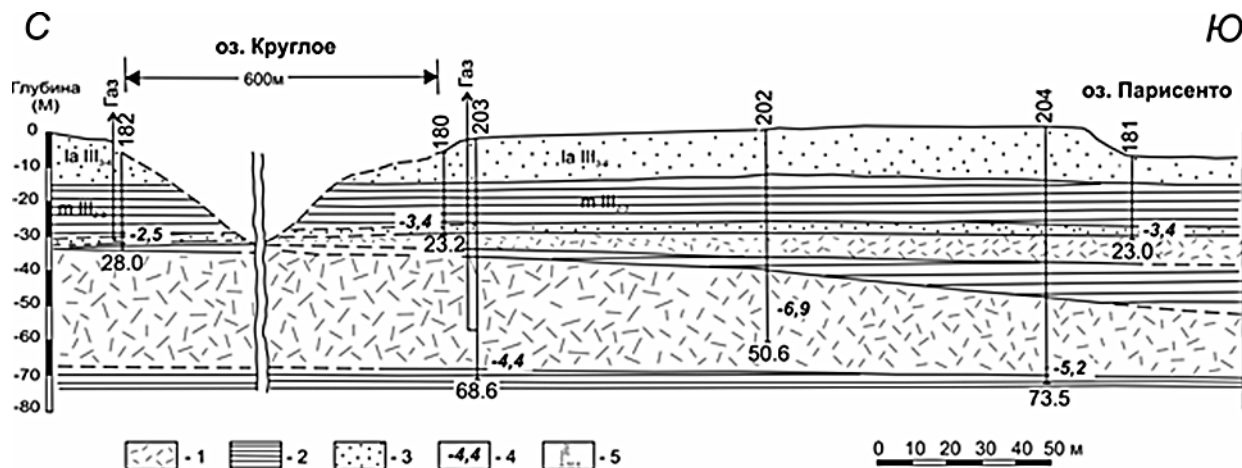
«Самым большим озером в районе станции является оз. Парисенто. Размеры его водной поверхности составляют 6×4 км, а глубина достигает 35 м. К северу от озера расположено более мелкое оз. Круглое, а ещё севернее – оз. Геофизическое» (Панькова и др., 2020).

«Одним из уникальных объектов в пределах стационара являются пластовые льды, вскрытые скважинами (Рисунок 3.16). Их мощность составляет 32 м, а минимальная температура минус 8 °С на глубине 10 м. Пластовые льды были обнаружены в ограниченном числе скважин, а их границы оставались неясными» (Панькова и др., 2020).

«Ниже представлена характеристика разреза по скважине № 204, находящейся на расстоянии 15 м от бровки уступа оз. Парисенто:

- 0,0–15,9 м – песок светло-серый, неявно слоистый, слоистость за счёт наличия растительных остатков, прослоев глины, льда, торфа, супеси. С глубины 0,6 м порода мёрзлая. Имеются прослой (до 1 м) чистого льда.
- 15,9–27,8 м – глина (суглинок) неяснослоистая и ленточная, льдистая (до ледогрунта), в некоторых интервалах чистый лёд.
- 27,8–30,3 м – песок мелкий до пылеватого с прослоями супеси, а затем глины. Прослеживаются изометрические включения льда.
- 30,3–36,7 м – лёд в основном чистый, прозрачный, с редкими включениями темно-серой глины и супеси.
- 36,7–48,05 м – глина тёмно-серая до черной, в основном однородная-косослоистая за счёт прослоев более светлой глины и суглинка пылеватого, иногда с отдельными линзами льда. С глубины 42,2 м льдистость резко увеличивается.
- 48,05–70,2 м – лёд в основном чистый, прозрачный, с большим содержанием пузырьков воздуха и включением глины.

- 70,2–73,5 м – глина тёмно-серая, льдистая. Глубже 72,0 м льдистость уменьшается, глина приобретает зеленоватый оттенок и некоторую пластичность (вероятно, за счёт повышения засолённости)» (Панькова и др., 2020).



1 – лёд; 2 – глина с включениями льда; 3 – песок 4 – температура пород, °С; 5 – скважина, её номер и глубина.

Рисунок 3.16 – Геологический разрез участка по данным ВСЕГИНГЕО, по: (Панькова и др., 2020)

«На двух участках (Рисунок 3.17) были проведены работы ЗСБ и ЭТ (Панькова и др., 2020)

Участок №1 располагался между озёрами Круглое и Геофизическое. Измерения ЗСБ выполнены по сети 65×65 м внутри десяти генераторных петель размером 200×200 м с помощью аппаратуры «Fast-Snap». В качестве приёмников применялся индукционный датчик ПДИ-50 с эффективным моментом, эквивалентным петле размером 50×50 м. Он располагался внутри каждого генераторного контура по равномерной сети. Контур участка исследований ЗСБ показан на Рисунке 3.17» (Панькова и др., 2020).

«Последующая количественная инверсия данных ЗСБ проводилась с помощью программы ТЕМ-IP (Антонов и др., 2014). Решение обратной задачи выполнялось в классе горизонтально-слоистых моделей без учёта индукционно-вызванной поляризации верхней высокольдистой части разреза. Её слабое влияние на процесс становления поля отмечалось только на ранних временах – 0,04 мс в виде малоамплитудного минимума на кривой ЭДС (или небольшого максимума на кривой кажущегося УЭС)» (Панькова и др., 2020).

«Перед инверсией кривая зондирования обрезалась от начала до времени 0,1 мс, а также в области шумов на «хвостах» кривых после 50 мс. Относительная погрешность подбора экспериментальной кривой составляла 1–3 %.

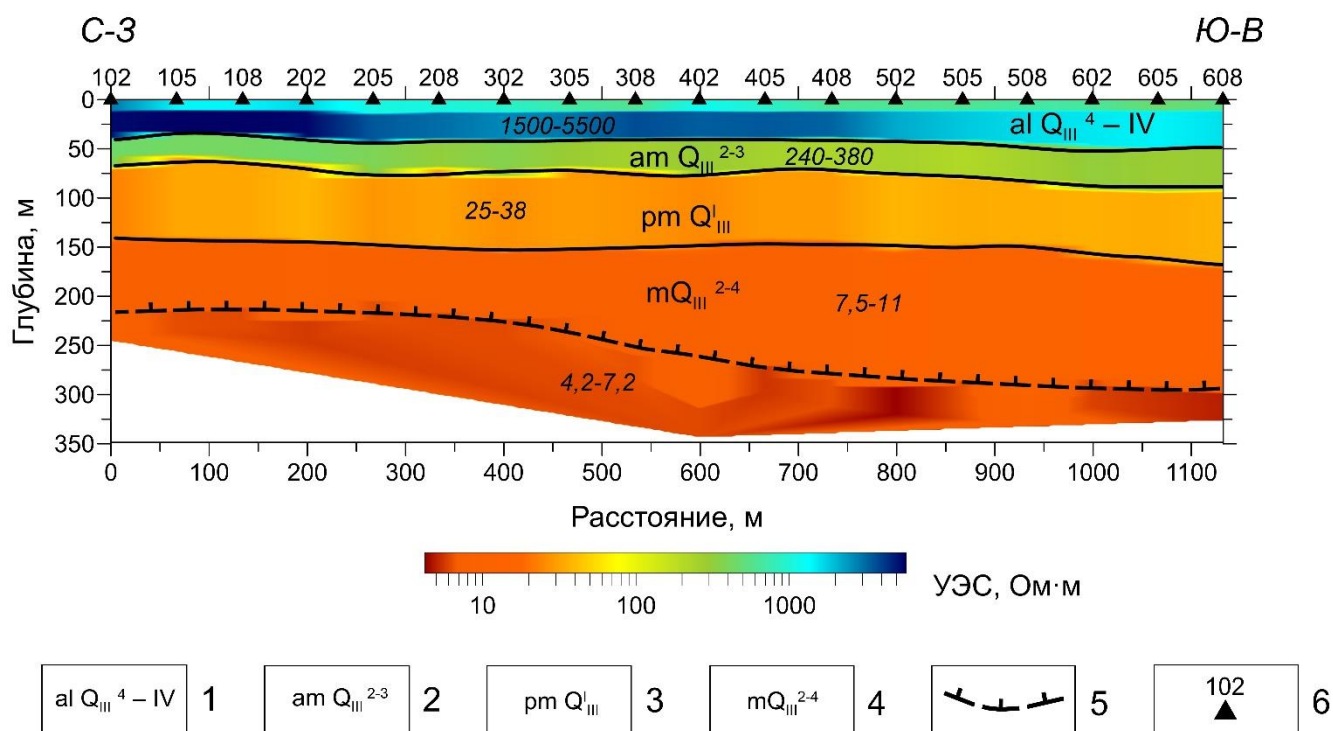


1 – контур площади ЗСБ; 2 – профили ЭТ; 3 – стационар «Парисенто»;
4 – положение скважин № 202, 203, 204; 5 – номера участков исследований.

Рисунок 3.17 – Схема расположения геофизических профилей на стационаре «Парисенто», по: (Панькова и др., 2020)

При измерениях ЭТ использовалась многоэлектродная станция «Скала-48». На участке I измерения методом ЭТ выполнены на трёх профилях длиной 1425 м с шагом 10 м. Расстояние между профилями ЭТ составляло 65 м. Последовательность подключения электродов соответствовала трёхэлектродной установке с максимальным разносом АО 430 м. Участок II располагался между озёрами Круглое и Парисенто, где в 1990-х годах был пройден буровой профиль и вскрыты пластовые льды большой мощности. На этом участке проведена ЭТ на семи профилях длиной 470 м. Расстояние между ними составило 25 м, шаг измерений – 10 м, установка – трёхэлектродная» (Панькова и др., 2020). Схема расположения профилей ЭТ показана на Рисунке 3.17.

«По данным ЗСБ в верхней части разреза до глубины 50 м выделяются высокоомные породы, представленные мёрзлыми песками и суглинками с включениями пластовых льдов с УЭС 1,1 – 5,5 кОм·м (см. рис. 3.18).



1 – верхнечетвертично-современные аллювиально-озёрные и озёрные отложения; 2 – верхнечетвертичные аллювиально-морские зырянско-каргинские отложения; 3 – верхнечетвертичные прибрежно-морские отложения казанцевской свиты; 4 – среднечетвертичные морские отложения салехардской свиты; 5 – предполагаемая граница фазовых переходов «вода-лёд»; 6 – пункты электромагнитных зондирований.

Рисунок 3.18 – Геоэлектрический разрез по данным ЗСБ (профиль № 1, участок I)
по: (Панькова и др., 2020)

С глубины более 75 м выделен слой с пониженным УЭС (до 25–38 Ом·м). Это связано с повышением засоленности разреза в верхнечетвертичных прибрежно-морских отложениях казанцевской свиты. Ниже глубины 120–150 м УЭС пород понижается до 10–15 Ом·м, что объясняется возрастанием минерализации поровой влаги в средне-четвертичных морских отложениях салехардской свиты. На глубине 160–260 м отмечается кровля подстилающего слоя очень низкого УЭС (4,2–7,2 Ом·м). Предполагается (Панькова и др., 2020), что это подошва многолетнемёрзлых пород, что согласуется с другими исследованиями (Карта..., 1984). Аналогичные значения УЭС засоленных суглинков на границе фазового перехода приведены в работах (Крылов, Бобров, 1995; Зыков, 2007)» (Панькова и др., 2020).

По данным ЭТ «слой пород с УЭС более 100 кОм·м прослеживается в интервале глубин от 10 до 90 м (Рисунок 3.19). Следует отметить, что УЭС пород, измеренное на квазипостоянном токе при ЭТ, существенно выше, чем УЭС, определенное по данным ЗСБ. Так, например, верхняя часть разреза характеризуется УЭС в сотни кОм·м, в некоторых случаях на других профилях модели миллион Ом·м. Различие в УЭС по данным ЭТ и ЗСБ связано с преобладающим влиянием поперечного сопротивления слоёв при зондировании методом ЭТ, которое выше, чем продольное

сопротивление, влияющее на вторичные токи, возникающие при зондировании методом ЗСБ» (Панькова и др., 2020).

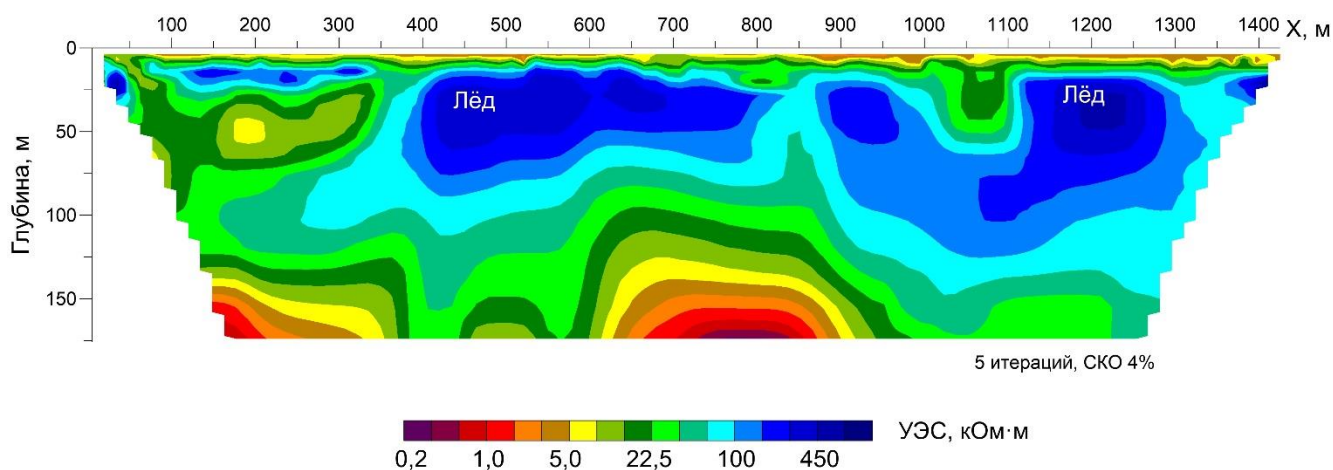


Рисунок 3.19 – Геоэлектрический разрез по результатам двумерной инверсии данных ЭТ (профиль № 1, участок I)

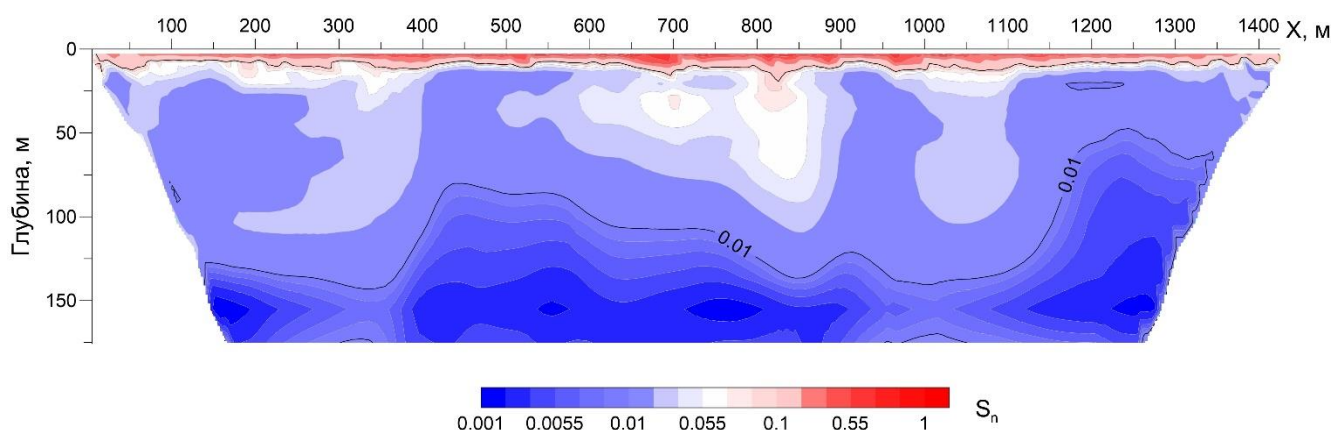


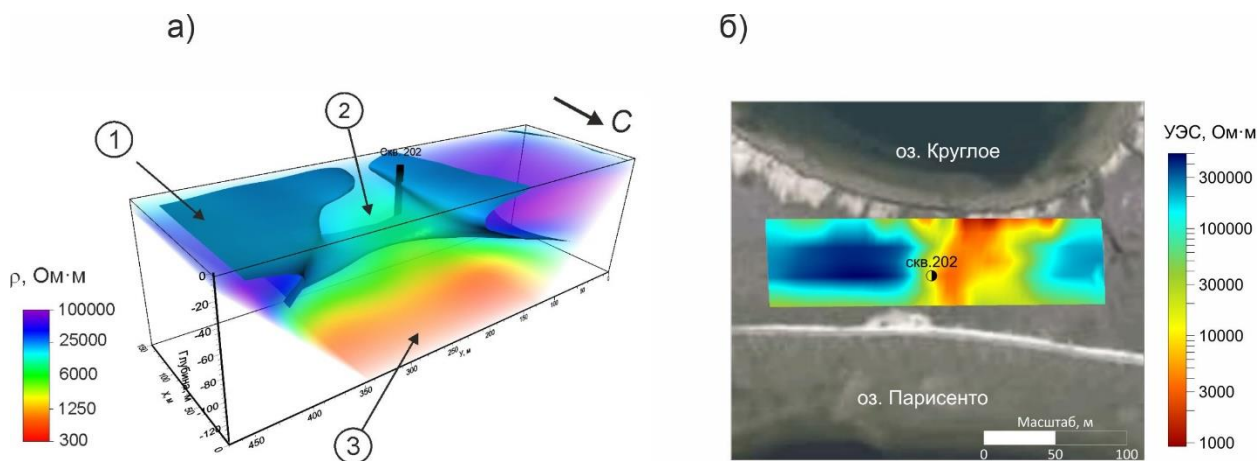
Рисунок 3.20 – Разрез нормализованной чувствительности (S_n) блоков модели (профиль № 1)

Породы с УЭС 100–1000 кОм·м интерпретируются как пластовый лёд. Постоянный ток не проникает на глубину через слой такого высокого УЭС. Поэтому для оценки достоверности данных ЭТ инструментами программы Res2Dinv был выполнен расчёт нормализованной чувствительности (S_n) измеренных сигналов к УЭС блоков модели. Функция нормализованной чувствительности изменяется от 0 до 1 и показывает степень, в которой изменение УЭС какого-то блока модели повлияет на разность потенциалов в измеряемой установке. При наличии пластовых льдов с очень высоким (более 100 кОм·м) УЭС нормализованная чувствительность близка к 0 на глубинах, больших межэлектродного расстояния (10 м). Под пластовыми льдами

нормализованная чувствительность едва достигает 0,01. Там, где УЭС пород снижается до значений меньших 100 кОм·м, нормализованная чувствительность увеличивается до 0,05 на глубинах до 50–75 м (Рисунок 3.20).

Расчёты нормализованной чувствительности показали, что не следует интерпретировать данные ЭТ, на которых присутствует слой-изолятор с УЭС более 100 кОм·м. Вариации УЭС, полученные на разрезе по результатам двумерной инверсии, особенно низкоомные на глубине (см. рис. 3.19), вероятнее всего связаны с боковым влиянием проводящих неоднородностей. Такими неоднородностями являются озёра Геофизическое и Круглое, между которыми проходит профиль № 1.

Для формирования целостного представления о распространении пластовых льдов между оз. Круглое и Парисенто была выполнена трёхмерная инверсия площадных данных ЭТ (Панькова и др., 2020). На трёхмерной модели (см. рис. 3.21, а) изоповерхность УЭС 20,0 кОм·м ограничен массив высокоомных пород, включающих пластовые льды. «Хорошо заметно, что высокоомные породы имеют не сплошной тип распространения. В центральной части площади отмечается область пониженного УЭС, что указывает на отсутствия пластовых льдов. С глубины 80 м УЭС понижается до первых кОм·м, что связано с влиянием засоленных суглинков морского генезиса» (Панькова и др., 2020).



1 – изоповерхность УЭС 20 кОм·м, показывающая характер распространения пластовых льдов; 2 – область пониженного УЭС; 3 – низкое УЭС, связанное с засоленными суглинками морского генезиса.

Рисунок 3.21 – Объёмная модель распределения УЭС на участке II (а) и карта распределения УЭС на глубине 30 м (б) по результатам трёхмерной инверсии данных ЭТ по: (Панькова и др., 2020)

«По распределению УЭС на глубине 30 м видно (см. рис. 3.21, б), что между озёрами отсутствуют пластовые льды. Скважина № 202, вскрывшая пластовые льды, расположена в краевой части аномалии высокого УЭС. Пространственно аномалия низкого УЭС связана с

линейной пониженной формой рельефа между озёрами. Это может указывать на существование палеорула. Не исключено, что ранее озёра были связаны протокой» (Панькова и др., 2020).

«На разрезе по линии скважин между озёрами Круглое и Парисенто (Рисунок 3.22), часть разреза, содержащая пластовый лёд, выделяется сопротивлением более 100,0 кОм·м. Толщина слоя высокого УЭС согласуется с мощностью толщи, содержащей пластовый лёд. Однако УЭС пород, залегающих ниже льда, сильно завышено по сравнению с моделью, полученной по данным ЗСБ на Участке I» (Панькова и др., 2020).

«Анализ данных электротомографии Участка II показал (Панькова и др., 2020), что пластовые льды имеют не сплошное распространение, как представлялось ранее по результатам бурения (Панькова и др., 2020). Между озёрами Круглое и Парисенто выявлена зона пониженного УЭС, не содержащая пластовый лёд. Предположено, что эта зона связана с палеорулом протоки, соединяющей эти озёра ранее.

На плане распределения УЭС на глубине 30 м (см. рис. 2.21, б) и на разрезе по линии скважин (см. рис. 3.22) прослеживается уменьшение УЭС пород вблизи озёр. Такой эффект может быть вызван отепляющим действием водоёмов на мёрзлые породы» (Панькова и др., 2020).

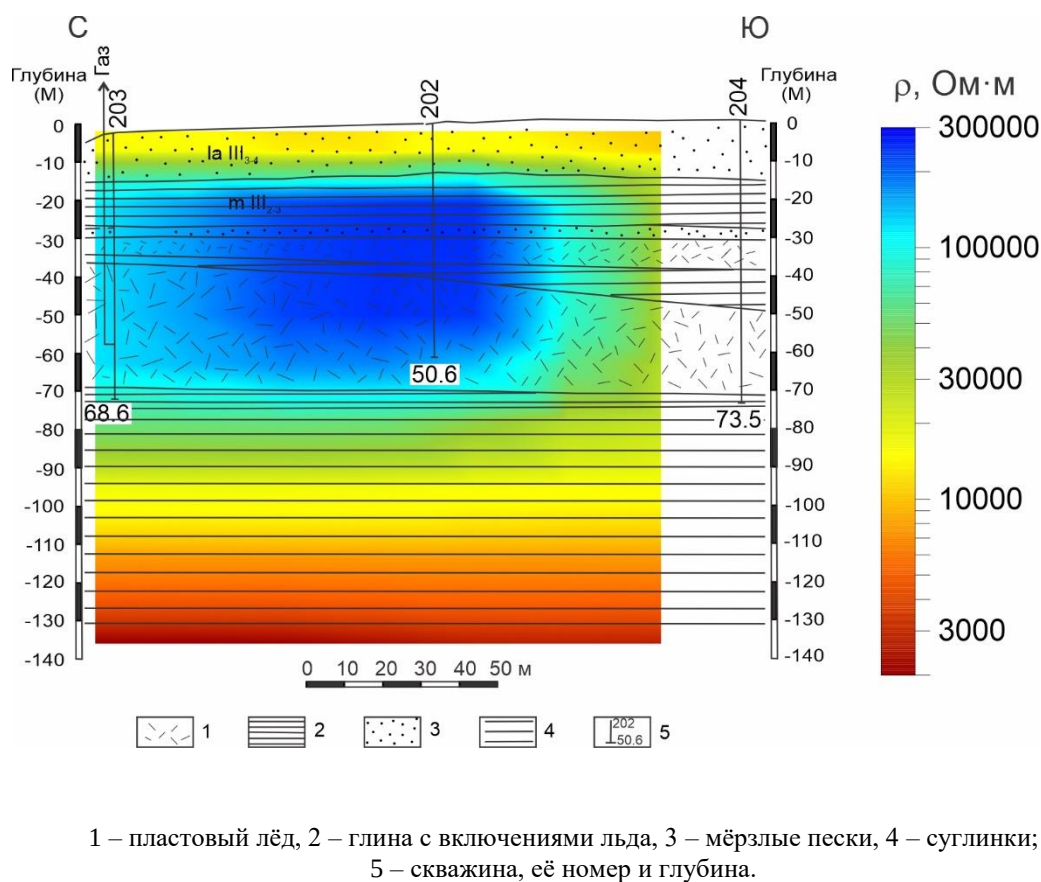


Рисунок 3.22 – Геоэлектрический разрез вдоль буровой линии по результатам трёхмерной инверсии данных ЭТ по: (Панькова и др., 2020)

«По данным архивной скважинной термометрии есть отепляющее действие водоемов, поскольку температура в скважинах, расположенных ближе к озеру, составляет около минус 4 °С. В то время как на удалении от озёр 100 м температура пород понижается до минус 8 °С. Повышение температуры мёрзлых пород вблизи озера с минус 8 °С до минус 4 °С приводит к уменьшению их УЭС. Например, для песков, согласно приближённой зависимости (Боголюбов и др., 1987), в этом диапазоне температур УЭС уменьшится с 100,0 до 10,0 кОм·м. На плане распределения УЭС на Рисунке 3.21, б вблизи озёр УЭС пород уменьшается примерно на порядок, что интерпретируется как влияние температуры на УЭС ММТ» (Панькова и др., 2020).

Моделирование теплового поля в программной среде Comsol показало, «что озёра значительно (на 4–6 °С) изменяют температуру в межозёрном пространстве на глубинах 20–40 м, что согласуется с данными скважинной термометрии. Таким образом, влияние озёр является одним из основных факторов уменьшения УЭС на геоэлектрических разрезах. Однако аналогичное влияние на результаты инверсии данных ЭТ может оказывать и проводящая трёхмерная неоднородность в виде водоёма, расположенного в стороне от профиля» (Панькова и др., 2020).

«Для оценки влияния озёр на результаты измерений методом ЭТ было проведено численное моделирование электрических полей. В качестве исходной была задана двухслойная среда с границей на глубине 70 м. Модель включала два озера и талики под ними» (Панькова и др., 2020) (Рисунок 3.23).

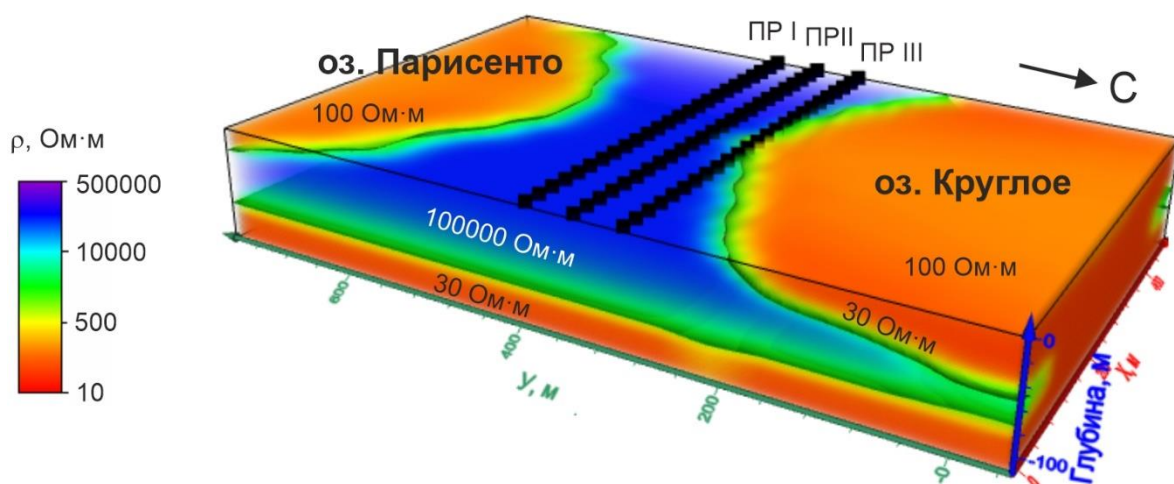


Рисунок 3.23 – Физико-геологическая (геоэлектрическая) модель, используемая при моделировании влияния озёр на результаты измерений ЭТ по: (Панькова и др., 2020)

«Для мёрзлых пород в верхней части среды было установлено УЭС 100,0 кОм·м, для мёрзлого засоленного суглинистого основания – 30 Ом·м, УЭС воды в озёрах составило 100 Ом·м, талых пород – 30 Ом·м. Порядки выбранных значений УЭС согласуются с данными

геофизических исследований, приведенных выше, а также с результатами применения ВЭЗ на оз. Круглое (Пугач и др., 1990). Для решения прямой задачи в трёхмерной среде использовалась программа ZondRes3d (автор А.Е. Каминский). Для трёх профилей, расположенных на различных удалениях от озёра Круглое (см. рис. 3.23), были рассчитаны значения кажущегося УЭС для установки, аналогичной использованной в полевых измерениях. Затем для каждого профиля решалась обратная двумерная задача (программа Res2dInv). В результате были получены геоэлектрические разрезы по трём профилям, расположенным на расстояниях 5, 50 и 100 м от озера» (Панькова и др., 2020).

«Для количественной оценки влияния трёхмерной неоднородности на распределение УЭС в двумерной модели было рассчитано относительное отклонение УЭС разреза по сравнению с простой двухслойной моделью $\Delta\rho$ (%)» (Панькова и др., 2020) (Рисунок 3.24).

«На профиле, расположенном в 5 м от озера, отмечается наиболее сильное искажение УЭС на всём разрезе в виде её уменьшения на величину до 100 %. Это связано с тем, что ток перетекает по расположенной рядом высокопроводящей среде, которая представлена озером и таликом под ним.

В 50 м от озера относительное отклонение УЭС до глубины 25 м не превышает 5 %. С глубины 25 м, когда размер расстояния АО соизмерим с расстоянием до озера, в центральной части начинает проявляться относительное искажение УЭС, которое достигает минус 70 %. Наиболее высокие значения $\Delta\rho$ (80 %) для этого разреза отмечаются на глубине 75–90 м, что связано с наложением влияния двух водоёмов.

На профиле, расположенном в 100 м от водоёма, занижение УЭС относительно эталонной двухслойной модели на величину до минус 70 % и проявляется в интервале глубин 50-100 м.

Численное моделирование показало (Панькова и др., 2020), что в условиях криолитозоны боковое влияние проводящих неоднородностей в виде озёр приводит к занижению УЭС и начинает проявляться на глубинах, равных половине расстояния до проводящей неоднородности. При этом в 5 м от берега относительное уменьшение УЭС двумерной модели достигает 100 %» (Панькова и др., 2020).

В восточной части стационара «Парисенто» присутствуют засоленные породы. Здесь на площадке мониторинга деятельного слоя (CALM) были выполнены опытные работы ГРЛ и ЭТ с шагом 0,5 м трёхэлектродной установкой. По данным ГРЛ с антенным блоком центральной частоты 250 МГц отчетливо прослеживается кровля мёрзлых пород (Рисунок 3.25 а), в то время как в поле УЭС граница мёрзлых и талых пород не проявляется вовсе.

Вскрытие шурфом показало, что мёрзлые крупнозернистые пески залегают с глубины 1,0 м, что согласуется с данными ГРЛ. Распределение УЭС на разрезе отражает степень минерализации

поровой влаги, но не мёрзлое или талое состояние пород. Лишь на глубине 3–4 м аномально высокие значения УЭС дают основания интерпретировать породы как пластовые льды.

Этот пример показывает, что засоление пород накладывает ограничение на применение ЭТ для решения геокриологических задач, таких как разделение мёрзлых и талых пород, определение положения кровли ММП. В то же время пластовые льды контрастно выделяются на разрезе УЭС и в условиях засоленных пород.

В результате геоэлектрических исследований на стационаре «Парисенто» установлено, что верхняя часть разреза, включающая пластовые льды, выделяется по данным ЗСБ слоем высокого УЭС, достигающего нескольких $\text{кОм}\cdot\text{м}$ и прослеженным до глубины 50–75 м. На разрезах УЭС по двумерной инверсии данных ЭТ пластовые льды выделяются слоем с УЭС от 100 $\text{кОм}\cdot\text{м}$ и выше. Такое высокое УЭС препятствует проникновению тока в глубину, вследствие чего чувствительность метода ограничена глубиной залегания кровли этих слоёв. По данным ЗСБ, подошва ММП залегает на глубинах 150–250 м, что согласуется с априорными данными.

Показано, что на распределение УЭС отложений рядом с озёрами оказывает влияние отепляющее действие воды. В то же время не исключено боковое влияние озёр на результаты измерений ЭТ. Это проявляется в виде ложных низкоомных аномалий на разрезах УЭС. Боковое влияние водоёма начинает проявляться на разрезе УЭС, когда разнос АО трёхэлектродной установки становится близким к расстоянию от профиля до озера. Оно проявляется в виде низкоомного слоя на глубине равной половине расстояния от профиля до озера.

Несмотря на сложности зондирования методом ЭТ высокоомных сред, включающих пластовые льды, ЭТ в комплексе с ЗСБ рекомендуется использовать для картирования границ распространения пластовых льдов и определения их мощности. При этом ЗСБ с высокой точностью определяет глубину залегания кровли подстилающих засоленных суглинков.

Полученные результаты

В ходе исследований на эталонных разрезах с пластовыми льдами субэкральной криолитозоны Ямала и Гыдана установлено:

- по данным ЭТ в пойме р. Юрибей выделяются слои пород аномально высокого УЭС (40–80 $\text{кОм}\cdot\text{м}$), интерпретируемые как пластовые льды. Численное моделирование показало, что по результатам двумерной инверсии мощность высокоомных слоёв завышается не менее, чем в 2 раза. Детальные зондирования дают возможность выделения отдельных жил повторно-жильных льдов и их парагенеза с пластовыми льдами;

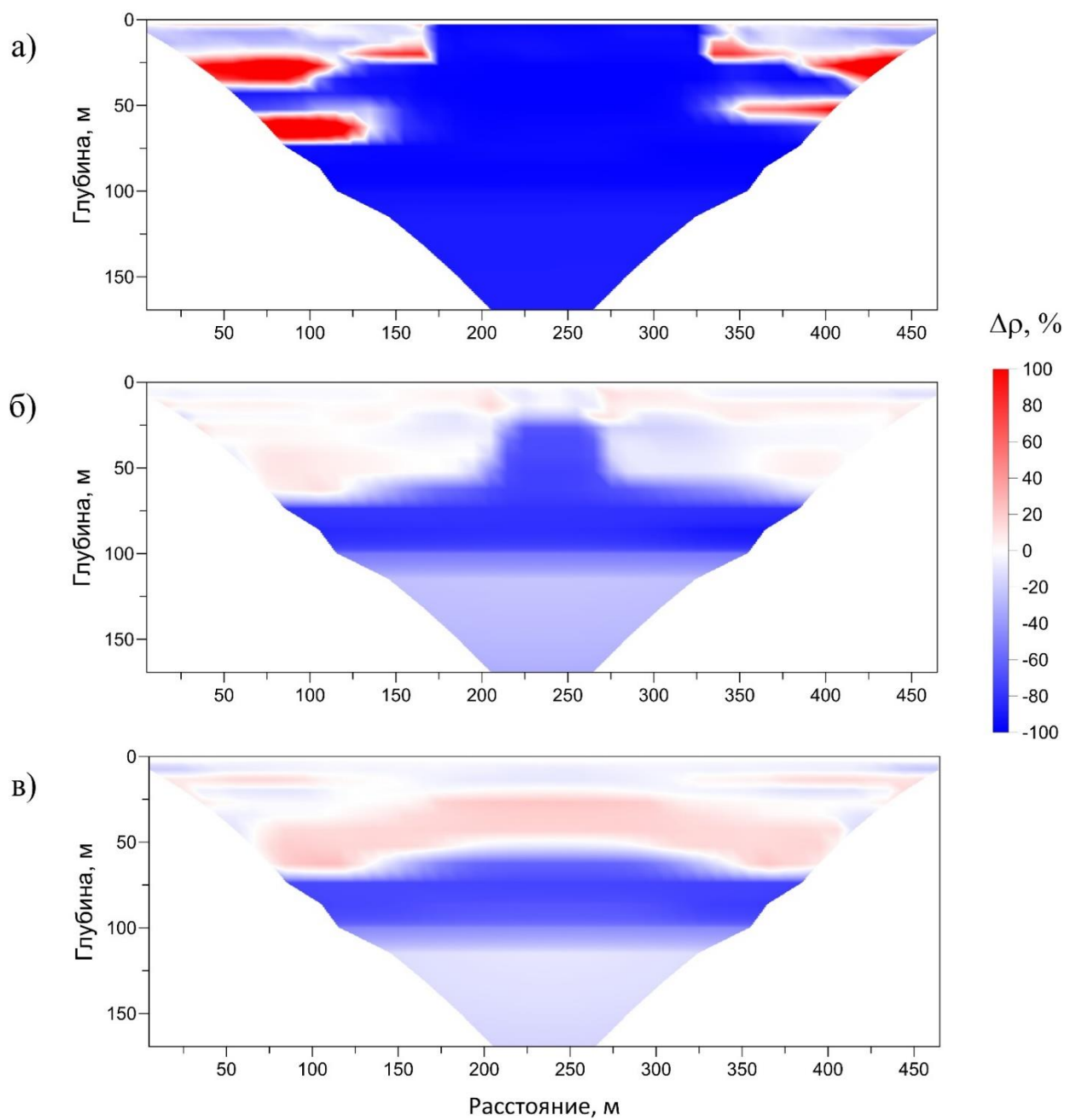


Рисунок 3.24 – Относительное отклонение УЭС по сравнению с моделью без неоднородностей на расстоянии профилей от озера 5 м (а), 50 м (б) и 100 м (в)

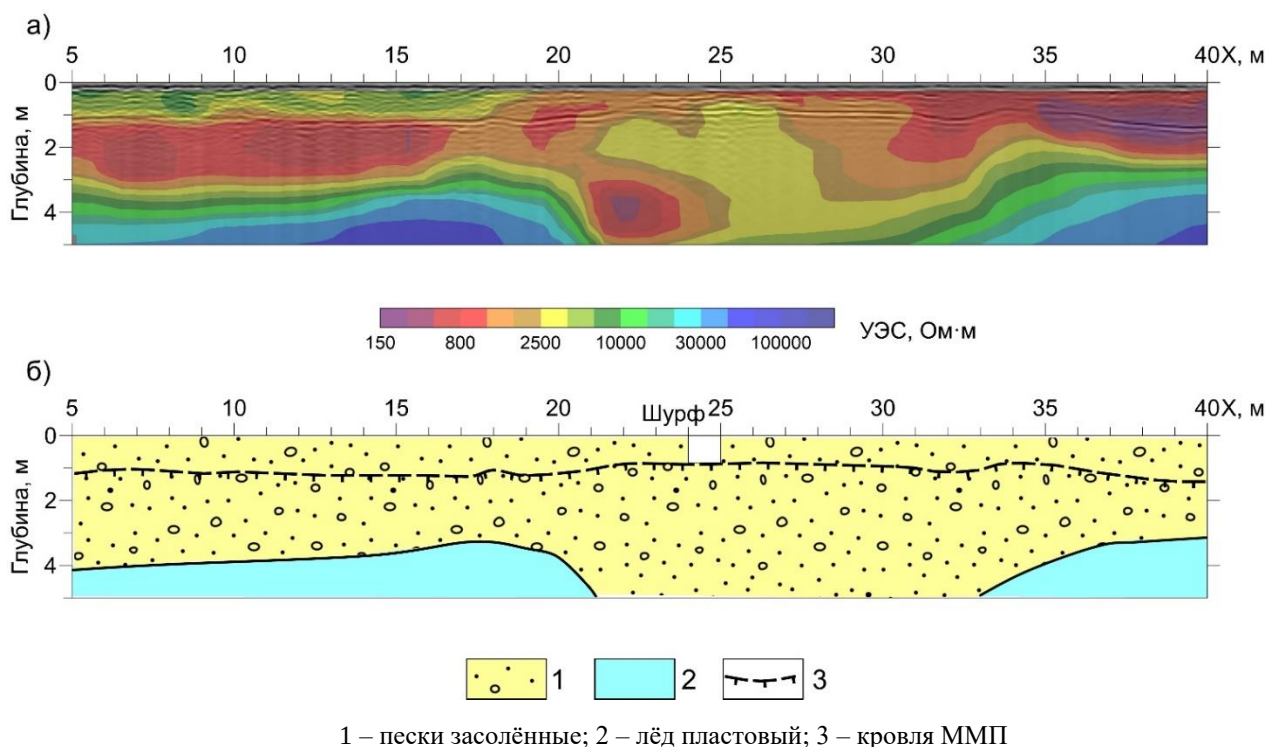


Рисунок 3.25 – Радарограмма и разрез УЭС (а) на площадке мониторинга деятельного слоя (станционар «Парисенто») и их литологическая интерпретация (б)

- на участке образования Ямального кратера по ЗСБ определена мощность ММТ, достигающая 130–150 м, а на глубине 60–80 м выявлены признаки пород, насыщенных газогидратами. Методом ЭТ в границах хасырея оконтурены области пластовых льдов. Выявлена аномалия УЭС, предположительно обусловленная подводящим каналом, по которому в подозёрный талик поступал газ и где формировалась область высокого давления. Это указывает на то, что метод ЭТ необходимо использовать для выявления потенциально опасных многолетних бугров пучения;

- в пределах участков развития опасных экзогенных процессов, связанных с вытаяиванием пластовых льдов на инженерных объектах нефтегазоконденсатного месторождения, с помощью метода ЭТ установлены границы пластовых льдов и спрогнозировано направление развития термоэрозии. Обозначены критериальные геофизические признаки потери надёжности инженерных сооружений. К ним относятся близость к инженерному сооружению аномалий высокого УЭС, вызванных пластовыми льдами, и аномалии пониженного УЭС, связанные с повышением температуры многолетнемёрзлых грунтов и увеличением глубины СТС;

- на территории стационара «Парисенто» мощность ММП по данным ЗСБ достигает 250–300 м, при этом подошва высокоомной толщи, включающей пластовые льды, залегает на глубине около 70 м. Показано, что при УЭС пород более 100 кОм·м глубинность ЭТ ограничена первыми

метрами, а аномалии низкого УЭС на разрезах, полученных по двумерной инверсии, связаны с боковым влиянием озёр. Отопляющее влияние озёр приводит к понижению УЭС отложений, в т.ч. пластовых льдов, на порядок. Понижение УЭС в геоэлектрических моделях может быть также вызвано боковым влиянием водоёма, которое начинает проявляться в виде ложного слоя низкого УЭС при разnose АО, сопоставимого с расстоянием от профиля до водоёма. На участке развития засоленных пород по данным ЭТ невозможно разделить талые и мёрзлые породы, тогда как пластовые льды выделяются однозначно;

- отличительной особенностью разрезов с пластовыми льдами Ямала и Гыдана является то, что на территории Центрального Ямала величина аномалий УЭС от пластовых льдов варьирует в пределах 5–25 кОм·м, а на стационаре «Парисенто» (Гыданский п-ов) – в пределах 50–1000 кОм·м;

- преимуществом результатов инверсии данных ЭТ в двумерных и трёхмерных моделях по сравнению с одномерными моделями, полученными по инверсии данных ВЭЗ, являются возможности выявления локальных объектов и латеральных вариаций УЭС пород, связанных с изменением геокриологических условий. Ограничением применения ЭТ является УЭС верхней части разреза, превышающее 100 кОм·м, а также засоление пород, при котором рекомендуется выполнять комплексирование с ГРЛ и ЗСБ.

Полученные результаты являются основой для проектирования и проведения последующих исследований геологической информативности ЭТ при изучении пластовых льдов на севере Западной Сибири.

Из результатов исследований вытекает второе зачищаемое положение.

При изучении мерзлотных разрезов с пластовыми льдами на севере Западной Сибири методом электротомографии возможно решение задач: выявления границ пластовых льдов на двумерных и в объёмных моделях, их парагенеза с повторно-жильными льдами; установления признаков опасных бугров пучения, оценки рисков потери устойчивости инженерных сооружений. Ограничением применимости метода для определения подошвы льдов является их сплошное распространение и УЭС более 100 кОм·м.

ГЛАВА 4. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КАНАЛОВ ФИЛЬТРАЦИИ И РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СУБАЭРАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

4.1. Геоэлектрическая модель участка развития термосуффозионных процессов

Результаты исследований геоэлектрического строения участка развития термосуффозионных процессов, выполненных при моём личном участии, опубликованы в (Оленченко и др., 2017). На основе этой публикации составлена текущая часть главы диссертации.

Эталонный участок Улахан-Тарын расположен «в 50 км к югу от п. Нижний Бестях на IV бестяхской надпойменной террасе р. Лена, представляющей уникальный мерзлотно-гидрогеологический комплекс. Исследования этого комплекса проводятся с 40-х годов прошлого века (Максимов, Толстихин, 1940; Ефимов, 1952; Анисимова, 1969, 1971; Шепелёв, 1972, 1987; Гагарин, 2012; Гагарин, 2015). К настоящему времени установлены характерные мерзлотно-гидрогеологические особенности строения террасы, оценено влияние изменений температурного режима горных пород в зоне разгрузки надмерзлотно-межмерзлотных вод на интенсивность термосуффозионных процессов, оценена роль гидроклиматических факторов в активизации термосуффозионных процессов, изучена их годовая и многолетняя динамика и образуемые ими провальные формы рельефа» (Оленченко и др., 2017). Однако геофизическая изученность этого комплекса весьма слабая, известно, что в прошлом веке на бестяхской террасе проводились ВЭЗ, но результаты этих исследований не были опубликованы в открытой печати.

Согласно (Камалетдинов, 1982; Иванов, 1984) «поверхность террасы здесь относительно ровная, но осложнена долиной ручья Улахан-Тарын, с глубиной вреза около 30 м. Отложения бестяхской террасы в нижней части представлены аллювиальными средне- мелкозернистыми незасолёнными песками с гравийно-галечниковым слоем в основании, мощностью до 50-80 м. Возраст этих пород датируется средним плейстоценом. Четвертичные отложения подстилаются среднекембрийскими известняками, трещиноватыми в верхней части» (Оленченко и др., 2017).

На исследуемой территории многолетнемёрзлые породы имеют сплошное распространение (Ефимов, 1952; Анисимова, 1971; Шепелёв, 1987; Михайлов, 2010). «Мощность их, в среднем, составляет 200 м, возрастая на некоторых участках до 400 м. Температура ММП на глубине годовых теплооборотов на выровненных участках террасы весьма высокая – минус 0,2 °С, а в долине ручья Улахан-Тарын она понижается до минус 2,5 °С. Особенностью мерзлотно-гидрогеологической бестяхской террасы р. Лены является широкое распространение сквозных и несквозных таликов радиационно-теплового, гидрогеогенного и гидрогенного типов» (Оленченко и др., 2017).

«В долине ручья Улахан-Тарын локализовано пять групп разгрузки подземных вод в виде термоцирков с условными названиями А, В, С, D и Е. На участке исследований расположен термоцирк Е. Воды напорные, пресные, по составу гидрокарбонатные кальциево-магниевого с минерализацией 0,2 г/л. Выходы подземных вод на дневную поверхность представляют собой чаще всего напорные струи (грифоны) различного диаметра (до 0,5 м).

Подземным потоком выносятся большое количество песка, а на поверхности террасы формируются провалы и воронки диаметром от первых метров до 30 м и глубиной от 1–2 до 15 м» (Оленченко и др., 2017) (Рисунок 4.1).



Рисунок 4.1 –Термосуффозионные воронки на поверхности Бестяхской террасы по: (Оленченко и др., 2017)

«Предполагается (Гагарин, 2013), что в результате промерзания горных пород в месте разгрузки, увеличивается криогенный напор и возрастает скорость фильтрационного потока. При этом подземные воды оказывают усиленное механическое и тепловое воздействие на вышележащие мёрзлые горные породы и, размывая их, образуют пустоты (полости) в песчаном массиве. При достижении критического соотношения между шириной и высотой полости происходит обрушение её кровли, а на поверхности образуется воронка» (Оленченко и др., 2017).

«В апреле 2014 г. на участке исследований была пробурена гидрогеологическая скважина № 2-14, которая вскрыла два водоносных горизонта. Первый – в интервале 2,5–8 м, при этом уровень воды в скважине установился на глубине 2 м. Этот водоносный горизонт обладал плавунными свойствами. Второй горизонт мощностью 3 м был вскрыт на глубине 16 м и

подстился многолетнемёрзлыми породами. Уровень межмерзлотных вод в скважине установился также на глубине 2 м, что свидетельствует о гидравлической связи водоносных горизонтов» (Оленченко и др., 2017).

«В пределах участка проведены исследования методами ЭТ и ГРЛ. При измерениях применялась многоэлектродная аппаратура «Скала-48». Последовательность подключения электродов соответствовала прямой и встречной трёхэлектродным установкам, при этом глубинность исследований составила около 85 м. Шаг измерений по профилю – 5 м. Зондирования выполнены по шести субпараллельным профилям длиной по 235 м. Один из профилей (№ 6) был продлён в обе стороны до 595 м добавлением 235 м к началу и 125 м к концу профиля. Полученные данные были обработаны с помощью программ Res2Dinv и Res3Dinv. В результате построены двумерные (разрезы) и трёхмерная геоэлектрические модели среды. Горизонтальные срезы трёхмерной геоэлектрической модели представлены в виде карт изоом распределения УЭС на разных глубинах» (Оленченко и др., 2017).

«ГРЛ выполнялась в комплексе с ЭТ в качестве вспомогательного метода (Оленченко и др., 2017). С помощью ГРЛ определялось положение подошвы деятельного слоя на момент исследований, в разрезе выделялись обводнённые участки. При работах ГРЛ применялась аппаратура ОКО-2 с антенным блоком (центральная частота 150 МГц). На временных разрезах по осям синфазности было установлено положение отражающих границ, а по гиперболам дифракции от неоднородностей разреза определена относительная диэлектрическая проницаемость пород, которая составила примерно 6. Установленное экспериментальным путём значение относительной диэлектрической проницаемости применялось для кинематической трансформации временных разрезов в глубинные» (Оленченко и др., 2017).

Результаты исследований

Профиль № 1 «начинается в пойме р. Улахан-Тарын и в интервале 80–90 м пересекает IV надпойменную террасу р. Лены с превышением около 14 м. В окрестностях ПК 120, ПК 180 м отмечены области развития термосуффозионных воронок, а на ПК 230 – овраг. Причём в окрестности ПК 120 воронка образовалась ранее, чем провал в области ПК 180, где обнаружены свежие трещины оседания. На дне оврага (ПК 230) находилась вода» (Оленченко и др., 2017).

«На разрезе УЭС пород поймы ручья (ПК 0 – ПК 40 м) в приповерхностной части выделяется область высокого УЭС (3,5–7,0 кОм·м), связанная высокольдистыми породами, видными в трещинах гидролакколита, пересекаемого профилем (Рисунок 4.2). С глубины 7–10 м в разрезе присутствует маломощный слой пониженного УЭС (до 400 Ом·м), интерпретируемый как межмерзлотный талик, приуроченный к пойме ручья. Ниже по разрезу отмечается аномалия высокого УЭС (5,0–15,0 кОм·м), обусловленное мёрзлой высокольдистой осадочной толщей» (Оленченко и др., 2017).

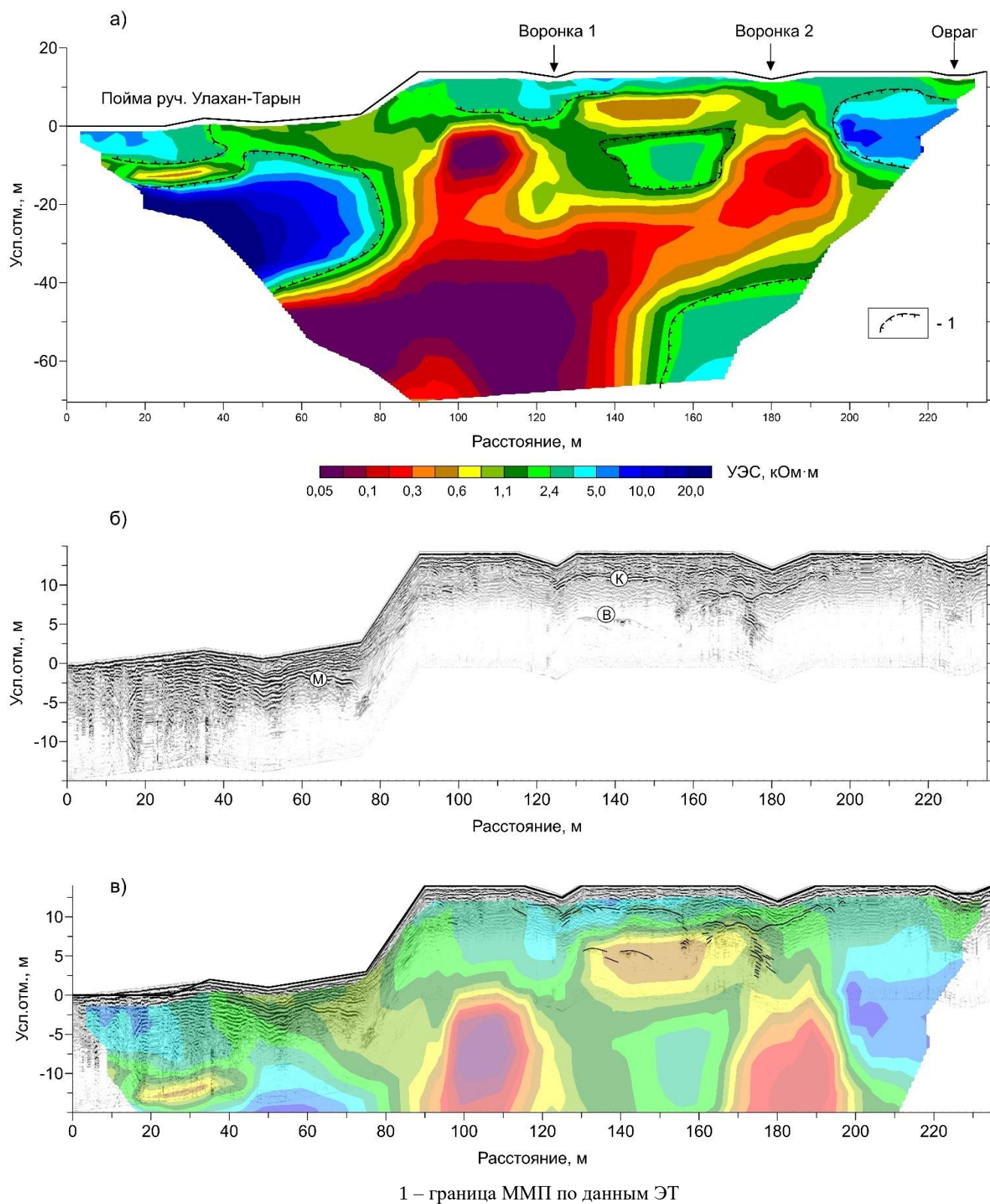


Рисунок 4.2 – Геоэлектрический разрез (а), радарограмма (б) и совмещённый геофизический разрез (в) по профилю №1 на участке Улахан-Тарын по: (Оленченко и др., 2017)

«У подножия террасы УЭС пород понижается до 0,8–1,0 кОм·м, что связано с существованием талика, по которому разгружаются межмерзлотные воды. Верхняя часть разреза террасы сложена песками высокого УЭС (1,2–5,0 кОм·м). Это объясняется их малой влажностью в пределах сезонноталого слоя и мёрзлым состоянием на глубине более 3 м» (Оленченко и др., 2017).

«Изометричная аномалия пониженного УЭС в интервале профиля 140–160 м на глубинах 7–14 м связана с каналом фильтрации подземных вод (Оленченко и др., 2017). Их водоупором являются мёрзлые пески с УЭС 1,0–2,7 кОм·м. Такие же мёрзлые пески, но с ещё большим УЭС (3,5–7,0 кОм·м) слагают днище оврага в районе ПК 230 (см. рис. 4.2, а).

Особый интерес представляют изометричные интенсивные аномалии низкого УЭС (0,09–0,25 кОм·м), обнаруженные на глубинах около 14 м в интервалах профиля 95–115 м и 175–195 м (см. рис. 4.2, а). Именно эти области низкого УЭС связаны с основными каналами напорной фильтрации межмерзлотных вод. Над одним из таких каналов в окрестностях ПК 180 в настоящее время отмечается проседание поверхности (Воронка 2 на Рисунке 4.2, а). Отмечено, что над выявленным каналом фильтрации наблюдается пониженное УЭС (0,80–2,00 кОм·м) песков, что свидетельствует об их талом состоянии. Вероятно, тепляющее влияние межмерзлотных подземных вод привело к деградации мерзлоты в вышележащей толще, вследствие чего происходит обрушение кровли в канале фильтрации, а на поверхности формируется просадка в виде воронки» (Оленченко и др., 2017).

«Над каналом фильтрации в интервале профиля 95–115 м пески характеризуются высоким УЭС (1,50–2,50 кОм·м), то есть ниже глубины сезонного оттаивания и до кровли водоносного горизонта пески находятся в мёрзлом состоянии. В этом месте на дневной поверхности воронки и провалы отсутствуют. Вероятно, канал фильтрации сформировался недавно, и талая зона в кровле канала ещё не успела образоваться» (Оленченко и др., 2017).

«Следует отметить, что в области старой воронки (Воронка-1 на Рисунке 4.2, а) с пород высокое, это объясняется процессами их промерзания после образования провала. В результате обвала кровли водоносного горизонта на пути фильтрационного потока возникает барраж. Это приводит к сокращению и изменению путей движения подземных вод. Тепляющее влияние воды на подобных участках уменьшается, и происходит постепенное промерзание массива горных пород» (Оленченко и др., 2017).

«С глубины около 40 м часть разреза характеризуется низким УЭС (менее 400 Ом·м) и находится в талом состоянии. В интервале профиля 150–190 м с глубины около 60 м выделяются породы высокого УЭС, интерпретируемые как мёрзлые карбонатные породы, слагающие цоколь бестяхской террасы» (Оленченко и др., 2017).

«Георадиолокационный разрез даёт информацию о строении верхней части разреза до глубины около 10 м (см. рис. 4.2, б). В пойме ручья на радарограмме на глубинах 2,0–3,5 м выделяется интенсивная отражающая граница (М на рисунке 4.2, б), соответствующая текущему положению подошвы деятельного слоя» (Оленченко и др., 2017).

«На поверхности террасы в интервале профиля 130–155 м на радарограмме видны отражающие границы, соответствующие кровле сезонномёрзлого слоя (граница К на рисунке 4.2, б) и кровле водоносного горизонта (граница В на рис. 4.2б). По данным ГРЛ кровля сезонномёрзлого слоя залегает на глубине около 3 м, а водоносного – на 8 м, что согласуется с результатами ЭТ. В области образования воронок на радарограмме отмечаются характерные переотражения в зонах нарушенного строения. При этом под свежей воронкой № 2 эти переотражения прослеживаются на бóльшую глубину, чем под старой воронкой (Воронка 1 на рисунке 4.2, а).

Сопоставление радарограммы и геоэлектрического разреза показало (Оленченко и др., 2017), что выделенные отражающие границы, связанные с различием сред по диэлектрической проницаемости, согласуются с границами на геоэлектрическом разрезе по данным ЭТ (Рисунок 4.2, в). В пойме ручья отражающая граница М уточняет положение кровли ММП. В верхней части разреза террасы сезонноталые и сезонномёрзлые породы не дифференцируются по УЭС, так как сезонноталый слой имеет очень низкую влажность. В то же время по данным ГРЛ отчётливо выделяется кровля сезонномёрзлого слоя (граница К) под СТС. Участок пониженного УЭС в интервале профиля 140–160 м отмечается на радарограмме фрагментарной отражающей границей В, на которой меняется фаза сигнала, что говорит о том, что электромагнитный сигнал проникает из непроводящей среды в проводящую (обводнённую). Таким образом данные ЭТ и ГРЛ дополняют друг друга» (Оленченко и др., 2017).

В результате инверсии «площадных измерений ЭТ была построена трёхмерная геоэлектрическая модель участка (Рисунок 4.3). В объёмной модели породы с УЭС ниже 400 Ом·м ограничены сплошной изоповерхностью. Фактически, эта изоповерхность оконтуривает пути фильтрации подземных вод (подземные реки) в межмерзлотном талике. Трубообразное тело низкого УЭС интерпретируется как канал фильтрации, который разгружается в цирке Е» (Оленченко и др., 2017). Место разгрузки подземных вод представляет собой пещеру, из которой вытекает подземная река (Рисунок 4.4).

Карта распределения УЭС пород на глубине 7 м (Рисунок 4.5, а) «отражает мёрзлое или талое состояние пород на глубине, близкой к глубине подошвы деятельного слоя. По данным бурения и термометрии максимальная глубина сезонного протаивания на участке исследований составляет 4–6 м (Гагарин, 2015). В тех местах, где отмечается низкое УЭС пород (талые пески), высока вероятность возникновения термосуффозионных воронок. Например, аномалия низкого

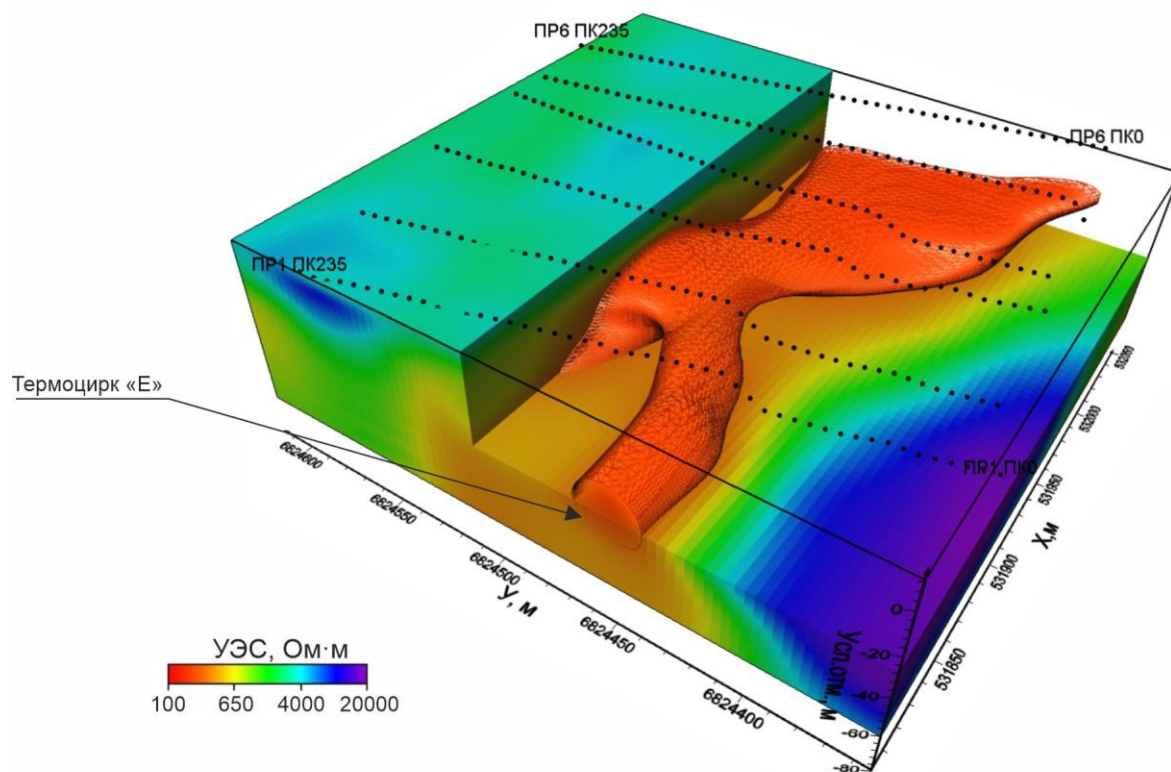


Рисунок 4.3 – Объёмная модель распределения УЭС пород на участке Улахан-Тарын.
Изоповерхность УЭС 400 Ом·м

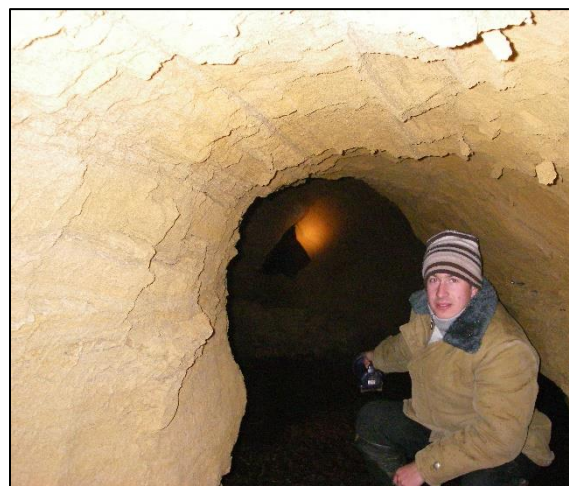


Рисунок 4.4 – Разгрузка подземных вод из пещеры в термоцирке Е на участке Улахан-Тарын, бестяхская терраса р. Лены (фото. Л. А. Гагарина)

УЭС на профиле № 6 сопровождается на поверхности свежими провалами (см. рис. 4.1). Логично ожидать, что провалы в скором времени будут образовываться вдоль линейной аномалии низкого (менее 0,55 кОм·м) УЭС, пересекающей профили № 6, 5 и 4. Часть воронок и провалов попадает

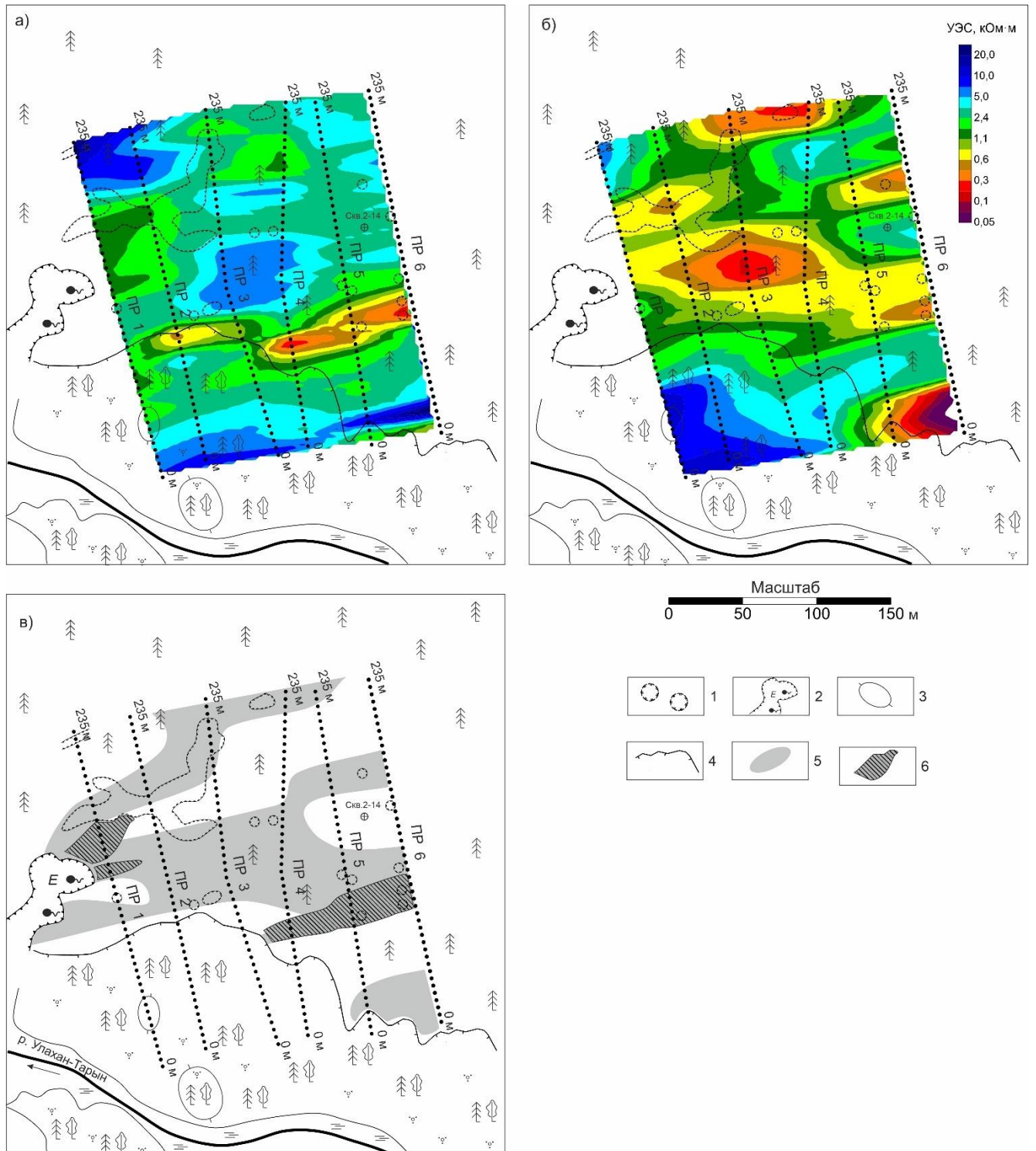
в области высокого УЭС ($>2,50$ кОм·м). В настоящее время эти провалы прекратили свое развитие, и под ними началась аградация мёрзлой толщи» (Оленченко и др., 2017).

На срезе трёхмерной модели УЭС на глубине 15 м проявляется распространение путей фильтрации подземных вод по площади в виде областей пониженного УЭС (см. рис. 4.5, б).

«Так как глубина залегания подошвы первого от поверхности мёрзлого слоя составляет в среднем 20 м, то участки пониженного УЭС (менее 1,00 кОм·м) на карте изом на глубине 15 м маркируют зоны протаивания над каналами фильтрации (см. рис. 4.5, б). Провалы на поверхности формируются как раз над зонами пониженного УЭС» (Оленченко и др., 2017).

Природа аномалий пониженного УЭС, связанных с каналами фильтрации подземных вод, дискуссионна. С одной стороны, лучшими коллекторскими и фильтрационными свойствами обладают хорошо промытые отсортированные пески крупной фракции, характеризующиеся повышенными УЭС относительно других рыхлых псаммитов (Оленченко и др., 2017). С другой стороны, суффозионное провалообразование отмечается над линейными аномалиями пониженного УЭС, а провалы образуются именно над зонами фильтрации подземных вод. Возможно, причиной пониженного УЭС в зонах развития суффозионных воронок является изменение структуры порового пространства в процессе суффозии. Предполагается, что в состоянии покоя обводнённый песчаный массив характеризуется высоким коэффициентом извилистости пор. При суффозии происходит вынос частиц песка и образование сквозных каналов фильтрации воды, а следовательно, и электрического тока. Это приводит к уменьшению коэффициента извилистости пор, а согласно формуле Арчи – и к понижению УЭС породы. В работе (Алияров, Рамазанов, 2010) показано, что с ростом водонасыщенности песков, происходит уменьшение извилистости, что, по мнению авторов, вполне логично, поскольку происходит упрощение токопроводящих областей поровых каналов. Однако пески межмерзлотного горизонта бестяхской террасы по данным бурения находятся в обводнённом состоянии. Следовательно, на структуру пор и уменьшение извилистости может повлиять только процесс суффозии в каналах фильтрации.

В результате исследований на бестяхской террасе показано (Оленченко и др., 2017), что каналы фильтрации подземных вод в межмерзлотном талике выглядят на «геоэлектрических разрезах как изометричные аномалии пониженного УЭС, а в плане прослеживаются такими же линейными зонами, над которыми образуются суффозионные воронки и провалы. В трёхмерной геоэлектрической модели каналы фильтрации проявляются в виде трубообразных аномалий пониженного УЭС. ЭТ даёт возможность выявлять пути фильтрации подземных вод в межмерзлотном талике и прогнозировать места образования термосуффозионных воронок» (Оленченко и др., 2017).



1- термосульфидные воронки и провалы; 2 – границы термоцирка Е и места разгрузки ПВ; 3 – гидролакколиты;
4 – граница поймы р. Улахан-Тарын; 5 – потоки подземных вод в межмерзлотном талике;
6 – потенциально опасные участки образования воронок и провалов по данным ЭТ.

Рисунок 4.5 – Карты распределения УЭС на глубинах 7 м (а), 15 м (б) и зона интерпретации (в) по результатам трехмерной инверсии по: (Оленченко и др., 2017)

4.2. Геоэлектрическая модель каналов фильтрации и разгрузки наледных вод

Результаты исследований геоэлектрического строения разрезов с каналами фильтрации и разгрузки наледных вод, выполненных при моём личном участии, опубликованы в (Оленченко и др., 2023а, Оленченко и др., 2024). На основе этой публикации составлена текущая часть главы диссертации.

Геоэлектрическая модель каналов фильтрации и разгрузки наледных вод получена в результате исследований на гигантской наледи р. Анмангында (Оленченко и др., 2023а, Оленченко и др., 2024).

«Анмангындинская наледь расположена в Тенькинском городском округе Магаданской области, в бассейне р. Анмангында, которая является правым притоком р. Детрин, впадающей в р. Колыму. Средняя многолетняя годовая температура воздуха в районе исследований по данным метеорологической станции (м/с) Усть-Омчуг составляет около минус 11 °С (1967–2021 гг.). Растительность представлена лиственничным лесом на мохово-лишайниковой подстилке, местами кедровым стлаником и пятнами открытой тундры, в верховьях простирается гольцово-тундровый ландшафт. Дно долины р. Анмангында сложено аллювием, на участках, где наледь лежит продолжительное время, образуется кочкарник, а также растет густой ивняк, карликовая береза, голубика, чозения» (Оленченко и др., 2023а).

Согласно (Геологическая карта..., 1968) «в геологическом строении района участвуют пермские и триасовые отложения, а в долинах рек – четвертичный аллювий. Пермские отложения представлены нерючинской и кулинской свитами (P_{2nr+kl}). Нерючинская свита сложена преимущественно глинистыми сланцами. Вышележащая кулинская свита характеризуется значительным развитием алевролитов, песчаников, мелкогалечных конгломератов и туфогенных сланцев» (Оленченко и др., 2023а).

«Отложения нижнего отдела триаса представлены глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, а средний отдел триаса представлен анизийским ярусом, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами.

Современный аллювий в долине р. Анмангынды состоит преимущественно из крупно- и среднегалечного материала с подчиненным количеством мелких валунов, гравия, песков, супесей. Мощность аллювиальных отложений варьируется в пределах 6–12 м» (Оленченко и др., 2023а).

«Судя по (Геологическая карта..., 1968) в районе исследований развиты ММП, мощность которых на водоразделах достигает 300 м, а в долинах рек сокращается до 80–100 м. Температура ММП в середине прошлого века в слое нулевых годовых колебаний составляла от минус 1,7 °С до минус 3,5 °С. Складчатые структуры района исследований осложнены многочисленными тектоническими разрывами субширотного и северо-западного простирания шириной от первых

метров до 35 м и более. Разломные зоны обычно имеют крутое падение – 70–90°» (Оленченко и др., 2023а).

«Подземные воды района делятся на подмерзлотные и надмерзлотные. Надмерзлотные воды находятся в таликах речных долин и образуют подрусловые потоки в рыхлых аллювиальных отложениях и в зоне экзогенной трещиноватости в коренных породах. По общепринятым представлениям, при промерзании подрусловых потоков подземные воды выходят на поверхность выше места перемерзания и формируют наледь. Однако генезис вод, формирующих Анмангындинскую наледь, до сих пор точно не определен» (Оленченко и др., 2023а).

«Наледная поляна, площадь которой составляет 7,6 км² (2 % от площади бассейна р. Анмангынды), сформировалась под воздействием ежегодно образующейся здесь наледи, которая представлена двумя округлыми ледяными массивами, соединенными между собой небольшим перешейком» (Оленченко и др., 2023а).

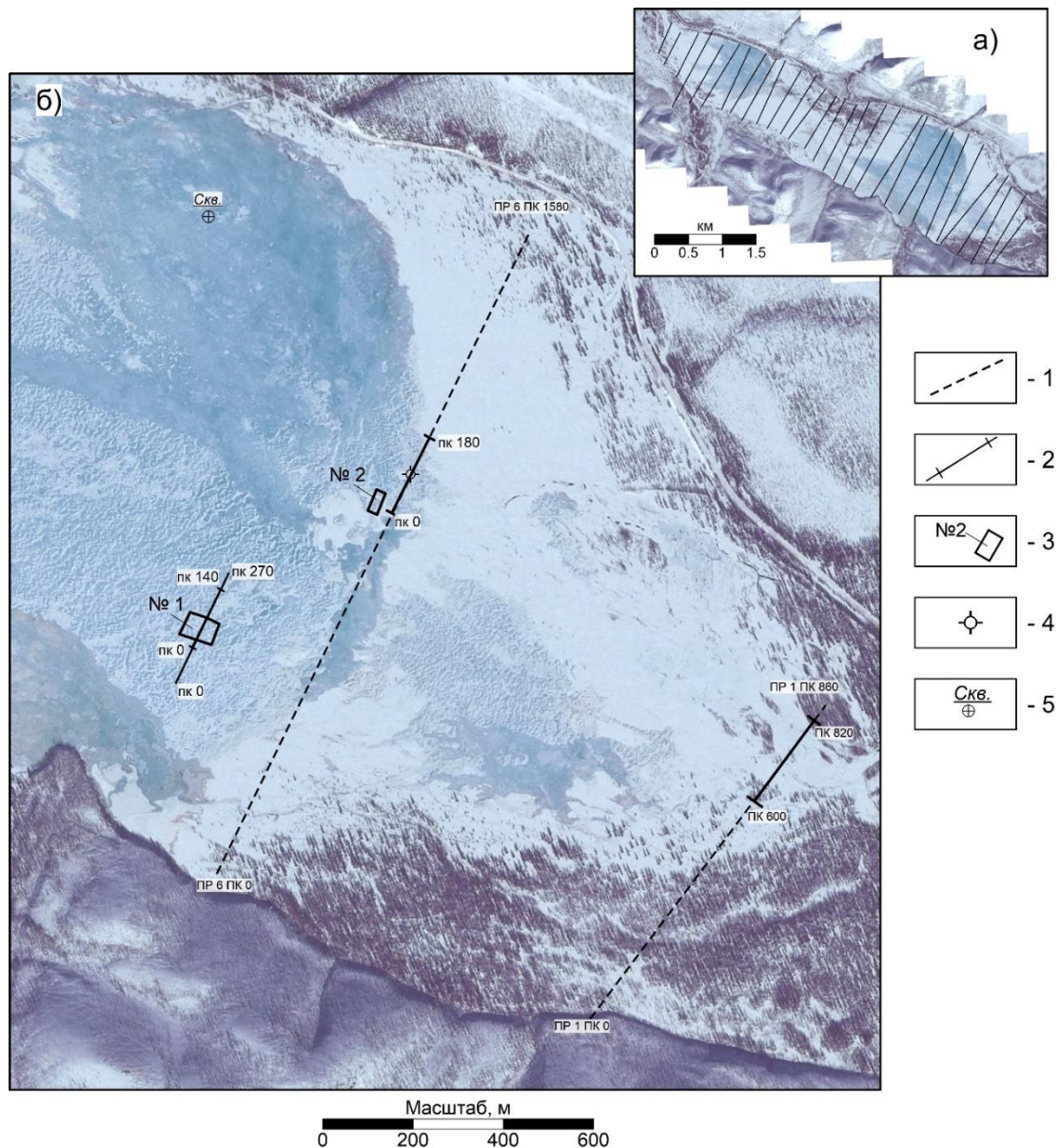
«Мощность наледи на конец периода наледообразования в 1962–1990 гг. изменялась от 1,1 до 1,8 м, средняя величина составила 1,5 м (Оленченко и др., 2023а). Её максимум, приведённый в отчетах Колымской УГМС, составил 5,9 м. Анализ материалов исторических наблюдений показал тенденцию сокращения размеров наледи с 1962 по 1990 г. (Алексеев и др., 2012а). Современная оценка, выполненная на основе данных дистанционного зондирования, также свидетельствует о значительном уменьшении её размеров и изменении сезонного режима формирования льда (Землянскова и др., 2023)» (Оленченко и др., 2023а).

В 1966 г. в верхней части наледной поляны сотрудниками ВСЕГИНГЕО в четырёх точках были выполнены зондирования методом ВЭЗ. Установленная мощность высокоомных пород, интерпретируемых как ММП, составляла 2, 20 и 12 м. Эти породы подстилались слоем с УЭС 100 Ом·м и менее, а в центральной части долины с глубины 30 м выявлены породы с УЭС менее 30 Ом·м. В то же время на основании данных ВЭЗ был сделан вывод о существовании глубокого сквозного талика выше наледи. Однако при этом не учитывалось, что некоторые пачки сланцев обладают очень низким УЭС даже в мёрзлом состоянии из-за большого содержания пирита.

Методы и методика исследований. Геофизические исследования на наледной поляне проведены в три этапа (Оленченко и др., 2023). На первом этапе в марте 2021 г. для определения толщины льда сотрудниками ИМЗ СО РАН К. П. Даниловым и И. И. Христофоровым выполнены ГРЛ на всей площади наледной поляны. На втором этапе в период максимального промерзания (март 2022 г.) при моём участии сделана детализация некоторых аномалий и проведены площадные работы на ключевых площадках методами ГРЛ и дипольно-осевые зондирования с бесконтактным измерением электрического поля (ДОЗ-БИЭП) с поверхности льда. Схема

расположения профилей показана на Рисунке 4.6. На третьем этапе под моим руководством проведены исследования методом ЭТ на ключевых участках, выбранных по результатам предыдущих работ.

Для ГРЛ применялся георадар ОКО-3 с антенным блоком (центральная частота 250 МГц). Зондирование БИЭП выполнялось дипольно-осевой установкой с аппаратурой «ВЕГА», работающей на частоте 16 кГц и использующей ёмкостные линии длиной 5 или 10 м в качестве источника и приёмника поля. Для ЭТ применялась многоканальная аппаратура «Скала-48к12» с комбинацией трёхэлектродной и симметричной установок.



1 – профили ГРЛ 2021 г.; 2 – профили и интервалы исследований 2022 г.; 3 – площадки детальных исследований; 4 – скважина, вскрывшая источник напорных вод; 5 – термометрическая скважина.

Рисунок 4.6 – Схема расположения профилей ГРЛ 2021 г. (а) и участков работ 2022 г. (б) на спутниковом снимке Bing.com/maps/

Результаты исследований

Проведённый «анализ радарограмм по всем профилям 2021 г. показал, что на многих амплитудных разрезах кроме границы «лёд–порода» и границы сезонного промерзания выделяются крупные гиперболы дифракции с интенсивной отраженной волной (Оленченко и др., 2023, а). При этом в месте образования гиперболы отмечается резкое сокращение глубины сезонного промерзания (Рисунок 4.7), вплоть до исчезновения отражающей границы от подошвы СМС. Такие гиперболы наблюдаются над русловыми протоками реки и предположительно в тех местах, где происходит разгрузка подземных вод в русло. На Рисунке 4.7 (ПК 742,5 и 770 м) на радарограммах отчетливо проявляются вертикальные аномалии, которые возможно связаны с разгрузкой подземных вод из разломных зон» (Оленченко и др., 2023а).

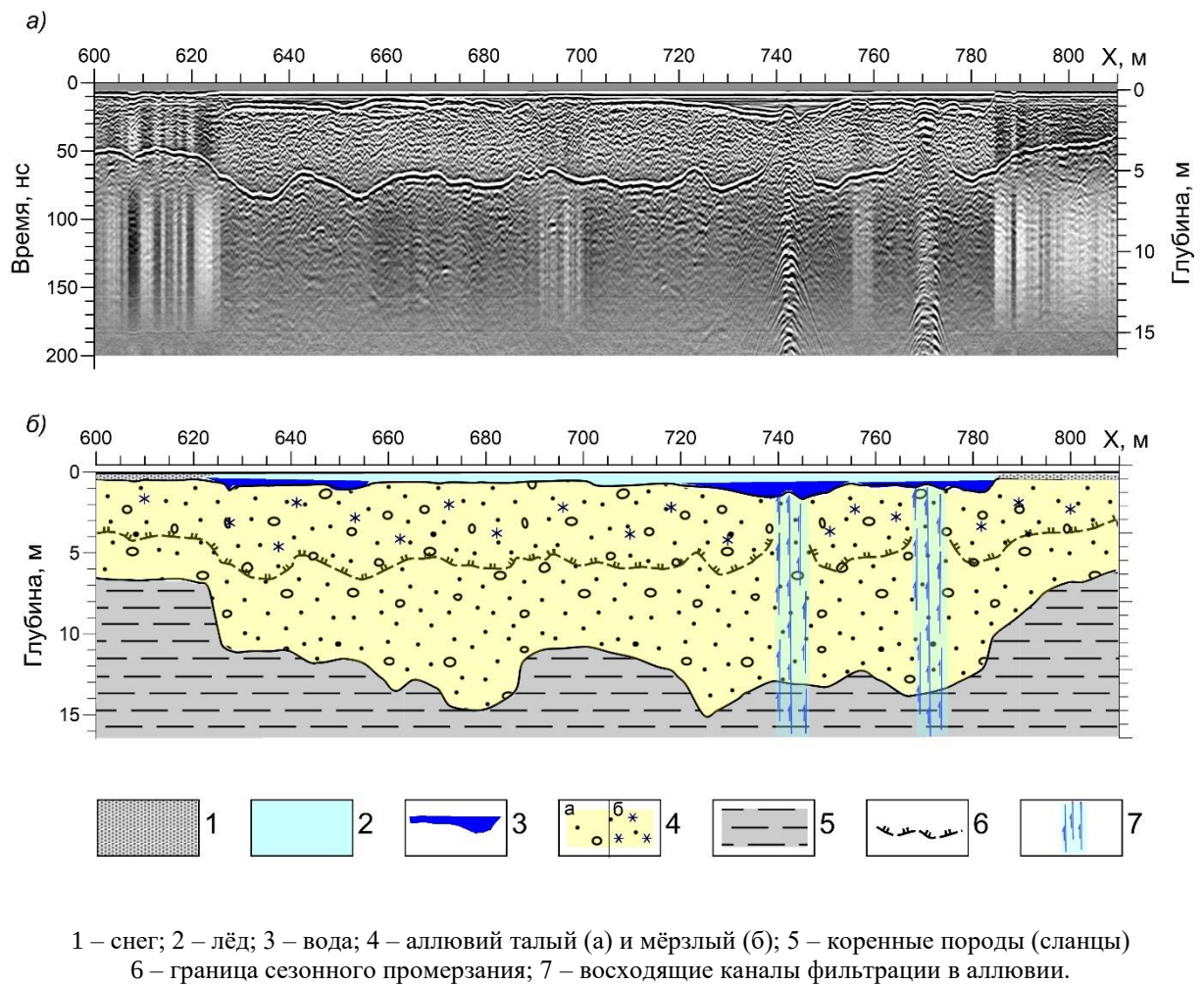


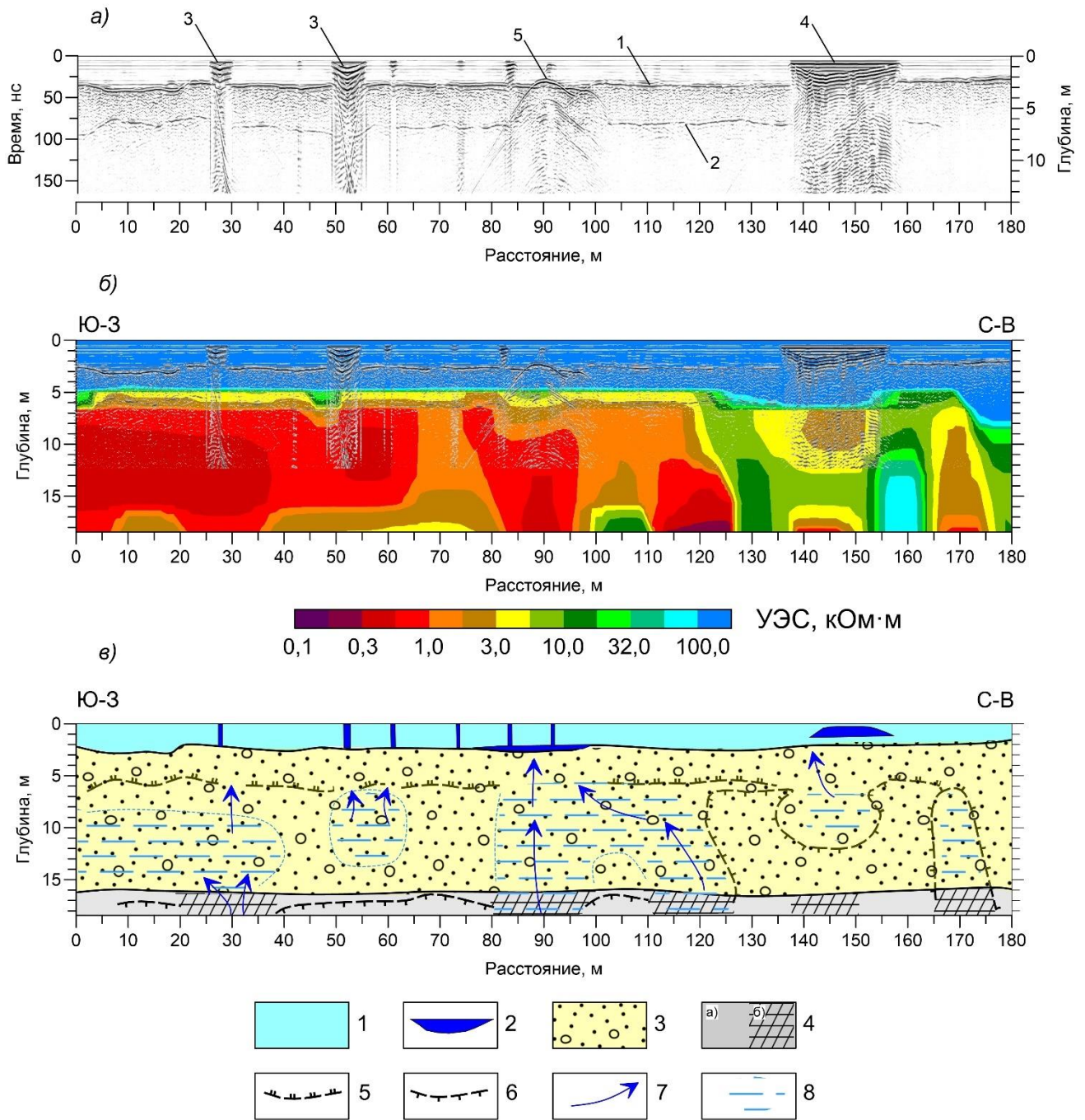
Рисунок 4.7 – Фрагмент радарограммы по профилю № 1 через долину р. Анмангында (а) и его интерпретация (б) по (Оленченко и др., 2023, а)

«В 2022 г. на отрезке, длиной 190 м (профиль № 6), где по результатам ГРЛ прошлого года выделены интенсивные гиперболы дифракции, было выполнена повторное ГРЛ. На радарограмме 2022 г. отмечена серия трещин и ледяной бугор между ПК 135–160 м в виде интенсивных переотражений сигнала (Рисунок 4.8, а), которые обычно связывают с наличием воды в породах. Это означает, что внутри ледяного бугра находилась вода в жидком состоянии, а свежие трещины образовались в результате давления воды» (Оленченко и др., 2023, а).

«В интервале 165–180 м отражающая граница от подошвы СМС пропадает, что объясняется сливающимся типом мёрзлой толщи в данном месте. На этом же отрезке профиля № 6 проведены ДОЗ-БИЭП. В результате двумерной инверсии построен геоэлектрический разрез, на который вынесены отражающие границы, полученные по ГРЛ (см. рис. 4.8, б). Лёд и сезонномёрзлый аллювий выделяются слоем аномально высокого УЭС, достигающего 800 кОм·м. По данным ГРЛ мощность льда составила 2–3 м, а глубина сезонного промерзания аллювия – 2,8–3,8 м. На геоэлектрическом разрезе между ПК 0–125 м с глубины 5 м наблюдается уменьшение УЭС пород до 0,5–1,0 кОм·м с локальными областями 0,35–0,45 кОм·м. Предполагается, что такие области пониженного УЭС соответствуют каналам горизонтальной фильтрации подземных вод в талом аллювии» (Оленченко и др., 2023, а).

«С глубины около 17 м отмечается повышение УЭС, что интерпретируется как влияние кровли ММП на распределение электрического тока, поэтому на интерпретационном разрезе показано положение кровли многолетнемёрзлых пород. Однако реальное положение кровли ММП может быть немного глубже, так как в данном случае ограниченная глубинность зондирований не даёт возможности уверенно выделить геоэлектрическую границу» (Оленченко и др., 2023, а).

«В северо-восточном окончании разреза в интервале ПК 125–180 м УЭС пород преимущественно высокое, более 10 кОм·м, что соответствует мёрзлому состоянию. На ПК 140–155 м под ледяным бугром на глубине 6–10 м выделяется локальная аномалия пониженного УЭС, интерпретируемая как промерзающий подрусловой талик. Анализ данных показывает, что ледяной бугор сформировался в результате выжимания воды из талика на поверхность» (Оленченко и др., 2023, а).



На радарограмме: 1 – отражающая граница «лёд-аллювий»; 2 – отражение от подошвы сезонномёрзлого слоя; 3 – аномалии в области трещин; 4 – аномальный отражённый сигнал в пределах ледяного бугра; 5 – гипербола дифракции в зоне разгрузки подземных вод под лёд. На разрезе интерпретации: 1 – лёд; 2 – вода; 3 – аллювий; 4 – коренные породы (а), трещиноватые в разломной зоне (б); 5 – граница сезонного промерзания; 6 – граница ММП; 7 – предполагаемое направление движения подземных вод; 8 – обводнённые породы по каналам фильтрации.

Рисунок 4.8 – Радарограмма (а), разрез УЭС пород по данным ДОЗ-БИЭП (б) по фрагменту профиля № 6 и интерпретация (в) по (Оленченко и др., 2023, а)

«Между ПК 80–100 м находятся две интенсивные гиперболы дифракции, которые согласно летнему спутниковому снимку, попадают в русло реки. На этом участке также отмечается (Оленченко и др., 2023, а) прерывание отражений от подошвы слоя сезонного промерзания. Вышеперечисленные признаки указывают на область разгрузки подземных вод из аллювия под лёд (субгляциальная разгрузка) (см. рис. 4.8, в). Под предполагаемым каналом разгрузки на глубине 12–18 м выделяется вертикальная область низкого УЭС (см. рис. 4.8, б), которая скорее всего связана с обводнённой разломной зоной в коренных породах. Подобные вертикальные аномалии низкого УЭС выявлены на интервалах профиля 0–10 м; 25–35 м; 85–95 м; 115–125 м; 140–150 м; 165–175 м».

«Результаты исследований наводят на мысль, что наряду с горизонтальным стоком в аллювии существует и восходящая фильтрация по узким зонам тектонической трещиноватости в коренных породах. Отметим, что аномалия на радарограмме, интерпретируемая как канал разгрузки подземных вод, пространственно совпадает с аномалией низкого УЭС в коренных породах (Оленченко и др., 2023а) (см. рис. 4.8, б).

На увеличенном фрагменте радарограммы с элементами интерпретации (Рисунок 4.9) хорошо заметно, что в области гипербол дифракции отсутствует отражающая граница от подошвы слоя сезонного промерзания, что свидетельствует о талом состоянии пород под гиперболами дифракции и даёт основание интерпретировать такие гиперболы как места разгрузки подземных вод из аллювия под лёд (субгляциальной разгрузки).

«Для верификации аномалии 25.03.2022 г. на ПК 90 м была пробурена скважина (Оленченко и др., 2023, а). С глубины 2,4 м были вскрыты напорные воды, а на 3,0 м – кровля аллювиальных отложений. Столб воды высотой около 0,25 м изливался в течение двух суток наблюдений, не снижая напора. С помощью кондуктометра Hanna HI98130 Combo были определены свойства воды и её температура: УЭС с точностью 2 % составила 192 Ом·м, рН – 6,74, общая минерализация – 26 ppm (0,5). Температура воды в момент появления была равной минус 0,07 °С, но через некоторое время поднялась до плюс 0,2 °С. Эти вариации можно списать на погрешность прибора, которая по паспортным данным составляет $\pm 0,5$ °С» (Оленченко и др., 2023а).

При исследовании наледи на Аляске зарубежные коллеги (Terry et al., 2020) получали похожие радарограммы, на которых резко сокращалась глубина до отражающей границы от подошвы слоя сезонного промерзания в местах интенсивных переотражений или гипербол дифракции, например интервал профиля 200–220 м на Рисунке 4.10. Однако они не поняли, с чем связаны подобные аномалии, и ограничились описанием отражающих границ от подошвы льда и сезонномёрзлого слоя.

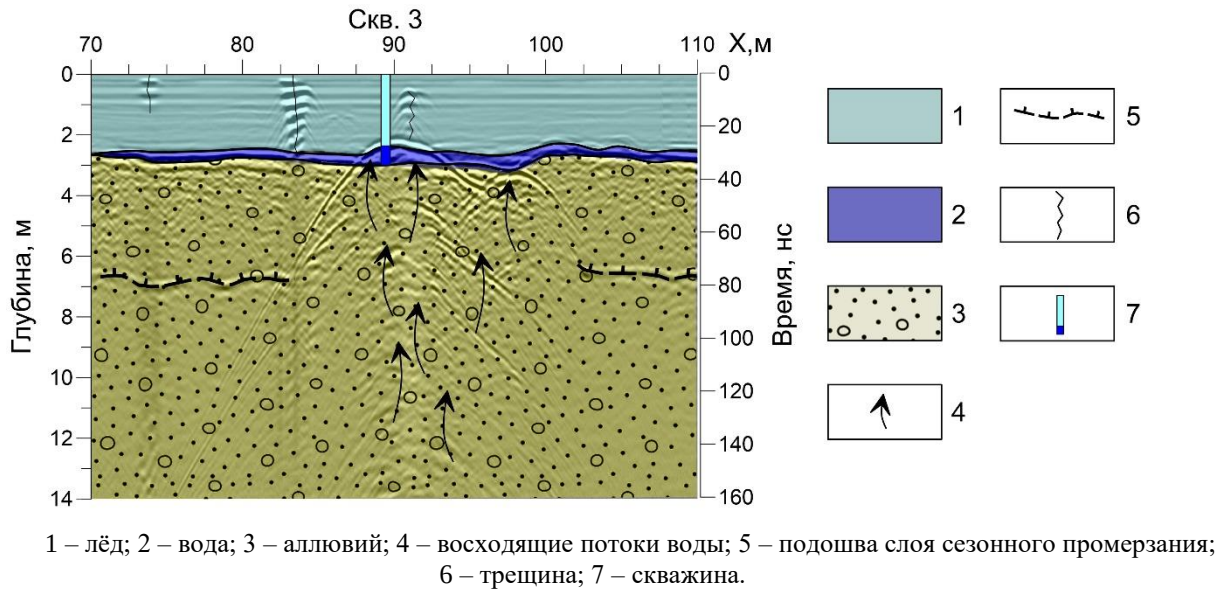
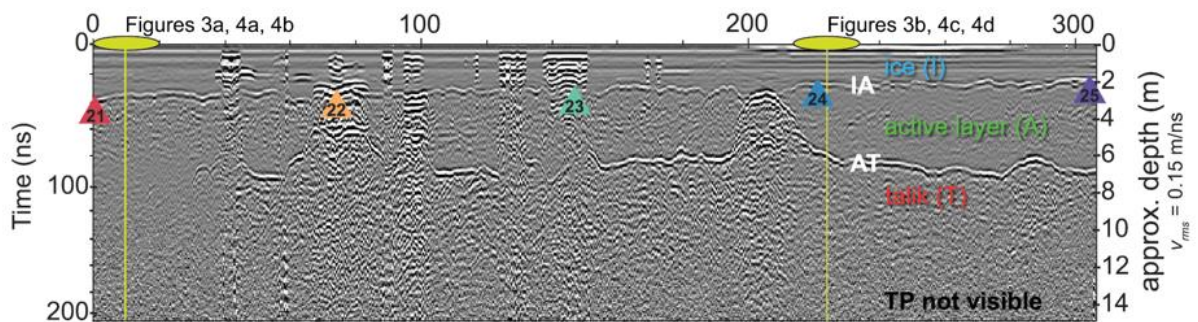


Рисунок 4.9 – Фрагмент радарограммы через участок субгляциальной разгрузки подземных вод на площадке № 2 с элементами интерпретации

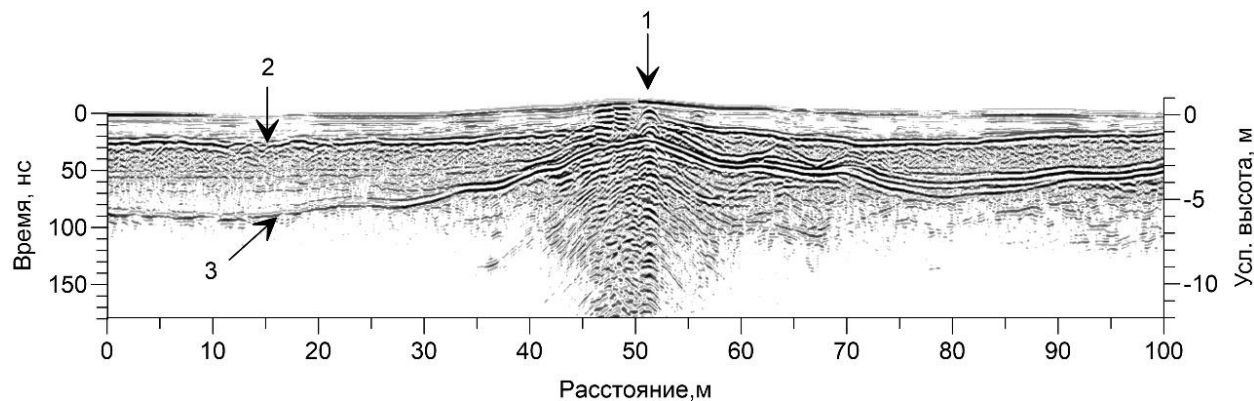


IA – граница льда и сезонномёрзлого слоя; AT – граница сезонного промерзания

Рисунок 4.10 – Радарограмма через наледь Купарук (Аляска), апрель 2017 г, частота 160 МГц, (Terry et al., 2020)

Для подтверждения связи малой глубины сезонного промерзания с вертикальными каналами разгрузки наледных вод были проведены ГРЛ зондирования через наледный бугор, из которого выходила вода на наледь. «Бугор располагался на ключевом участке № 1 (см. рис. 4.6). По данным ГРЛ в месте разгрузки воды на наледь установлено сокращение глубины сезонного промерзания с 4,5 м до 0 м (Рисунок 4.11). Радарограмма построена с учётом рельефа бугра, поэтому шкала глубины представляет собой условные высотные отметки. Канал разгрузки подземных вод в аллювии и обводнённые песчано-галечниковые отложения выделяются на радарограмме повышенной интенсивностью отраженного сигнала» (Оленченко и др., 2023, а).

«Закономерно возник вопрос, что из себя представляет канал разгрузки? Является ли он вертикальной «трубой» или же это линейная структура вдоль русла? Для ответа на этот вопрос были выполнены площадные зондирования ГРЛ и построена карта сезонного промерзания» (Оленченко и др., 2023, а).



1 – место выхода воды на наледь; 2 – граница «лёд-аллювий»; 3 – граница сезонного промерзания

Рисунок 4.11 – Радарограмма через ледяной бугор на площадке №1

по:(Оленченко и др., 2023, а)

«Анализ ортофотоплана и карты глубины сезонного промерзания показал (Оленченко и др., 2023, а), что источник наледных вод расположен в одном из ветвящихся русел р. Анмангында (Рисунок 4.12, а). Наблюдается закономерное уменьшение глубины промерзания под руслом в виде линейной аномалии пониженных значений глубины сезонного промерзания, в то же время, в месте формирования бугра отмечается область пониженных значений глубины сезонного промерзания овальной формы размером 5×15 м (см. рис. 4.12, б). Это означает, что разгрузка подземных вод, препятствующая сезонному промерзанию, происходит в ограниченной области и вероятно по вертикальному каналу. Кроме этого, выявлены локальные аномалии глубины сезонного промерзания меньших размеров (показаны стрелками на рисунке 4.12, б). Предполагается, что в этих местах также происходит разгрузка подземных вод в виде ключей, представляющих вертикальные восходящие потоки воды в аллювии» (Оленченко и др., 2023, а).

«Сопоставление геоэлектрического разреза и радарограммы через ледяной бугор показало совпадение отражающих георадарных границ с границами пород разного УЭС (Рисунок 4.13). При этом над обводнёнными таликами, выделенными по УЭС, отмечается увеличение интенсивности отраженного георадарного сигнала. Место образования ледяного бугра (место разгрузки подземных вод на наледь) расположено над аномалией низкого УЭС, интерпретируемой как канал горизонтальной фильтрации подземных вод» (Оленченко и др., 2023, а).

Связь подземных вод аллювиальных отложений в подрусловом талике с водами разломных зон в коренных породах прослеживается на геоэлектрических разрезах, построенных по результатам площадных исследований и трёхмерной инверсии данных ЭТ на площадке № 1 (Оленченко и др., 2023, а), где зимой образовывался наледный бугор (см. рис. 4.6).

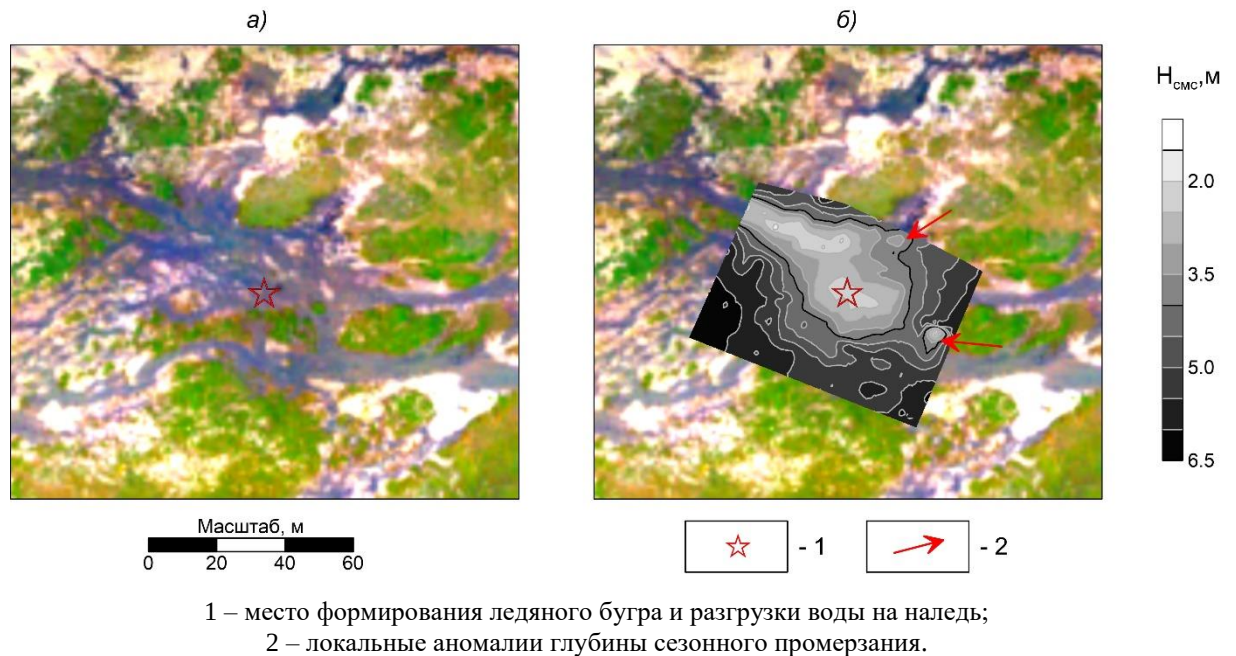


Рисунок 4.12 – Летний ортофотоплан участка формирования ледяного бугра (а) и карта глубины сезонного промерзания по данным георадиолокационной съемки 2022 г. (б)

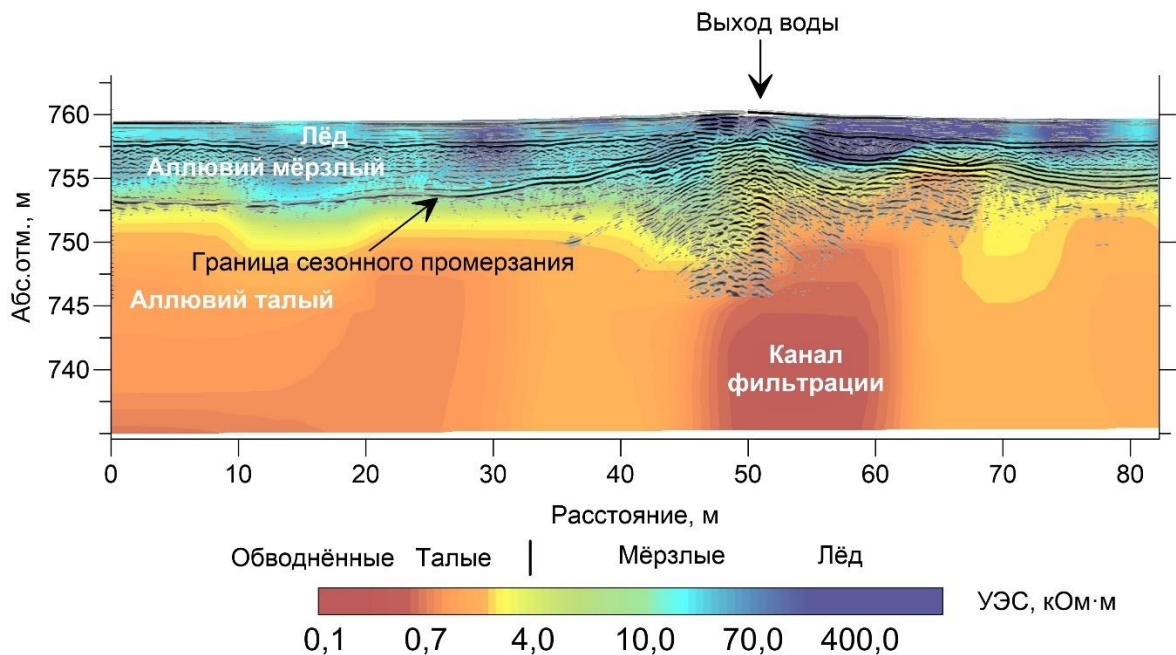
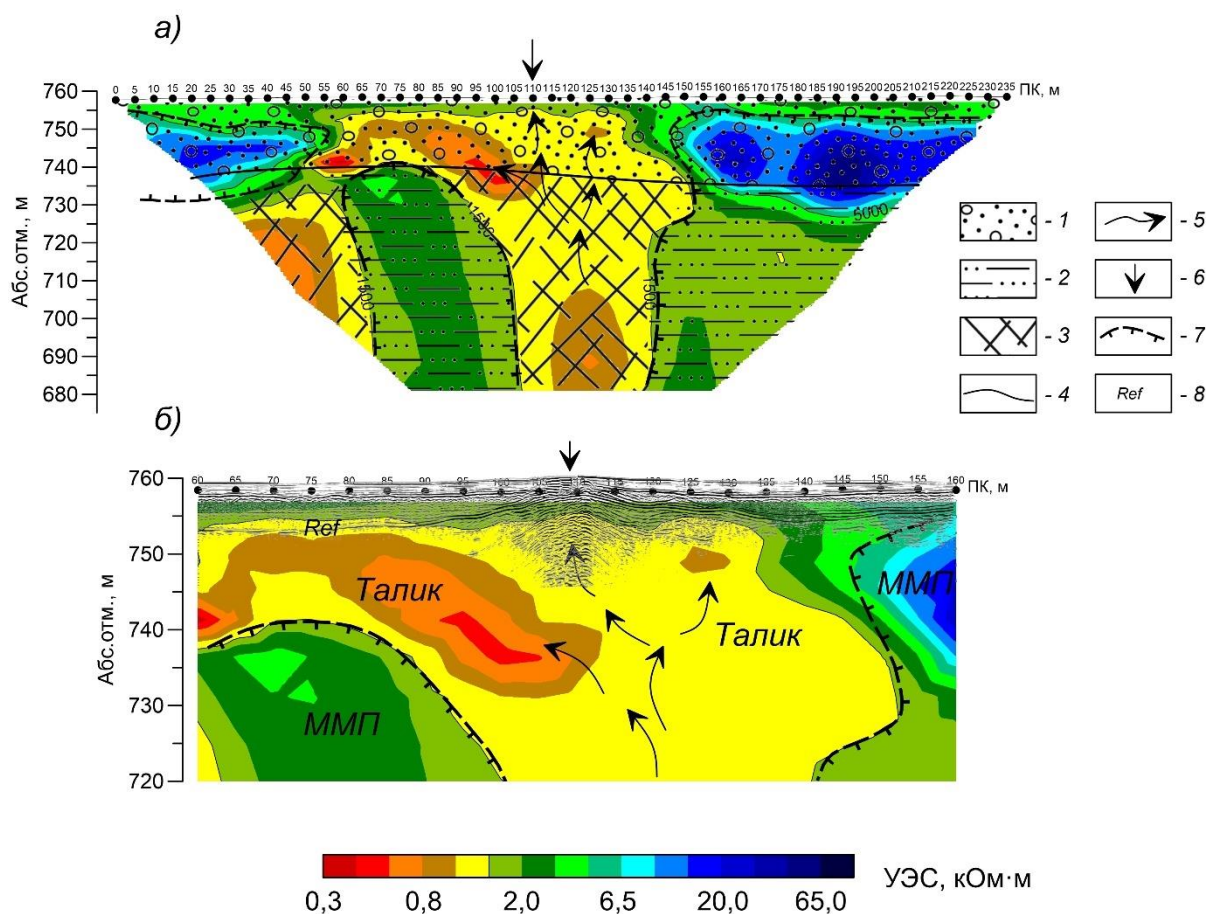


Рисунок 4.13 – Сопоставление радарограммы и геоэлектрического разреза по результатам 2-D инверсии данных ДОЗ-БИЭП с элементами интерпретации

Как следует из Рисунка 4.13, бугор образуется над низкоомными аллювиальными отложениями (подрусловым таликом), а в коренных породах проявляется вертикальная аномалия низкого УЭС, интерпретируемая как разломная зона повышенной трещиноватости, по которой вероятно поступают глубинные воды в аллювиальные отложения (Рисунок 4.14, а). Сопоставление «зимней» радарограммы и фрагмента разреза УЭС пород в период максимального оттаивания показало, что ниже отражающей границы от подошвы сезонномёрзлого слоя находятся талые породы с УЭС 0,42 – 1,50 кОм·м (см. рис. 4.14, б). Над каналами фильтрации глубина сезонного промерзания минимальна, а сами каналы выделяются по пониженному УЭС пород (ПК 110, ПК 125).



1 – аллювий; 2 – песчано-глинистые сланцы; 3 – разломная зона; 4 – литологическая граница; 5 – предполагаемое направление движения воды; 6 – место выхода воды на наледь; 7 – предполагаемая граница ММП; 8 – отражающая граница от подошвы сезонно-мёрзлого слоя в зимний период.

Рисунок 4.14 – Вертикальный срез 3D модели по профилю через участок образования наледного бугра по данным ЭТ (а) и увеличенный фрагмент разреза с радарограммой в зимний период (б) по: [Оленченко и др., 2024]

В объёмной модели распределения УЭС наглядно просматривается связь областей пониженного УЭС в подрусловом талике и разломной зоне (Рисунок 4.15). При этом изоповерхность УЭС 1,5 кОм·м оконтуривает и вертикальный канал разгрузки подземных вод из аллювия на поверхность.

Выше (п. 4.1) было показано, что каналы фильтрации подземных вод в обводнённых песчаных отложениях бестяхской террасы выделяются локальными низкоомными аномалиями, а в трёхмерной геоэлектрической модели – в виде «трубы» с низким УЭС (см. рис. 4.3). Аналогичные геоэлектрические модели каналов фильтрации в подрусловом талике получены и пределах наледной поляны на р. Анмангында.

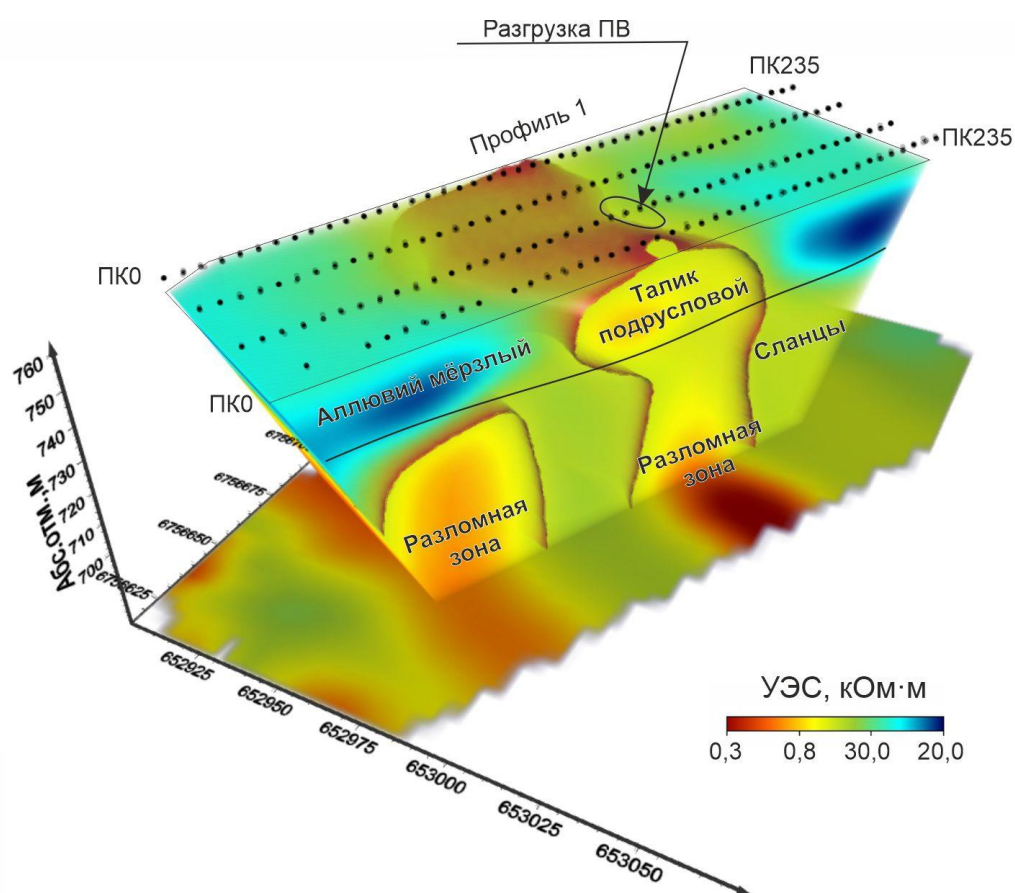


Рисунок 4.15 – Объёмное распределение УЭС пород по результатам 3-D инверсии данных электротомографии на площадке разгрузки подземных вод (ПВ)

Полученные результаты. Полевые исследования на эталонных объектах показали, что на геоэлектрических разрезах каналы фильтрации подземных вод субэдральной криолитозоны выделяются аномалиями пониженного УЭС, а в объёмных геоэлектрических моделях – в виде трубообразных зон пониженного сопротивления.

Важным является тот факт, что даже в обводненных аллювиальных отложениях каналы фильтрации имеют меньшее УЭС по отношению к обводнённой вмещающей среде. Это объясняется спрямлением токовых каналов при изменении структуры порового пространства в процессе суффозионного выноса мелких частиц песка.

Установлено что вертикальные каналы разгрузки подземных вод в пределах наледей выделяются интенсивными гиперболами дифракции на радарограммах, сопровождающимися зонами пониженных УЭС.

Выявленные геофизические признаки каналов фильтрации и разгрузки подземных вод субэкральной криолитозоны имеют важное прикладное значение при разработке инженерных мероприятий по защите от суффозионных и наледных процессов.

В результате сформулируем третье защищаемое положение.

В трёхмерных геоэлектрических моделях криолитозоны каналы фильтрации подземных вод выделяются трубообразными аномалиями пониженного УЭС, а пути их субгляциальной разгрузки маркируются сочетанием интенсивных гипербол дифракции на радарограммах и зонами пониженного УЭС на геоэлектрических разрезах.

Эти критерии интерпретации необходимо использовать для разработки мероприятий по инженерной защите от термосуффозионных процессов и наледей.

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СУБАКВАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ОЗЁРНОГО ТЕРМОКАРСТА

Исследования выполнены на акватории лагуны Уомуллах-Кюель, которая является типичной термокарстовой котловиной, преобразованной в лагуну. Результаты опубликованы в (Оленченко и др., 2023, б). На основе этой публикации составлена текущая глава диссертации.

«Лагуна Уомуллах-Кюель находится в юго-восточной части моря Лаптевых на полуострове Быковский (Рисунок 5.1). Это обычная термокарстовая котловина размером $2,3 \times 1,0$ км. Лагуна образовалась в результате термоабразии береговой линии, когда разрушается перемычка между морем и термокарстовой котловиной. Такой механизм образования лагун типичен для региона» (Оленченко и др., 2023, б).

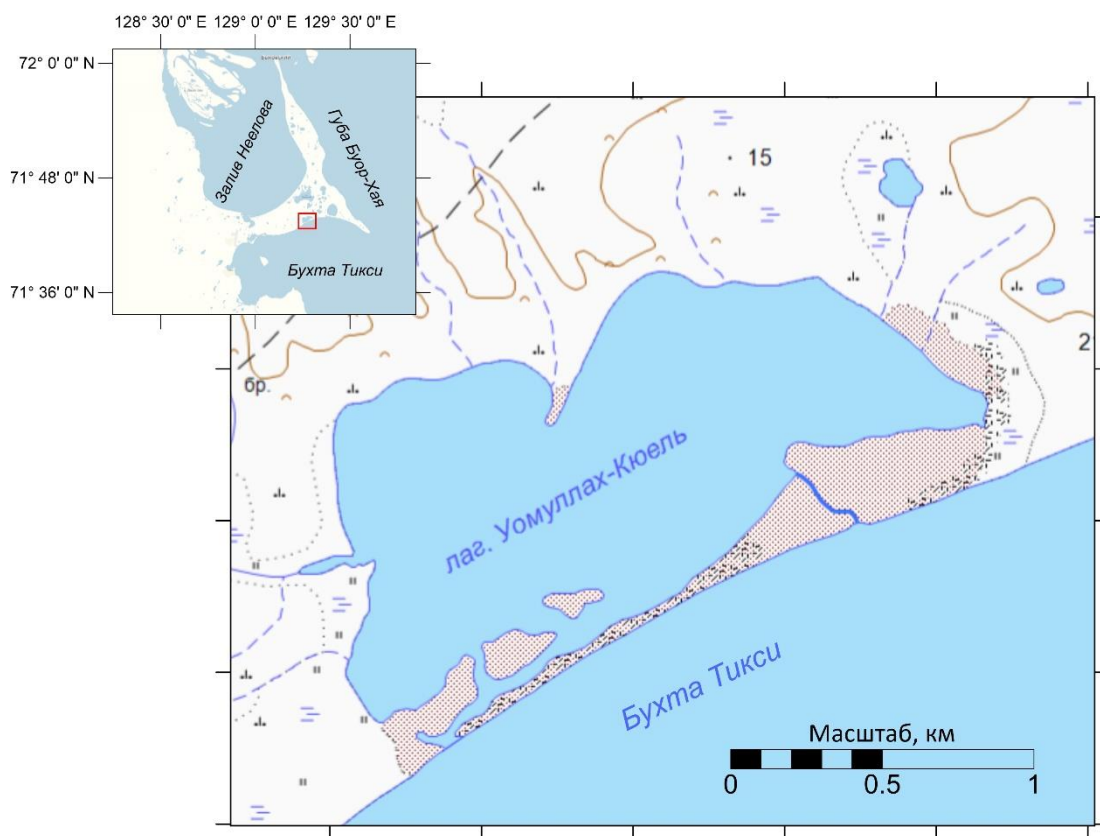


Рисунок 5.1 – Схема расположения лагуны Уомуллах-Кюель (полуостров Быковский)
по: (Оленченко и др., 2023б)

«Согласно (Куницкий, 1989; Kotlyakov, Khromova, 2002) мощность ММП в районе исследований достигает нескольких сотен метров, они имеют сплошной тип распространения и температуру на подошве слоя годовых колебаний на едоме около минус 11 °С и минус 9 °С в границах аласных котловин (Оленченко и др., 2023, б). Термокарст, термоэрозия и термоабразия побережья формирует современную поверхность полуострова. В этих местах распространены

едомные холмы высотой до 40 м и множество озёр и термокарстовых депрессий (аласов) (Слагода, 1993; Grosse et al., 2005, 2007)» (Оленченко и др., 2023, б).

«Из источника (Слагода, 1993) известно, что южный берег полуострова сложен раннечетвертичными флювиальными крупнозернистыми песками и гравием с растительными остатками массивной криотекстуры. Они перекрыты ледовым комплексом, выполненным пылеватými песками, гравием и супесью с полосчатой криотекстурой» (Оленченко и др., 2023, б).

В рамках российско-германских научных исследований (Strauss et al., 2018) в центре лагуны Уомуллах-Кюель была пробурена скважина глубиной 33,5 м с отбором керна (Рисунок 5.2).

Вскрытая мощность льда составляла 1,2 м, ниже залегали глинистые илы, промороженные до глубины 3,6 м. Глубже (до 4,8 м) породы были охлажденными и представлены глинистым илом. В интервале 4,8–6,25 м – чередование заиленного песка и средне-крупнозернистого песка. С глубины 6,55 м до 8,65 м были вскрыты глинистые мелкозернистые пески. В интервале 8,65–9,3 м – песок мелкозернистый, мёрзлый. Ниже, до глубины 33,3 м, чередуются прослой заиленного песка, мелкого и крупнозернистого песка и на забое скважины - песка с галечником. С глубины 17,4 м до 20,2 м отмечались тонкие прослой мёрзлого песка, а в интервале 20,8–23,5 м вскрыт мёрзлый песок разной зернистости. В интервале 23,5–33,0 м – отложения охлаждённые, а с 33,0 м до забоя на 33,5 м – мёрзлые (Оленченко и др., 2023, б).

Термометрия по скважине показала, что температура пород изменялась от минус 3,20 °С до минус 5,08 °С в интервале глубин от 4 до 29 м.

Бурение показало, что под дном лагуны образован талик (Оленченко и др., 2023, б). Его образование связано как с отепляющим действием воды, так и с диффузией соли из морской воды и понижением температуры замерзания поровых растворов (Анисимов, 2012).

В пределах лагуны были проведены зондирования методом ЗСБ со льда соосной установкой с генераторной петлёй размером 50×50 м и приёмной петлёй 18×18 м. В летний период проведены исследования методом ЭТ в наземной и морской модификациях аппаратурой «Скала-48» и «Syscal Deep Marine». Подробная методика измерений опубликована в (Оленченко и др., 2023б). Схема расположения профилей ЗСБ и ЭТ показана на Рисунке. 5.3.

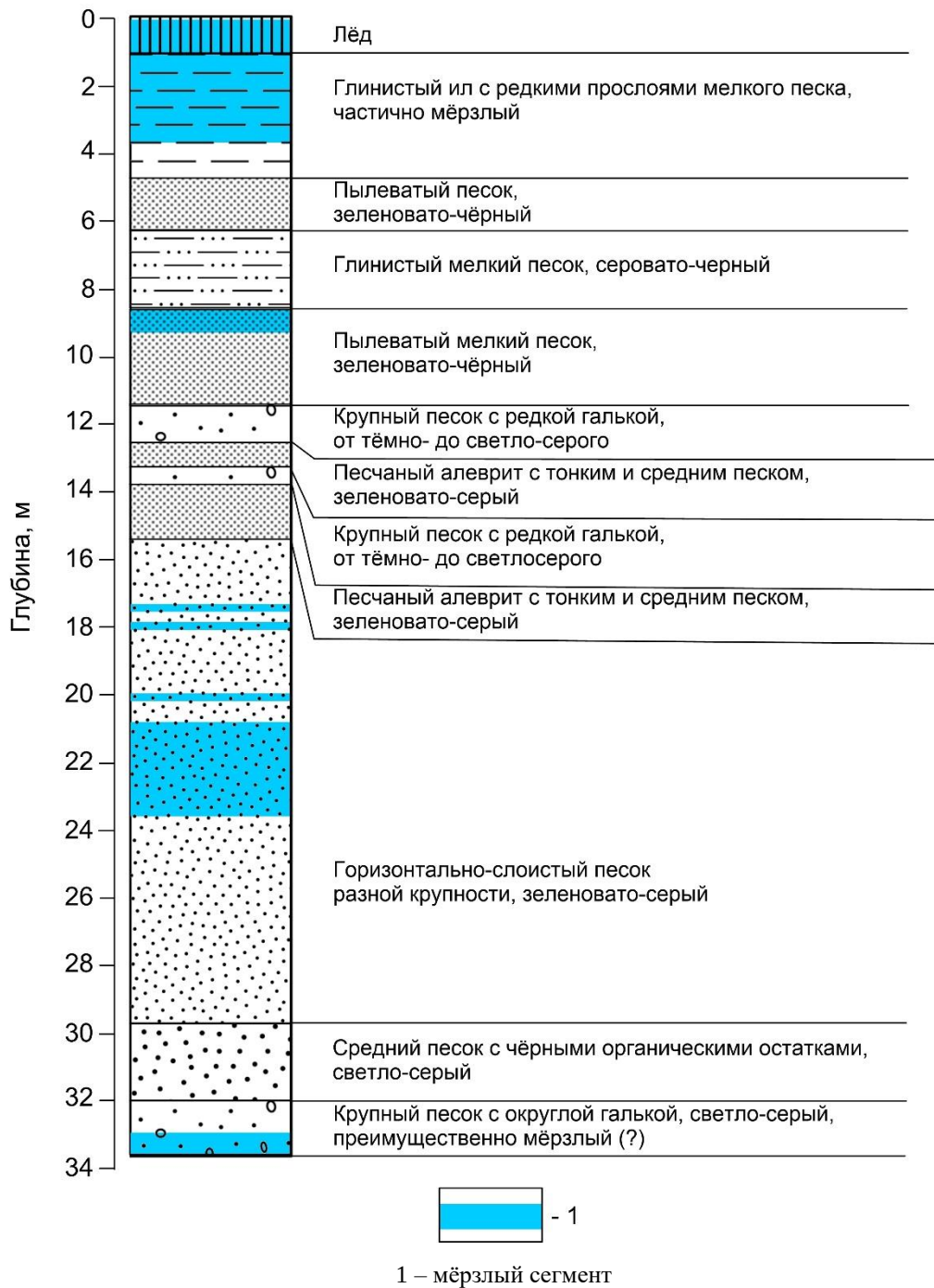
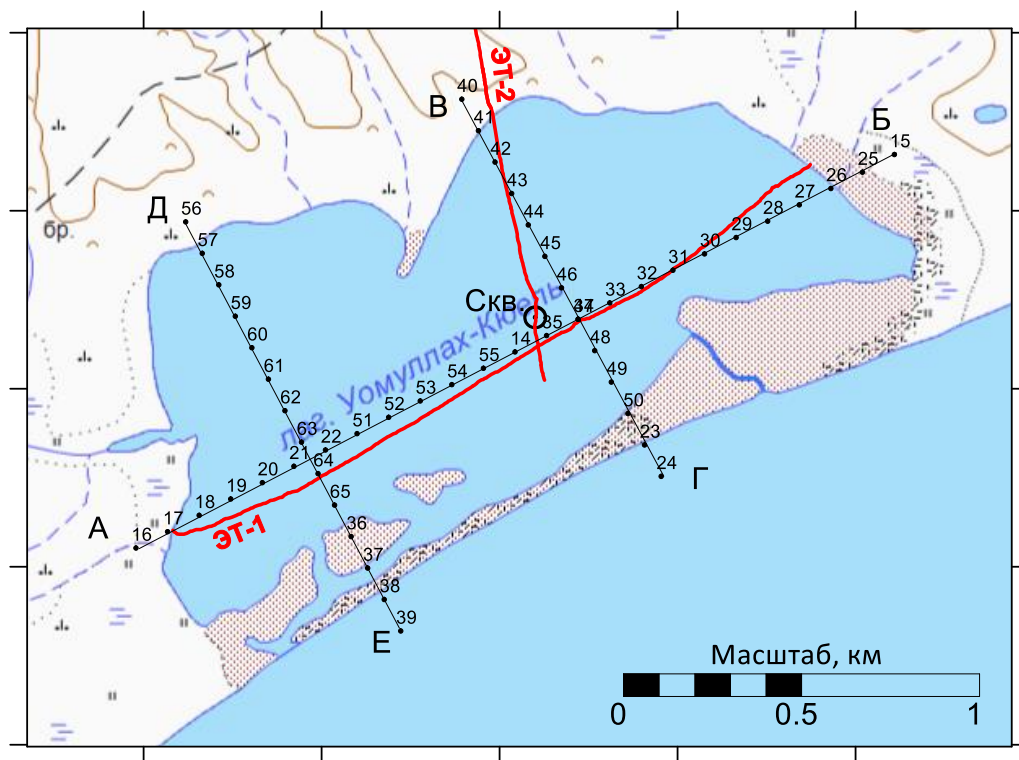


Рисунок 5.2 – Разрез по скважине PG2410 в лагуне Уомуллах-Кюель по: (Strauss et al., 2018)



1– пункты ЗСБ; 2 – профиль и его номер; 3 – скважина.

Рисунок 5.3 – Схема расположения геофизических профилей по: (Оленченко и др., 2023, б)

5.1. Геоэлектрическое строение разрезов лагуны по данным электромагнитных и электрических зондирований

По данным ЗСБ в местах неглубокого залегания кровли ММП были получены кривые кажущегося сопротивления (ρ_t), «имеющие относительно простую форму и отражающие трёхслойное строение разреза с проводящим средним слоем (Оленченко и др., 2023, б). Такая типичная кривая показана на Рисунке 5.4, а. Неожиданной оказалась форма кривой ρ_t на ПК 35, в середине лагуны (см. рис. 5.4, б). Ожидалось, что с увеличением глубины подошвы талика минимум на кривой ρ_t будет смещаться в более поздние времена. Однако в середине лагуны кривая ρ_t имеет сложную форму и отражает пятислойное» (Оленченко и др., 2023, б).

«По результатам одномерной инверсии данных ЗСБ на геоэлектрическом разрезе по длинной оси лагуны (линия А–Б, на рисунке 5.3) в верхней части разреза выделен слой с УЭС 1,2–1,8 Ом·м переменной мощности от 2–10 м до 30 м в центре (Рисунок 5.5). Низкое сопротивление слоя даёт основание полагать, что таким образом выделяются засоленные породы при отрицательной температуре» (Оленченко и др., 2023, б).

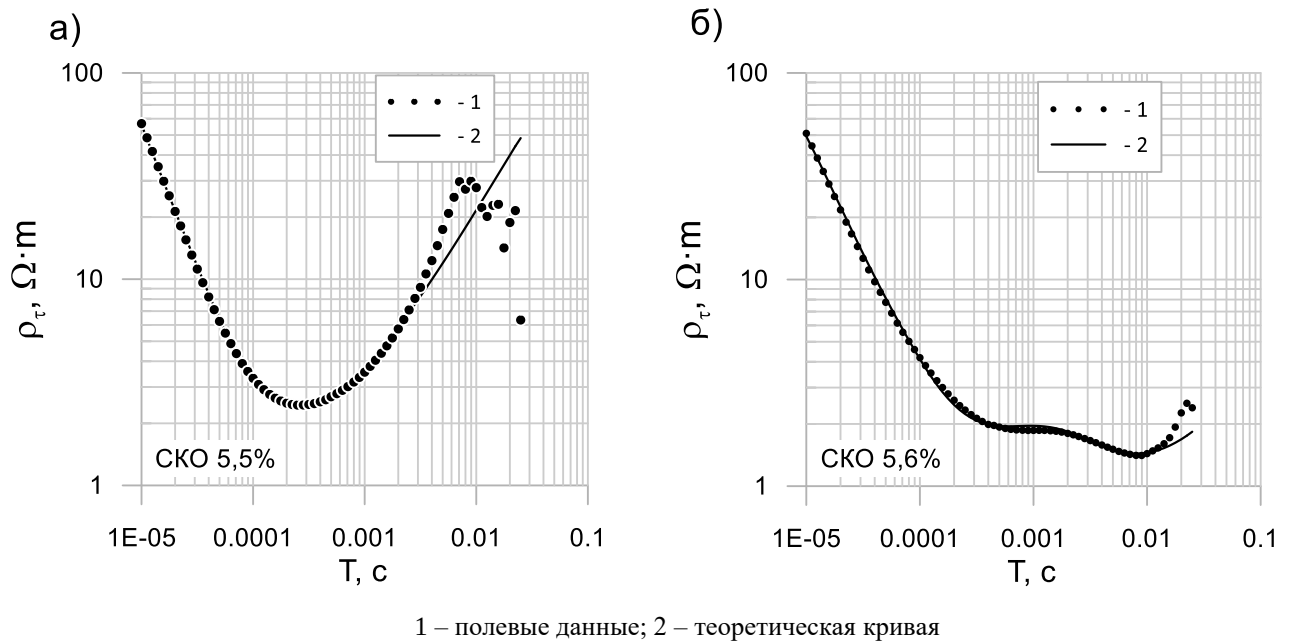


Рисунок 5.4 – Кривые кажущегося УЭС на ПК 51 (а) и ПК 35 (б)
по: (Оленченко и др., 2023, б)

«Ниже залегают породы с УЭС 400–500 Ом·м, предположительно незасолённые мёрзлые, что согласуется с результатами бурения. А в интервале глубин 50–85 м выделяется ещё один слой с низким УЭС (0,5–1,2 Ом·м), обусловленным увеличением солёности пород на этой глубине.

Предполагается, что второй слой низкого УЭС связан с существованием реликтового талика под термокарстовой котловиной. Однако низкое УЭС пород в реликтовом талике, указывающее на их засоленность, требует объяснений, поскольку палеозеро было пресным» (Оленченко и др., 2023, б).

«На геоэлектрическом разрезе по линии В–Г (Рисунок 5.6, а) прослеживается изменение строения по направлению от береговой линии до границы лагуны и моря. При этом УЭС промежуточного слоя мёрзлых пород понижается в 10 раз, что, вероятно, связано как с повышением температуры, так и с увеличением засоленности пород вследствие диффузии соли со стороны моря» (Оленченко и др., 2023, б).

«На этом же разрезе видно, что слой низкого УЭС, интерпретируемый как реликтовый талик, непрерывно прослеживается в направлении границы лагуны и моря. Следовательно, существует гидравлическая связь между породами реликтового талика и породами, расположенными под современным морем.

Термокарстовая котловина, в которой образовалась лагуна Уомуллах-Кюель, имеет сложную форму и, вероятно, образована слиняем двух котловин меньших размеров. Этот вывод следует из анализа разреза УЭС по линии Д–Е (см. рис. 5.6, б) через юго-западную часть лагуны. На этом разрезе слоем низкого УЭС выделяется только современный талик, развитый до глубины

10 м. Вероятно, что эта часть котловины имеет более молодой возраст, чем северо-восточная» (Оленченко и др., 2023, б).

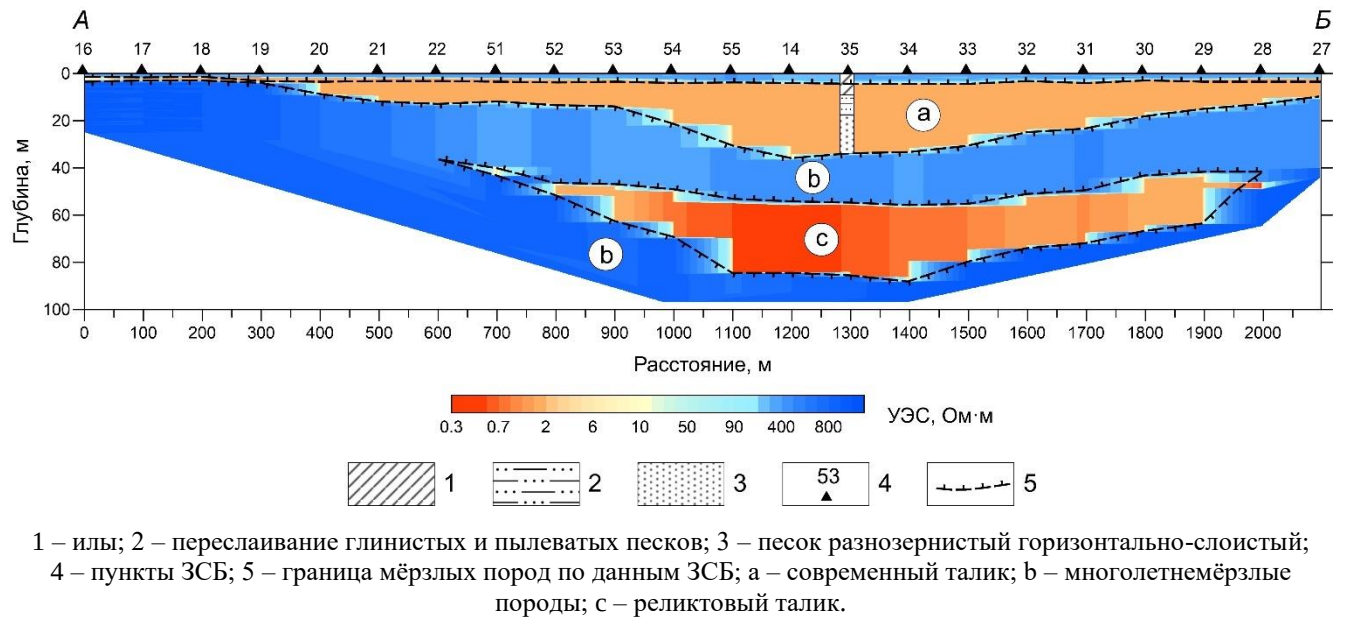


Рисунок 5.5 – Геоэлектрический разрез по линии А–Б по: (Оленченко и др., 2023, б)

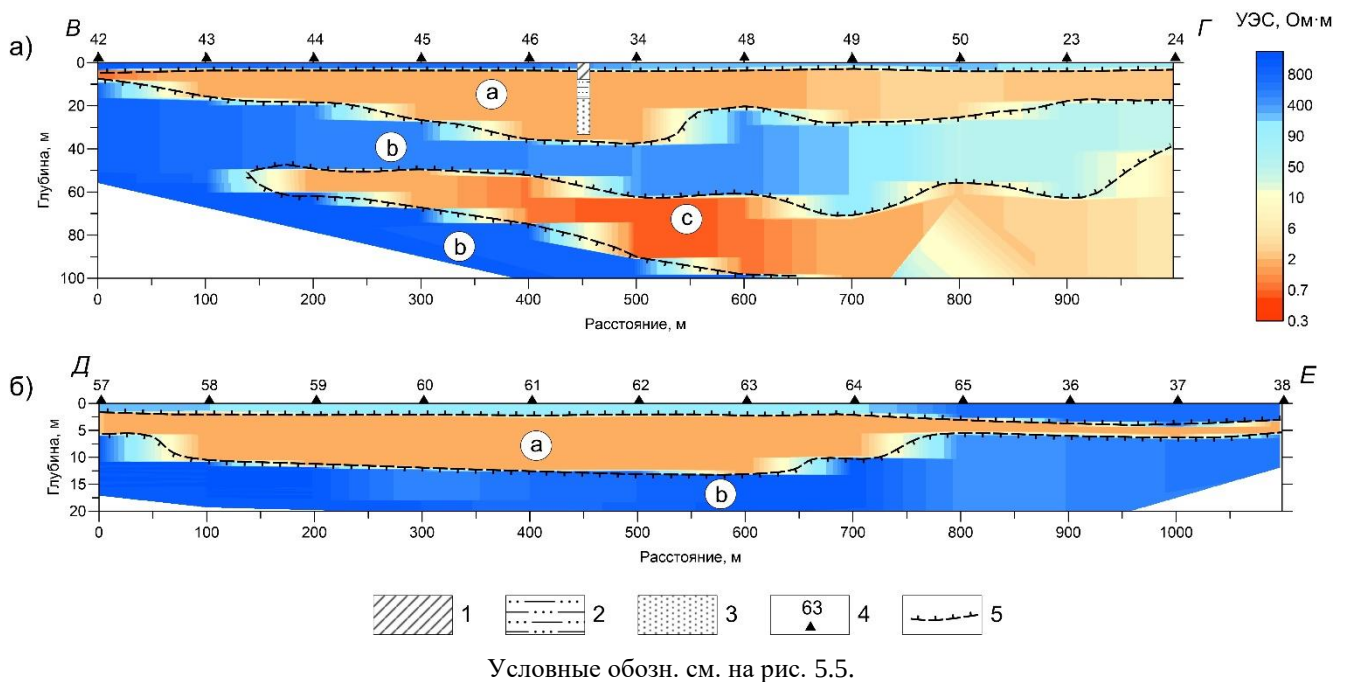


Рисунок 5.6 – Геоэлектрический разрез по линиям В–Г (а) и Д–Е (б) по: (Оленченко и др., 2023, б)

«Между ПК 65 и ПК 38, где профиль Д–Е пересекает песчаную косу (см. рис. 5.6, б), прослеживается повышенная глубина сезонного промерзания отложений и тонкий слой охлажденных пород с низким УЭС, подстилаемый с глубины 6 м высокоомными ММП

(Оленченко и др., 2023, б). Это говорит о том, что здесь была краевая часть котловины, и талик имел меньшую мощность, чем в центральной части. В то же время на разрезе по линии В–Г между пунктами ПК 50 и ПК 24 под отложениями косы глубина залегания кровли ММП оценивается в 26,5–17,5 м, что означает наличие достаточно глубокого современного талика» (Оленченко и др., 2023, б).

«Сопоставление данных зимних электромагнитных и летних электрических зондирований показало, что положение кровли ММП по данным ЗСБ согласуется с границей изменения УЭС по данным ЭТ (Рисунок 5.7). Однако по данным ЭТ эта граница менее контрастна, и по мере погружения она выделяется менее уверенно. УЭС охлаждённых пород в талике по данным двух методов определяется примерно одинаково (0,9–1,5 Ом·м), но УЭС подстилающих ММП по инверсии данных ЭТ занижено и равно 15–300 Ом·м, в то время как по инверсии данных ЗСБ УЭС этих пород составляет 350–900 Ом·м» (Оленченко и др., 2023, б).

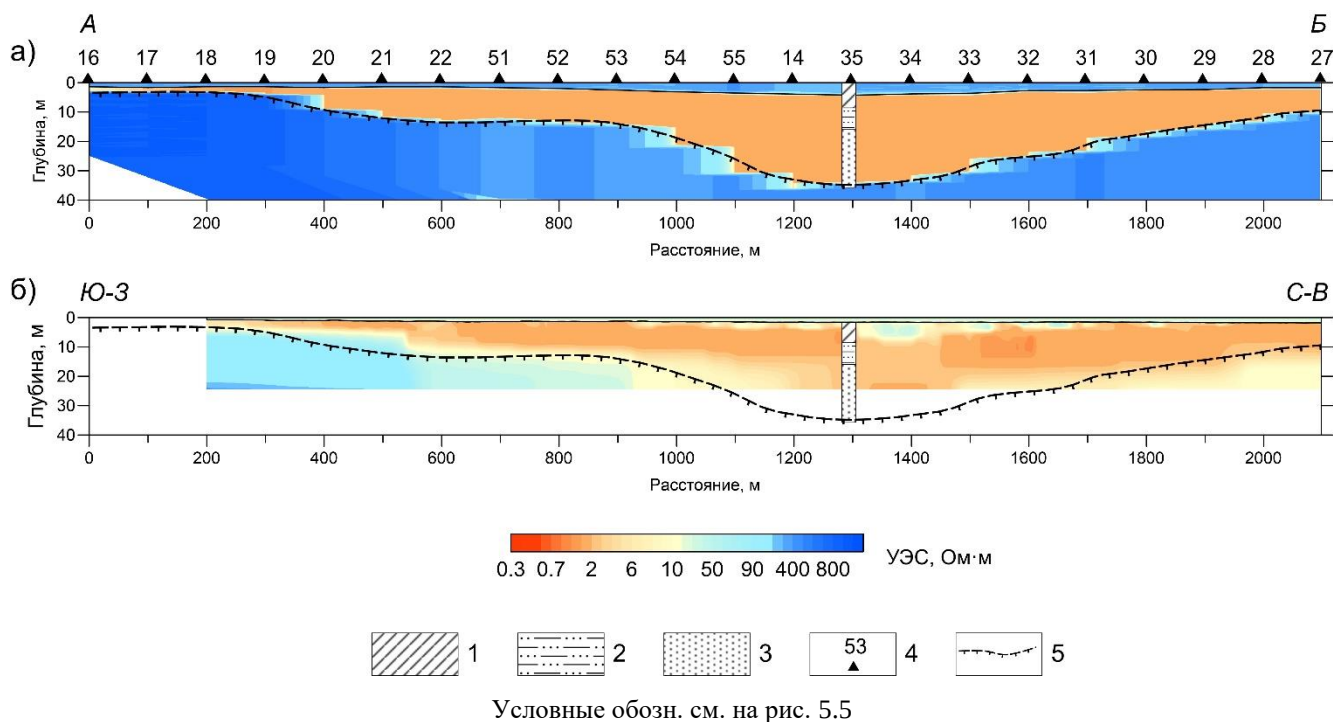


Рисунок 5.7 – Геоэлектрический разрез по данным зимних измерений методом ЗСБ (а) и акваторной ЭТ по профилю ЭТ-1 (б) по: (Оленченко и др., 2023, б)

«Для дополнительной верификации данных ЭТ было выполнено численное моделирование. С помощью программы ZondRes2D была составлен геоэлектрический разрез (Рисунок 5.8, а), в котором под слоем воды глубиной 1,5 м и УЭС 14 Ом·м залегают илистые опреснённые отложения мощностью 2 м с УЭС 20 Ом·м. Этот слой с относительно высоким УЭС поровой воды (30 мСм/см, что равно 33 Ом·м) выделен в результате анализа керна (Jenrich et al., 2021). Ниже залегают засоленные охлаждённые породы с УЭС 1,5 Ом·м переменной мощности. УЭС

поровой влаги в этих породах достигает 80-100 мСм/см (10–12,5 Ом·м) (Jenrich et al., 2021). Они подстилаются многолетнемёрзлыми песками с УЭС 500 Ом·м, кровля которых погружается от 5 м до 13 м в центральной части разреза и до 26,7 м в конце разреза» (Оленченко и др., 2023, б).

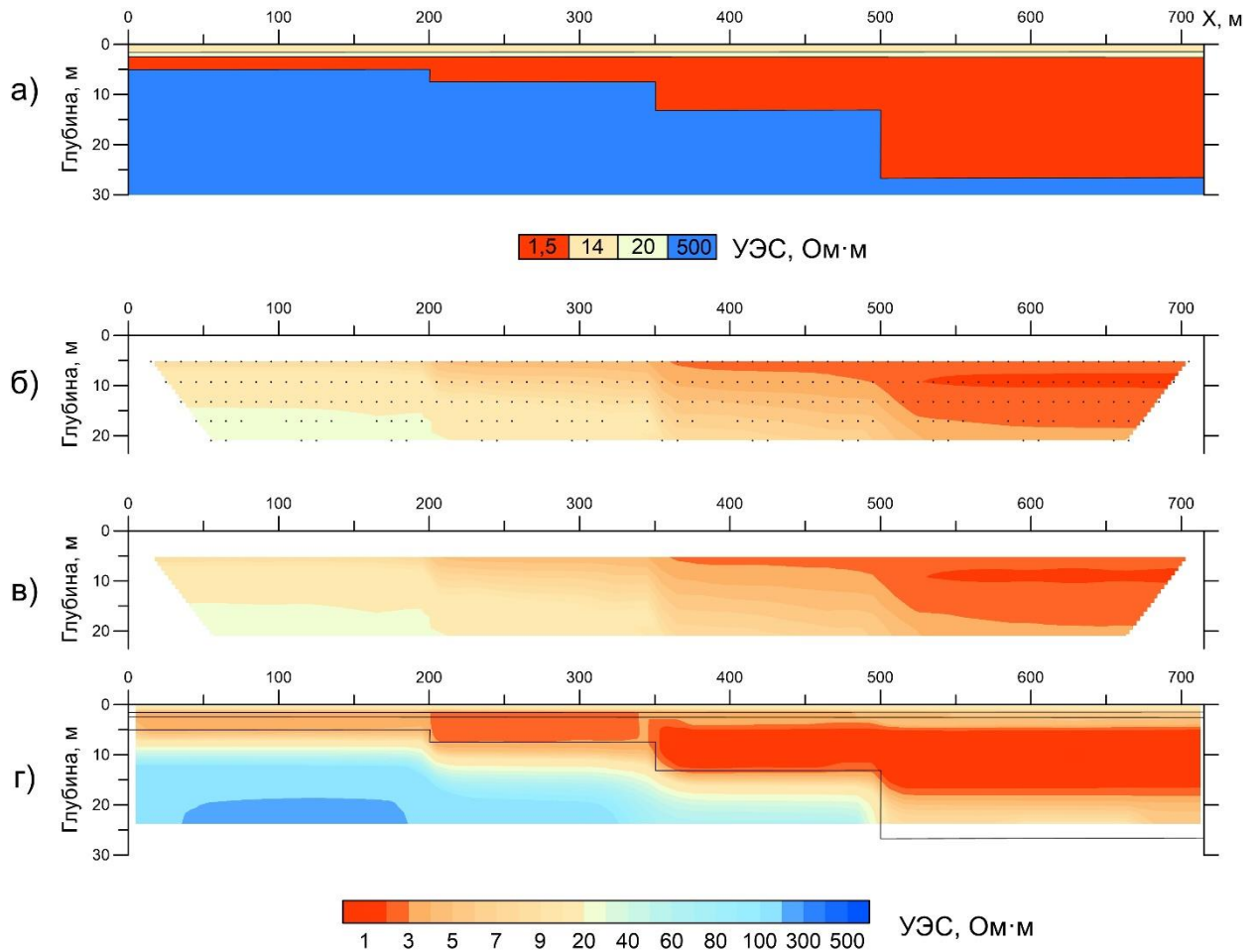


Рисунок 5.8 – Геоэлектрическая модель субаквальной криолитозоны с таликом переменной глубины подошвы (а), разрез наблюдаемого кажущегося УЭС (б), рассчитанный разрез кажущегося УЭС (в), восстановленная геоэлектрическая модель (г)
по: (Оленченко и др., 2023, б)

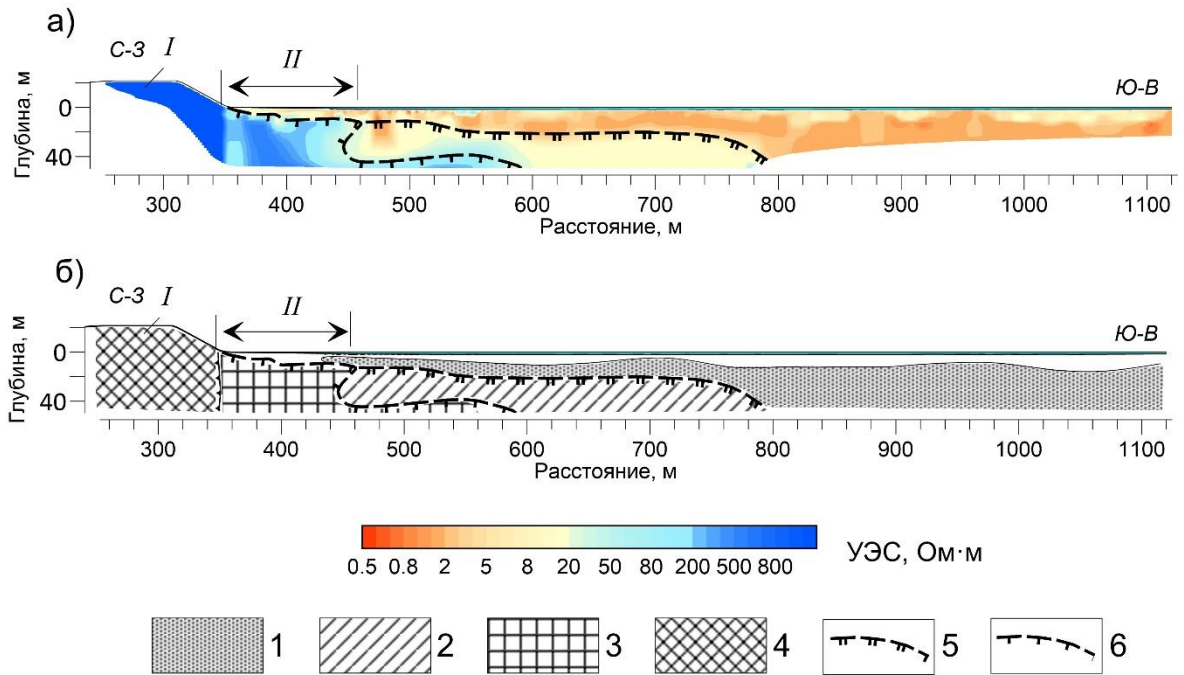
«Затем с помощью этой же программы было рассчитаны псевдоэкспериментальные кажущиеся УЭС ρ_k (см. рис. 5.8, б) для симметричной установки Шлюмберже (кабель с 13 электродами с шагом 10 м). Эти данные без зашумления подавались на вход программы Res2Dinvx64 (М. Н. Loke) для решения обратной задачи. В результате рассчитан теоретический разрез ρ_k (см. рис. 5.8, в), и подобрана соответствующая ему геоэлектрическая модель (см. рис. 5.8, г). При инверсии указывалось, что система измерений плавающая, а в стартовой модели закреплялся слой воды известной глубины и её УЭС. После шести итераций относительная погрешность подбора составила 1,2 %» (Оленченко и др., 2023, б).

«На восстановленной модели видно (см. рис. 5.8, г), что граница между слоями низкого и высокого УЭС не резкая, а представляет собой зону градиента шириной около 5 м. То есть положение кровли ММП определяется неоднозначно также, как и на реальных полевых данных (см. рис. 5.7, б). Следует отметить, что УЭС высокоомного основания сильно занижено. Например, там, где глубина кровли ММП составляет 5 м, определенное УЭС мёрзлых пород изменяется в пределах 50–200 Ом·м, что меньше УЭС мёрзлых пород в исходной модели в 2,5–10 раз. На конце разреза, где глубина залегания кровли ММП в модели составляет 26,7 м, на восстановленном геоэлектрическом разрезе видно, что глубинности зондирования с установкой длиной 120 м не хватает для определения положения границы мёрзлых пород, как и в полевых данных (см. рис. 5.8, б)» (Оленченко и др., 2023, б).

«Численное моделирование показало, что акваториальный вариант ЭТ с плавающим кабелем из 13 электродов с шагом 10 м в условиях засоленного разреза можно применять для определения кровли субаквальных ММП до глубин около 15 м. При этом УЭС мёрзлых пород занижается» (Оленченко и др., 2023, б).

«При переходе от субаэральной к субаквальной криолитозоне происходит закономерное изменение геоэлектрического разреза (Рисунок 5.9, а). Сильнольдистые породы едомы (I на рис. 5.9, б) выделяются по УЭС более 10 кОм·м. В прибрежной зоне на протяжении 90 м мёрзлые породы характеризуются значениями УЭС 250–500 Ом·м, что, вероятно, связано с её повышенной температурой. При этом на геоэлектрическом разрезе проявляется характерная аномалия в форме козырька. Вероятно, выделенный интервал профиля (II) ещё несколько десятков лет назад находился под отложениями едомы, поскольку эти мёрзлые породы перешли в реликтовое субаквальное состояние после отступления береговой линии. Породы с УЭС 10–20 Ом·м интерпретируются как область мёрзлых пород, находящихся при температуре начала замерзания (T_f). Хотя, как показало численное моделирование, к таким выводам необходимо относиться с осторожностью, так как УЭС мёрзлых пород под талыми или охлажденными отложениями определяется сильно заниженным. Отложения с низким УЭС (около 1 Ом·м), вероятно, представлены илистыми песками с высокоминерализованными поровыми растворами, находящимися при отрицательной температуре» (Оленченко и др., 2023, б).

«По мере продвижения по профилю от берега в акваторию, УЭС пород мёрзлого основания закономерно понижается с 250–500 Ом·м до 10–40 Ом·м, что возможно связано с изменением свойств мёрзлых пород при засолении и повышении температуры. Однако, как показало численное моделирование, к такому же понижению УЭС приводит постепенное погружение границы мёрзлых пород» (Оленченко и др., 2023, б) (см. рис. 5.8, г).



I – мёрзлые низкотемпературные отложения едомы и подстилающие породы; II – участок субаквальной мёрзлой толщи после разрушения едомы; 1 – область высокоминерализованных поровых растворов; 2 – область мёрзлых пород при температуре, близкой к T_f ; 3 – область ММП с повышенной температурой; 4 – низкотемпературные ММП; 5 – граница между охлажденными породами и ММП с температурой, близкой к T_f ; 6 – граница между засоленными и незасоленными ММП

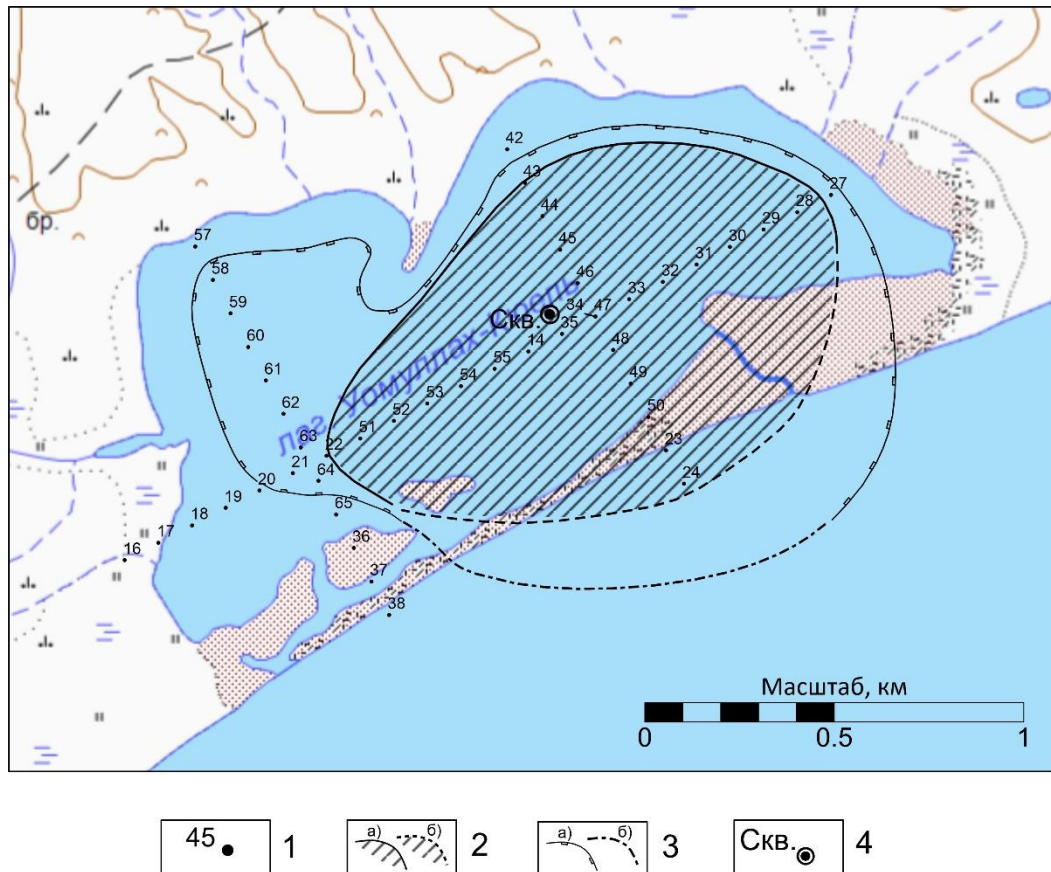
Рисунок 5.9 – Комбинированный геоэлектрический разрез по данным наземной и акваториальной ЭТ по профилю ЭТ-2 (а) и его интерпретация (б)
по: (Оленченко и др., 2023, б)

5.2. Геокриологическая модель трансформации субаквальной криолитозоны по геофизическим данным

«Результаты геофизических исследований показали, что по данным ЗСБ в контуре лагуны Уомуллах-Кюель многолетнемёрзлая толща имеет сложное строение, которое связано с существованием реликтового и современного таликов» (Оленченко и др., 2023, б).

«С учётом результатов ранее проведённых акваторных зондирований методом ЭТ в море Лаптевых (Angelopoulos et al., 2021) была оконтурена граница современного субаквального талика с глубиной подошвы более 10 м (Рисунок 5.10). Кроме этого, оценены размеры реликтового талика, которые приблизительно должны совпадать с границами палеоозера, под которым происходило протаивание мёрзлых пород. Предполагается, что размеры палеоозера были не менее 1450 на 900 м» (Оленченко и др., 2023, б).

«Вероятно, что глубокий талик (глубина подошвы более 80 м) сформировался под водоёмом в период голоценового потепления, который начался 12,8 тыс. лет назад (Каплина, Ложкин, 1979; Каплина, 1981) и продолжался 4–6 тыс. лет» (Оленченко и др., 2023, б).



1 – пункты ЗСБ, 2 – границы реликтового талика (показан косой штриховкой), выделяемые уверенно (а) и предполагаемые (б); 3 – границы современного талика глубиной подошвы более 10 м, выделяемые уверенно (а) и предполагаемые (б); 4 – скважина

Рисунок 5.10 – Границы современного и реликтового таликов по геофизическим измерениям с учетом данных (Angelopoulos et al., 2021) по: (Оленченко и др., 2023, б)

«В соответствии с расчётами (Тумской и др., 2001а, б) под озером радиусом 1500 м при мощности ледового комплекса 40 м талик с глубиной подошвы 80–100 м развивается за 4,3–7,3 тыс. лет. Вероятный размер длинной полуоси палеоозера Уомуллах-Кюэль составлял не менее 730 м. В работе (Тумской и др., 2001б) показано, что при радиусе озера более 800 м положение подошвы талика не зависит от его размеров. То есть, результаты вычисления максимальной глубины протаивания, выполненные В.Е. Тумским с соавторами, применимы и для палеоозера Уомуллах-Кюэль. При этом глубина подошвы реликтового талика, установленная по геофизическим данным (80–100 м), соответствует по порядку величины глубине, полученной в результате теоретической оценки» (Оленченко и др., 2023, б).

«После окончания сартанского криохрона, началось потепление, а интенсивное развитие термокарста происходило 14–12,5 тыс. лет назад (Гаврилов и др., 2006). По данным радиоуглеродного анализа образцов с глубины 4,8 м возраст голоценовых отложений термокарстового озера на месте лагуны Уомуллах-Кюэль оценивается в 10,5 тыс. лет (Jenrich et al., 2021). Примерно в это же время произошел спуск озера, что было установлено по хаотическим

изменениям удельной магнитной восприимчивости образцов керна, указывающего на поступление осадков извне как минимум дважды. Дренаживание термокарстового озера стало причиной частичного промерзания талых отложений на дне аласной котловины и повторного образования ММП. Судя по геоэлектрическим разрезам (см. рис. 5.5; 5.6, а), промерзание достигло глубины 33–47 м. В настоящее время в отложениях лагуны Уомуллах-Кюель происходит развитие области охлаждённых пород, в том числе за счёт диффузии (Angelopoulos et al., 2020) и(или) конвекции растворов солей (Shakhova et al., 2017). Современный талик и охлаждённые породы отражаются в данных ЗСБ как первый от поверхности слой низкого УЭС» (Оленченко и др., 2023, б).

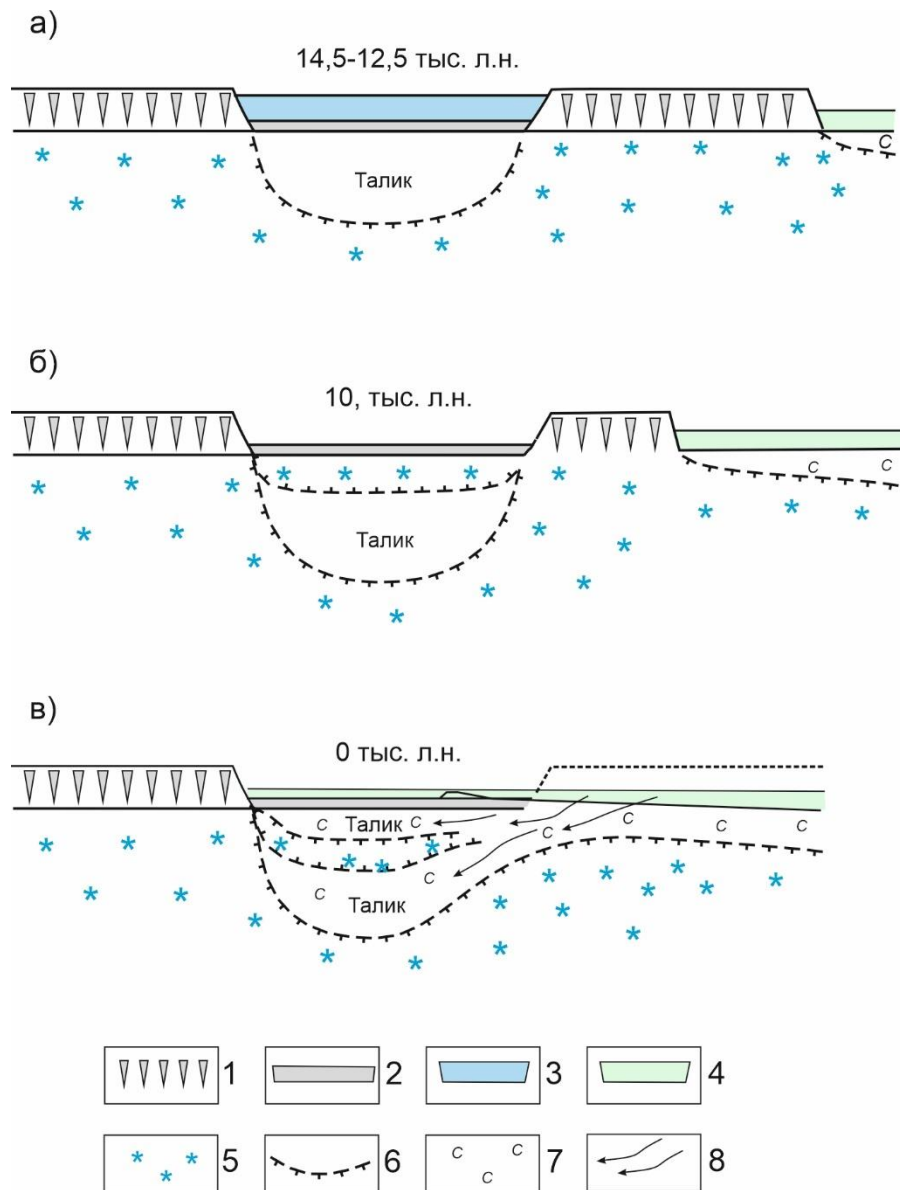
«Схема начального образования талика, его промерзания после дренажа озера и деградации мёрзлой толщи в результате влияния солёной воды после трансгрессии моря и термоабразии показана на Рисунке 5.11 а, б, в. Разрушение мёрзлой перемычки со стороны моря стало причиной поступления солёной воды в реликтовый талик. Этим объясняется столь низкое УЭС пород реликтового талика, который контрастно выделяется на геоэлектрических разрезах по данным ЗСБ» (Оленченко и др., 2023, б) (см. рис. 5.5; 5.6, а).

«Существенную роль в образовании современного талика играет диффузия солей. В статье (Angelopoulos et al., 2019) показано, что по расчётам, в условиях Быковского п-ва, за 1400 лет без влияния солей кровля субаквальных мёрзлых пород опустится на глубину 12,3 м, а при их диффузии глубина оттаивания составит 16,7 м» (Оленченко и др., 2023, б).

«По данным бурения в лагуне Уомуллах-Кюель вскрыто несколько слоёв пород, содержащих лёд. Температура всего разреза была отрицательной, поэтому без данных геоэлектрики не было бы понимания строения талика, так как мёрзлые породы, вскрытые на забое, могли бы быть очередным прослоем мерзлоты. В статье (Jenrich et al., 2021) приведены расчёты температуры начала замерзания поровой воды, взятой из образцов керна скважины, в зависимости от солёности. В свою очередь содержание солей было определено по электропроводности поровой воды. Расчёты показали, что поровая вода переходит в твёрдое состояние с глубины 20,5 м, где температура пород достигает минус 5 °С, а рассчитанная T_{bf} поровой воды изменяется от минус 3,8 °С до минус 4,5 °С. По данным ЗСБ (ПК 35), расположенной в 50 метрах от скважины, глубина залегания мёрзлых пород оценивается в 29 м» (Оленченко и др., 2023, б).

«На данный момент нет объяснения расхождения в определении глубины залегания кровли ММП по данным ЗСБ и по результатам определения T_{bf} поровых растворов. С одной стороны, сигналы ЗСБ более чувствительны к низкоомным средам и с достаточной точностью определяют мощность первого электропроводящего слоя. С другой стороны, нет оснований не доверять

результатам лабораторного определения T_{bf} поровых растворов из образцов керна» (Оленченко и др., 2023, б).



1 – едома; 2 – озёрные отложения; 3 – пресная вода; 4 – солёная вода; 5 – мёрзлые породы; 6 – граница мёрзлых пород; 7 – засолённые отложения; 8 – инфильтрация солёной воды

Рисунок 5.11 – Схема образования (а) и промерзания (б) подозёрного талика после дренажа озера и трансформация мёрзлой толщи в результате перехода в субмаринное состояние (в) в пределах лагуны Уомуллах-Кюель по: (Оленченко и др., 2023, б)

«Возможно, при промерзании отложений происходит криогенное концентрирование растворенных солей в поровых растворах, что приводит к дополнительному понижению T_{bf} растворов. Либо в диапазоне глубин 20,4–30,0 м разрез представляет собой чередование охлаждённых и мёрзлых пород» (Оленченко и др., 2023, б).

«С помощью численного моделирования доказано, что при использовании стандартной плавающей системы наблюдения на постоянном токе Marin Pro, состоящей из 13 электродов с шагом 10 м, возможно определение положения кровли субаквальных ММП до глубины 15 м. Но определенное по результатам инверсии УЭС получается сильно заниженным. К такому же выводу пришли коллеги (Arboleda-Zapata et al., 2022) на основе анализа полевых данных акваторных измерений в море Лаптевых у п-ва Быковского и численного моделирования. Они показали, что введение в модель слоя воды с известными глубиной и УЭС уменьшает диапазон неопределенности УЭС при решении обратной задачи ЭТ, повышая достоверность оценки УЭС незамерзших отложений (талика и/или криопэга) и определения глубины кровли мёрзлых пород. Однако даже при ограничении в модели параметров водного слоя они всё равно обнаружили большие колебания УЭС мёрзлых отложений. Для точного определения УЭС мерзлого слоя с целью оценки льдистости мёрзлых пород авторы предлагают фиксировать при инверсии и значения УЭС талых отложений, которые можно определить в результате измерений на образцах. Кроме этого, в работе (Бобачёв и др., 2022) для повышения точности определения УЭС субаквальной толщи предлагается использовать не плавающие, а донные кабели» (Оленченко и др., 2023, б).

Полученные результаты

«В результате электромагнитных зондирований установлено, что в геоэлектрическом разрезе лагуны выделяется два слоя пород с низким УЭС: верхний слой соответствует современному талику с охлаждёнными породами, а нижний слой интерпретируется как реликтовый талик. Согласно геофизическим данным и результатам бурения область охлаждённых пород развилась до глубины 20,40–30,0 м, в том числе благодаря диффузии и(или) конвекции солей из морской воды» (Оленченко и др., 2023, б).

«Реликтовый талик выделен до глубины 80–100 м, что согласуется с результатами теоретических расчётов глубины оттаивания, выполненных другими исследователями. На основе интерпретации результатов инверсии данных ЗСБ получено, что размеры палеоозера, под которыми формировался талик, составляли 1450×900 м. Низкое УЭС пород реликтового талика связано с инфильтрацией солёной воды со стороны моря в результате деградации мёрзлой толщи между термокарстовой котловиной и морем в процессе трансгрессии» (Оленченко и др., 2023, б).

«Результаты ЭТ с поверхности воды показали согласованную с результатами ЗСБ границу мёрзлых пород, однако их УЭС существенно занижено даже при относительно неглубоком их залегании, что подтверждается результатами численного моделирования» (Оленченко и др., 2023, б).

В итоге сформулируем четвертое защищаемое положение.

Геоэлектрическая модель субаквальной криолитозоны в области развития озёрного термокарста при диаметре палеоозера более 800 м включает два слоя низкого УЭС, соответствующих современному и реликтовому талику, возникшему в период голоценового оптимума.

ГЛАВА 6. ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТНЫХ ИНДИКАТОРОВ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГЕОЭЛЕКТРИКИ

6.1. Связь растительности и геоэлектрического разреза в условиях развития многолетнемёрзлых пород

Одним из методов фитоиндикации является лишеноиндикация (лихенометрия) – изучение возрастной структуры сообществ эпилитных лишайников, которые непрерывно колонизируют все образующиеся в ландшафте каменистые поверхности. Строго говоря, лишайники — это не растения, а симбиоз грибов и низших растений – водорослей. Применение лишайников в качестве индикаторов возраста основано на том, что они растут от центра к периферии, а продолжительность жизни отдельных слоевищ достигает нескольких тысяч лет и сравнима с возрастом исследуемых форм рельефа (Галанин, 2012).

Сопоставление данных лихенометрии и ЭТ показано на примере результатов исследований на КГ Городецкий (хребет Заилийский Алатау в отрогах Тянь-Шаня) (Галанин и др., 2017). Лихенометрия использовалась для определения возраста основных генераций КГ. «В качестве лихенометрического индекса возраста RH5 (Matthews, Shakesby, 1984; Shakesby et al., 2004; Shakesby et al., 2006) рассчитывался средний размер (в миллиметрах) пяти наиболее крупных особей лишайника рода *Rhizocarpon* с лимонно-жёлтым цветом слоевищ (Рисунок 6.1). Далее для определения RH5 исследовались особи локальных популяций на лихенометрических площадках, размеры которых составляли не более 40×40 м. Площадки закладывались на морфологически однородных участках» (Галанин и др., 2017) КГ, в том числе вдоль геофизического профиля.

Затем с помощью уравнения регрессии определялось минимальное время экспонирования поверхности КГ. «Это уравнение роста *Rhizocarpon sp.* для приледниковой зоны Северного Тянь-Шаня было получено в работе (Соломина, Савоскул, 1997) на основе измерения лишайников на моренах, возраст которых был независимо определен радиоуглеродным методом» (Галанин и др., 2017).

Пересчёт величины RH5 в абсолютные даты показал, что наиболее древняя генерация (краевая часть) имеет возраст 690 ± 80 лет назад (л.н.). Она расположена в долине р. Озёрная на абсолютных отметках высоты 3150 м (Галанин и др., 2017).

«Вторая генерация КГ имеет возраст 340 ± 65 л.н. Она расположена в пределах абсолютных высот 3250–3300 м и коррелирует со второй фазой малого ледникового периода (МЛП).

Третья, наиболее поздняя и самая пассивная генерация КГ датирована 180 ± 60 л.н. Её гипсометрический интервал (3300–3350 м) соответствует положению края палеоледника во время последней фазы МЛП» (Галанин и др., 2017).

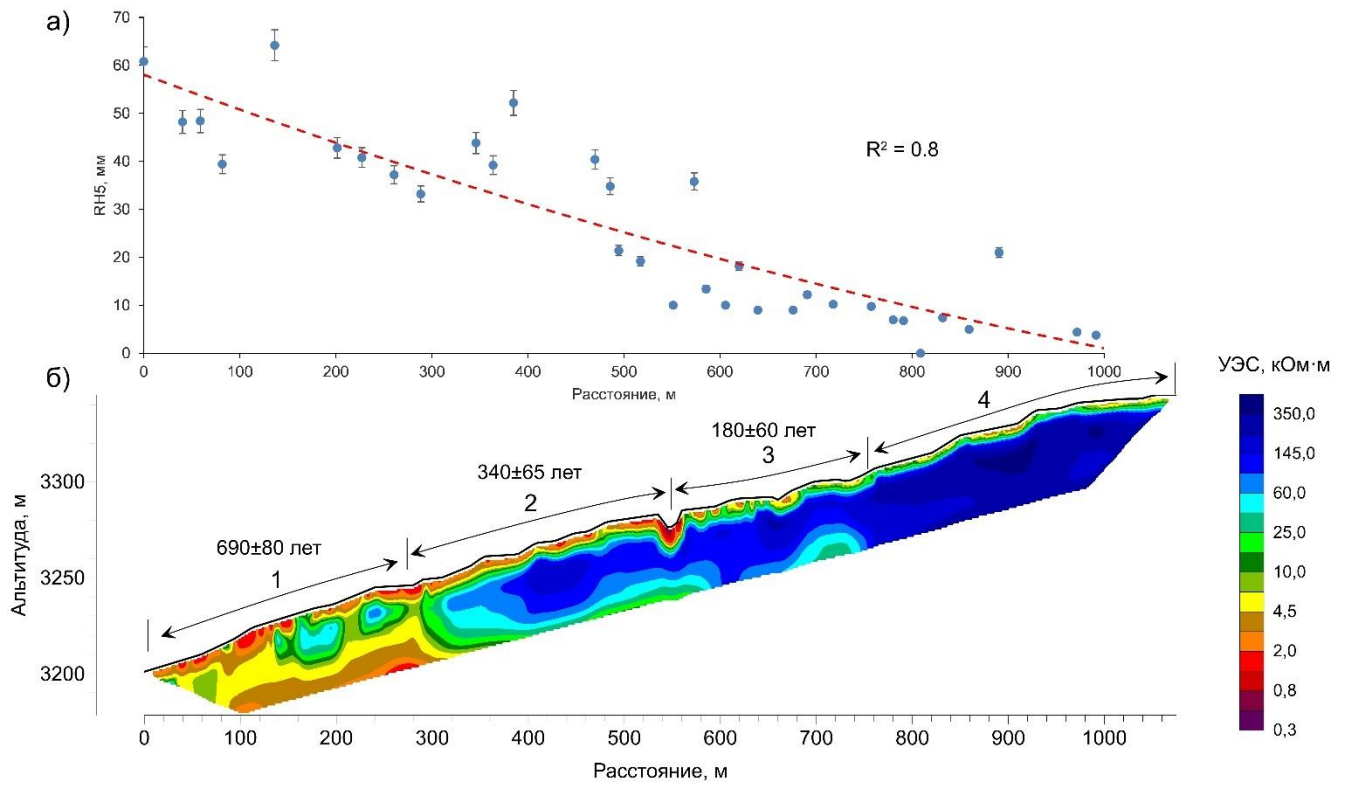
«Четвертая и пятая генерации, являющиеся истоками КГ, представляют собой забронированные щебнистым чехлом поля «мёртвых льдов», не имеющие морфологических признаков движения» (Галанин и др., 2017). Лишайников таксона *Rhizocarpon* sp. здесь не обнаружено.



Рисунок 6.1 – Лишайник *Rhizocarpon* sp. на камнях КГ Городецкий
по: (Галанин и др., 2017)

Как следует из Рисунка 6.2, в направлении от древней генерации КГ внизу склона к молодой генерации вверх склона размер талломов лишайника *Rhizocarpon* sp. уменьшается в среднем от 0,50–0,65 м до 0,04–0,05 м, а их возраст изменяется в пределах от 690 ± 80 в нижних частях КГ до 180 ± 60 лет в верхней части. При этом с набором высоты возрастает сплошность и УЭС каменно-ледяного ядра от первых десятков $\text{кОм} \cdot \text{м}$ до нескольких сотен $\text{кОм} \cdot \text{м}$.

Сопоставление УЭС пород на глубине 10 м с возрастом отдельных генераций показало корреляционную связь этих параметров с коэффициентом минус 0,81 (рис. 6.3). Достоверность аппроксимации невысока (0,6) в силу того, что для древних генераций КГ в выборку попадают значения как талого массива пород, так и отдельных ледяных ядер, различающихся по УЭС на порядок. Тем не менее зависимость показывает, что чем моложе КГ, тем выше УЭС его ядра.



1 – первая (ранняя) генерация; 2 – генерация с пассивными блоками метаморфического льда; 3 – пассивная поздняя генерация, образована крупными блоками метаморфического льда; 4 – неактивная генерация, образованная полями метаморфического льда.

Рисунок 6.2 – Распределение возрастного индекса $RH5$ вдоль геофизического профиля (а) и геоэлектрический разрез КГ Городецкий (б)

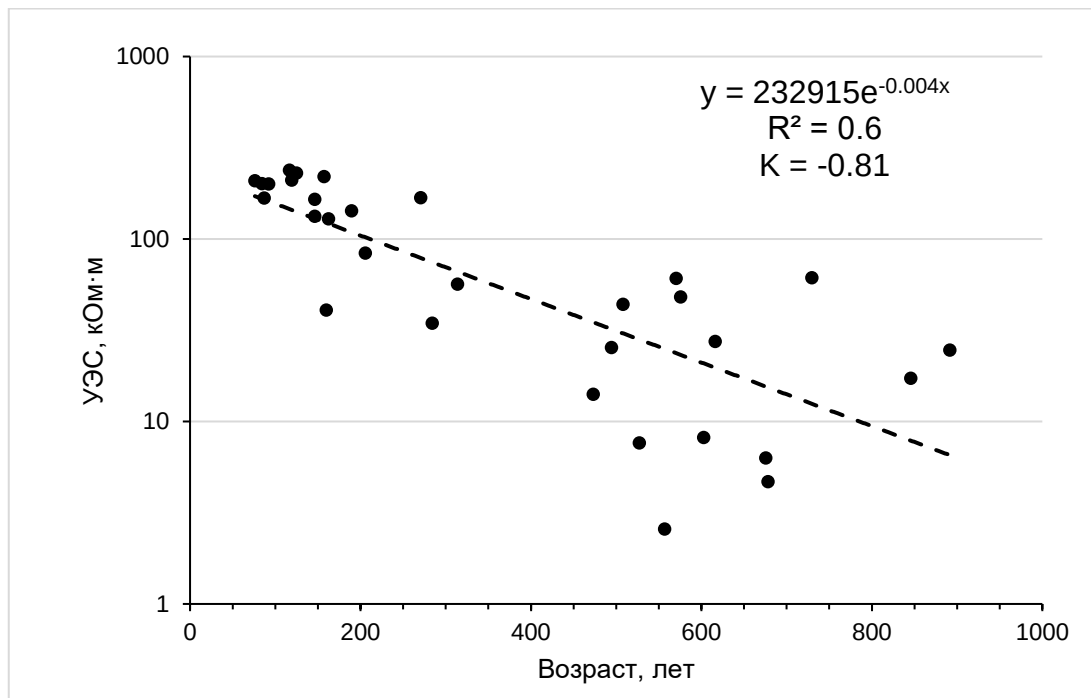


Рисунок 6.3 – Корреляционная связь возраста КГ и его УЭС на глубине 10 м

Возрастание УЭС каменно-ледяного ядра с набором высоты связано как с увлечением льдистости отложений, так и с понижением их температуры. У самых молодых генераций КГ УЭС ядра превышает 100 кОм·м, что указывает на массивную льдистость и относительно низкую температуру льда. Так проявляется высотная поясность криолитозоны.

Аналогичные закономерности были отмечены и на КГ Горного Алтая в цирке Сукурского оползне-обвала (Лапковская и др., 2016; Дьякова и др., 2020). В пределах старых генераций КГ, заросших лесом и крупными талломами лишайников *Rhizocarpon sp.* УЭС ядра составляло несколько десятков кОм·м, в то время как на участках, не покрытых растительностью, с признаками пластических деформаций ядра, УЭС пород достигало нескольких сотен кОм·м.

Этим примером показано, что при изучении строения КГ методами геоэлектрики при интерпретации необходимо использовать такой признак, как размер талломов лишайника *Rhizocarpon sp.* На тех участках, где развиты крупные талломы *Rhizocarpon sp.* следует ожидать относительно низкие значения УЭС каменно-ледяного ядра (первые десятки кОм·м) либо отсутствие высокоомных аномалий, что означает полное вытаивание льда.

Другой пример учёта ландшафтных условий при интерпретации данных ЭТ показан на Рисунке 6.4. Исследования проводились в Забайкальском крае (Читинский район), в пределах участка деформаций автодороги, построенной на мёрзлом основании (Оленченко, Кондратьев, 2017). По данным термометрии на участке развиты ММП островного типа с температурой около минус 0,1 °С. С нагорной стороны от участка деформаций автодороги располагается долина ручья с зарослями кустарниковой берёзы (*Betula fruticosa*), которые проявляются на космоснимке участками густой растительности на фоне отдельно стоящих деревьев берёзы плосколистной *Betula platyphylla* (см. рис. 6.4, а).

В результате исследований выявлена локальная аномалия высокого УЭС, границы которой контролируются зарослями *Betula fruticosa*, проявленных на космоснимке областью с густой растительностью (см. рис. 6.4, б). Кустарниковая берёза – это типичный *микротерм*, требующий для своего развития малое количество тепла (Немова, Александрова, 2001). На геоэлектрическом разрезе хорошо заметно, что в слое ММП под участками густой растительности УЭС пород повышается с 85 до 180 Ом·м. Согласно приближенной зависимости УЭС мёрзлых пород с массивной криогенной структурой от состава и температуры (см. Глава 1, рис. 1.1), температура мёрзлых суглинков понижается от минус 0,1 °С до минус 0,5 °С.

Наличие кустарниковой берёзы позволило однозначно интерпретировать высокоомную аномалию как многолетнемёрзлые породы, а не как скопление галечника русловой фации аллювия.

При исследованиях геокриологического строения разреза на участках образования суффозионных воронок в пределах бестяхской террасы (Якутия) было установлено, что

высокоомные аномалии в разрезе наблюдаются под участками произрастания лиственницы Каяндера (даурской) (*Larix cajanderi*). Такие аномалии повышенного УЭС интерпретируются как ММП с пониженной температурой. Наиболее характерная черта даурской лиственницы – привязанность и приспособленность к специфическим условиям, создаваемым сплошным залеганием ММП (Поздняков, 1975).

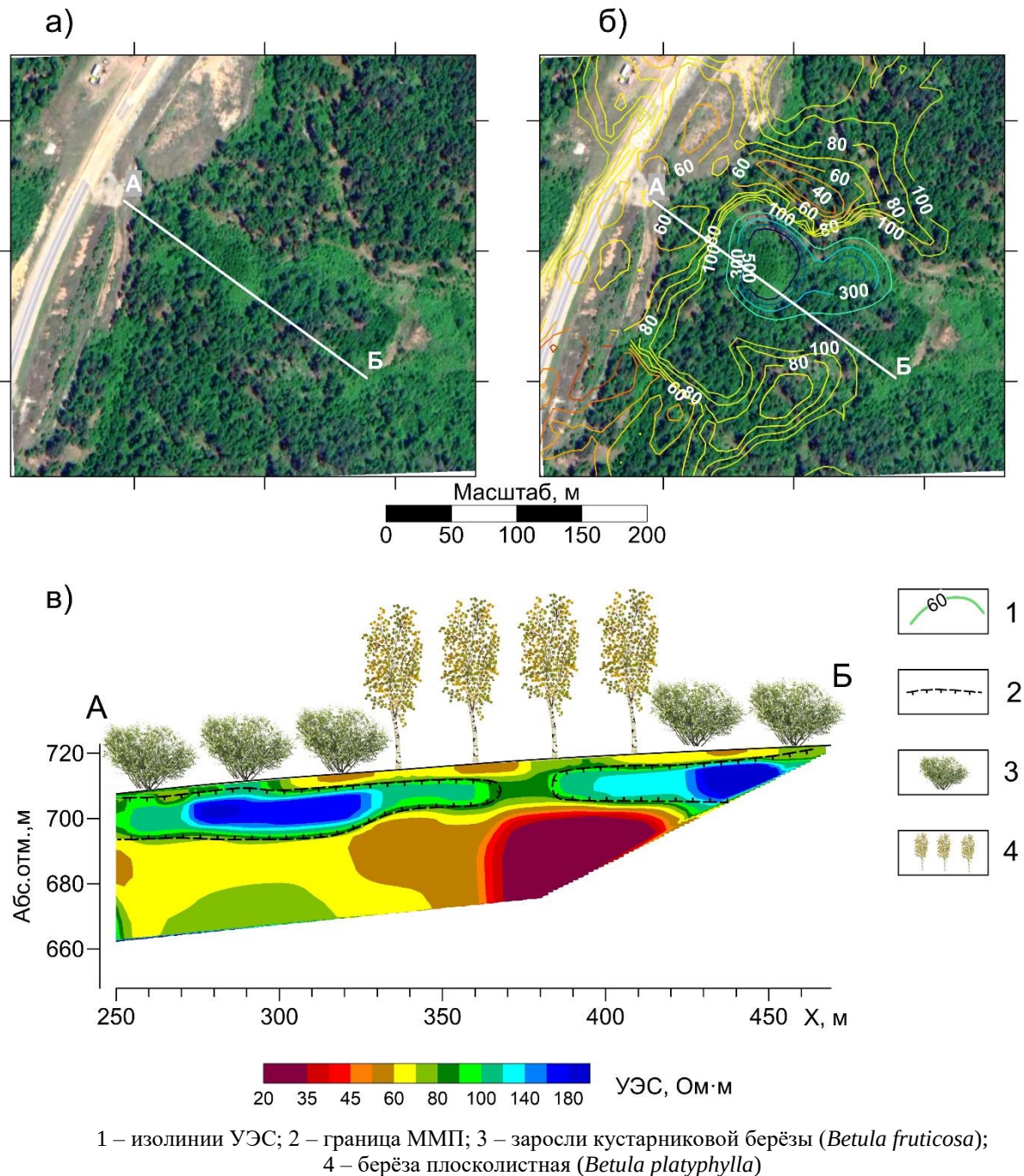
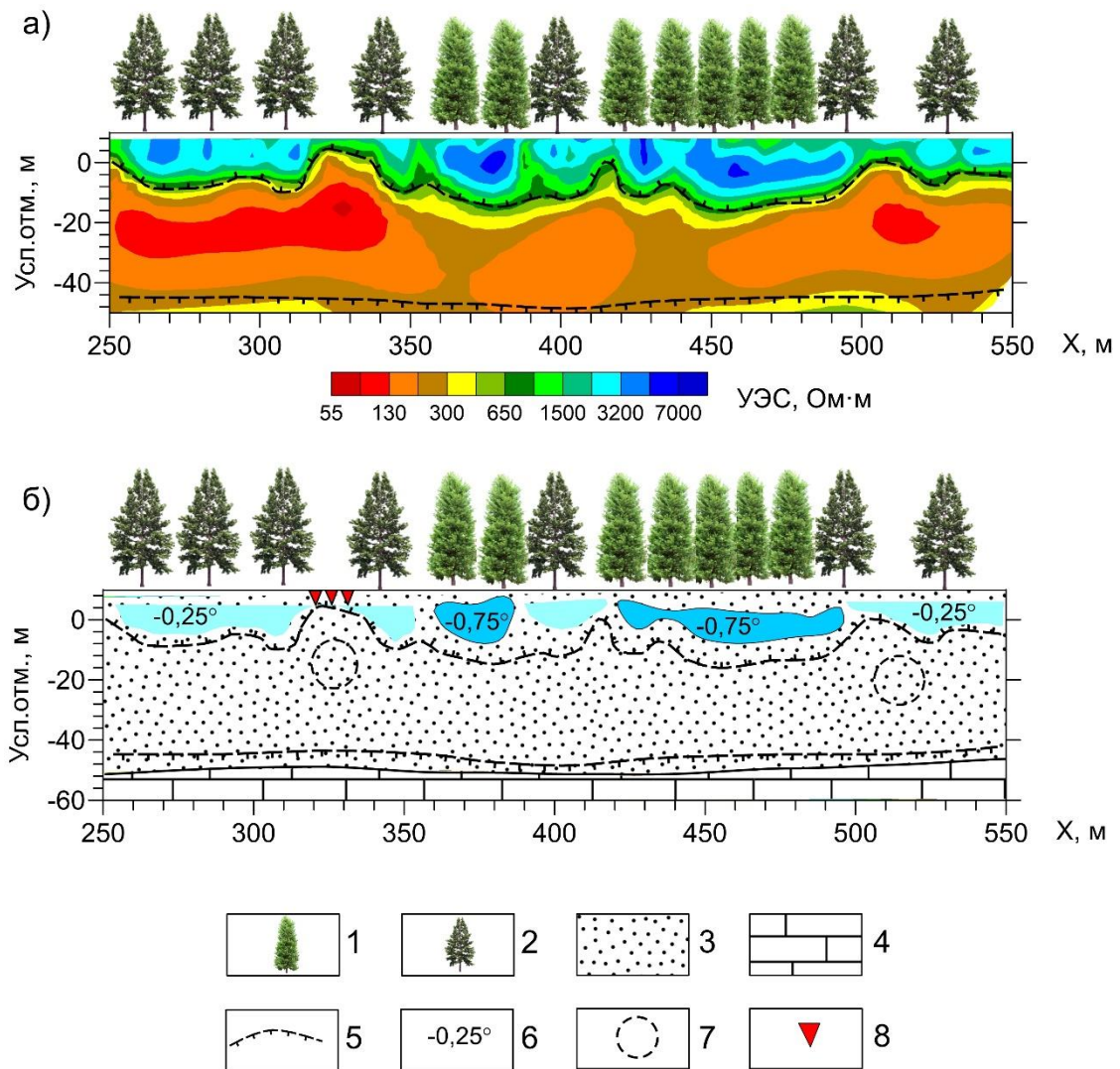


Рисунок 6.4 – Космоснимок участка (а), распределение УЭС пород на глубине 7 м по результатам трехмерной инверсии (б), геоэлектрический разрез по линии А-Б (в)

Фрагмент геоэлектрического разреза бестяхской террасы на участке Улахан-Тарын по результатам двумерной инверсии (Оленченко и др., 2017) показан на Рисунке 6.5.

Л. А. Гагариным отмечено, «что термосуффозионное оврагообразование значительно изменяет ландшафтную обстановку: изменяется рельеф, мерзлотно-гидрогеологические условия, и, как следствие, со временем начинается сукцессия растительности. Так, в зоне активного развития термосуффозионных воронок произрастает редкий сосновый лес, а на участках старых балок – преимущественно лиственница, мох, кочкарник» (Оленченко и др., 2017).



1 – лиственница даурская; 2 – сосна; 3 – песок; 4 – карбонатные породы; 5 – граница ММП; 6 – температура пород; 7 – суффозионные воронки.

Рисунок 6.5 – Фрагмент геоэлектрического разреза бестяхской террасы на участке Улахан-Тарын (а) и интерпретационный разрез (в)

В соответствии с Рисунком 6.5, под участками произрастания лиственницы УЭС мёрзлых песков достигает 5 кОм·м, что по графикам обобщенной зависимости (см. Глава 1, рис. 1.1)

соответствует температуре минус 0,75 °С. Там, где произрастает сосна обыкновенная, УЭС понижается до 2 кОм·м, что соответствует температуре минус 0,25 °С. Однородный литологический состав верхней части разреза террасы позволяет утверждать, что изменения УЭС мёрзлого слоя связаны именно с температурой.

Исследования в пределах наледной поляны р. Анмангында (Магаданская область) показали, что ММП в окрестностях термометрической скважины залегают с глубины 8,5 м (рис. 6.6, в) и имеют высокую отрицательную температуру около минус 0,3 °С. При этом УЭС мёрзлых пород варьирует в пределах 3,5–4,6 кОм·м (Рисунок 6.6, г). Такая высокая температура ММП и относительно низкое УЭС объясняются обогревающим влиянием надмерзлотных вод аллювиальных отложений. Вдали от обогревающего действия подземных вод УЭС ММП возрастает до 16 кОм·м.

Талые аллювиальные отложения в верхней части разреза имеют УЭС от 1,8 до 5,0 кОм·м в зависимости от влажности они контрастно выделяются на фоне низкоомных подстилающих песчано-глинистых сланцев. В коренных породах установлены области низкого УЭС 50–300 Ом·м на фоне 500–700 Ом·м (см. рис. 6.6, г). Эти аномалии пространственно совпадают с участками произрастания чозений и тополей на поверхности (см. рис. 6.6, б).

Известно, что чозения и тополь на Северо-Востоке России являются фитоиндикаторами таликовых зон (Михайлов, 2005). Следовательно, аномалии низкого УЭС в пределах чозениевых рощ следует интерпретировать как талые обводнённые породы, а не пиритизированные сланцы, широко распространённые в районе исследований.

На наледи в пойме р. Нелканджа (Магаданская область) в марте 2022 г. были проведены специальные исследования методом ГРЛ для получения типичных радарограмм на эталонном объекте, представляющем наледную поляну с островами чозениевых рощ. Схема расположения фрагмента одного из профилей, пересекающего остров с чозениями (*Chosenia arbutifolia*), показан на Рисунке 6.7, а. Зондирования выполнялись с помощью георадара ОКО-3 с антенным блоком (центральная частота 250 МГц). Пересчёт временного разреза в глубинный проведён для средней относительной диэлектрической проницаемости среды, равной 3,2. На радарограмме отчётливо выделяется отражающая граница от подошвы льда на глубине 1,0–1,5 м, а также граница сезонного промерзания на глубине около 4 м.

Хорошо заметно, что под чозениевой рощей отсутствует граница С, что объясняется обогревающим влиянием в зоне разгрузки подземных вод. Еще один канал субгляциальной разгрузки подземных вод выделяется на радарограмме на ПК 320 м

В данном случае фитоиндикатор чозения указывает на талик в интервале профиля 250–280 м и позволяет однозначно интерпретировать отражающую границу на радарограмме на

глубине 3,5–4,0 м как подошву слоя сезонного промерзания, так как эта граница отсутствует в талике.

Из обобщения литературных данных и собственных наблюдений следует, что при исследовании криолитозоны геофизическими методами в процессе интерпретации необходимо использовать сведения о растительности и обращать внимание на растения-индикаторы геокриологических условий. Это даёт возможность существенно снизить неоднозначность интерпретации данных геоэлектрики.

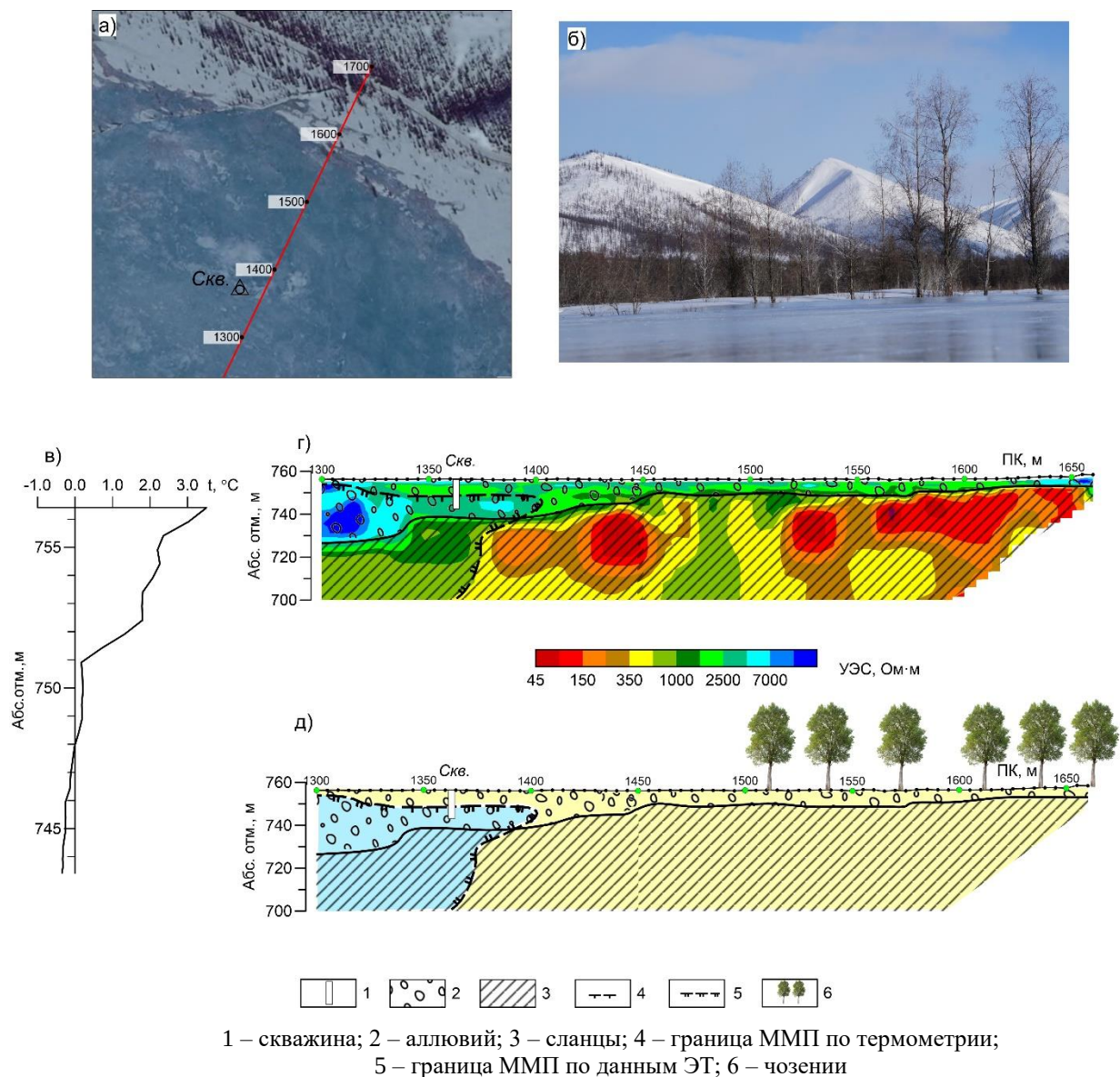
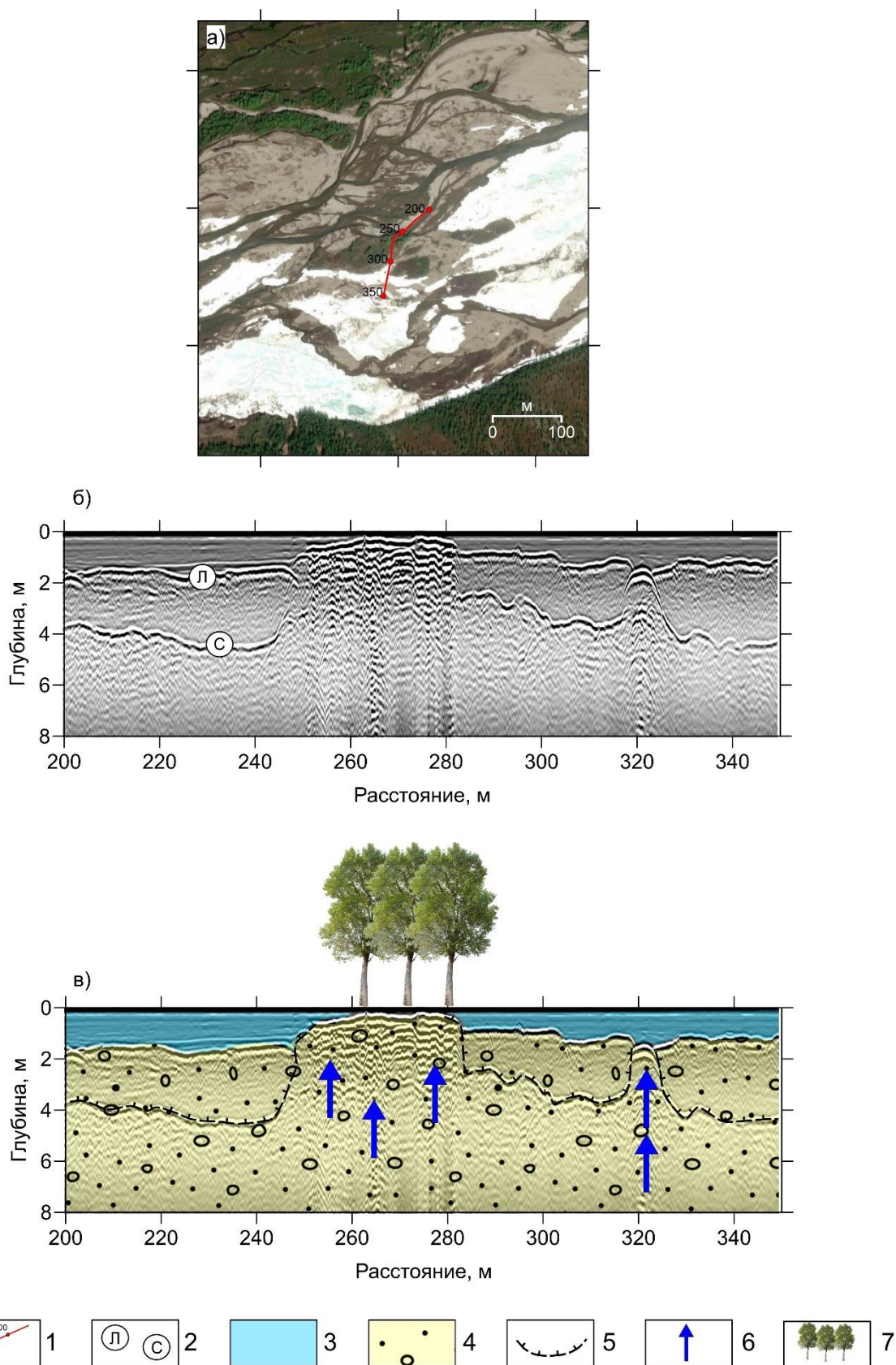


Рисунок 6.6 – Схема расположения профиля (а), чозении у правого берега реки (б), диаграмма температуры пород в скважине (в), геоэлектрический разрез (г) и его интерпретация (д)



1 – линия профиля ГРЛ; 2 – отражающая граница от подошвы льда (Л) и от подошвы сезонномёрзлого слоя (С); 1 – лёд; 4 – аллювий; 5 – граница сезонного промерзания; 6 – каналы разгрузки подземных вод; 7 – чозении

Рисунок 6.7 – Схема расположения фрагмента профиля в пойме р. Нелканджа (а), радарограмма 250 МГц (б) и её интерпретация (в)

При изучении КГ крупные пятна лишайников *Rhizocarpon sp.* указывают на большой возраст отдельной генерации. Следовательно, УЭС каменно-ледяного ядра будет относительно низким. И наоборот, отсутствие лишайников и растительности на поверхности КГ является признаком очень высокого УЭС ядра.

При работе в горно-таёжной местности следует обращать внимание на криофильные сообщества – лиственница, карликовая или кустарниковая берёзка, моховой покров. В пределах таких участков развиты неглубокозалегающие мёрзлые породы с низкой температурой и высокой льдистостью. Здесь следует ожидать аномалии очень высокого УЭС и интенсивную поляризуемость пород на ранних временах ВП.

В зоне тундры Западной Сибири в пониженных частях рельефа с зарослями арктической ивы накапливается снег, что является причиной повышения температуры МПП на 2-3 °С. В таких биотопах УЭС мёрзлых пород будет пониженным. И наоборот, моховой покров понижает температуру ММП, что выражается в уменьшении глубины залегания кровли высокоомного слоя.

Заросли чозении и тополей в долинах рек Забайкалья, Якутии, Северо-Востока России и Горного Алтая указывают на интенсивный водообмен в породах и их талое состояние. Эти фитоиндикаторы дают основание однозначно интерпретировать аномалии низкого УЭС в пределах границ произрастания таких деревьев, как талики.

Фитоиндикация геокриологических условий полезна и при интерпретации данных ГРЛ, когда необходимо установить природу отражающих границ или оценить состояние разреза по волновой картине.

6.2. Геоэлектрические закономерности размещения муравейников в криолитозоне

Текущий подраздел диссертации составлен на основе публикации (Оленченко, 2014).

Идея использовать муравейники как биологические индикаторы геокриологических условий в комплексе с данными геоэлектрики возникла в результате наблюдений, сделанных мной при изучении особенностей распространения и электрофизических свойств ММП на одном из учебных геофизических полигонов Забайкальского государственного университета на оз. Арахлей в Забайкалье (Оленченко, 2014). Этот полигон расположен на особо охраняемой природной территории (ООПТ) «Муравейники Арахлея».

Во время проведения работ «методом быстрых процессов вызванной поляризации (БВП) на одном из геофизических профилей было зафиксировано понижение уровня УЭС и поляризуемости геологической среды. При этом на местности не отмечалось каких-либо резких вариаций в ландшафте, указывающих на возможные изменения разреза. Единственной особенностью этого участка профиля являлось обилие крупных муравейников. Выявленная

аномалия геофизических параметров на локальном участке профиля говорила об изменении геотермического разреза, а совпадение мест локализации пространственных аномалий УЭС и поляризуемости с колонией муравьёв наводило на мысль об их возможной взаимосвязи» (Оленченко, 2014).

«После того как была отмечена связь геоэлектрических аномалий со скоплением муравейников, в пределах территории исследований были проведены специальные площадные работы, целью которых являлось изучение закономерностей размещения муравейников» (Оленченко, 2014) в условиях многолетнемёрзлых пород с геоэлектрической точки зрения. На территории ООПТ «Муравейники Арахлея» «находятся несколько десятков муравейников размерами до 1,5 м в высоту и 3–5 м в диаметре. Согласно определениям (Радченко, 1992), эти муравейники строят муравьи вида *Formica aquilonia* (северный лесной муравей), распространённые в данном регионе» (Оленченко, 2014).

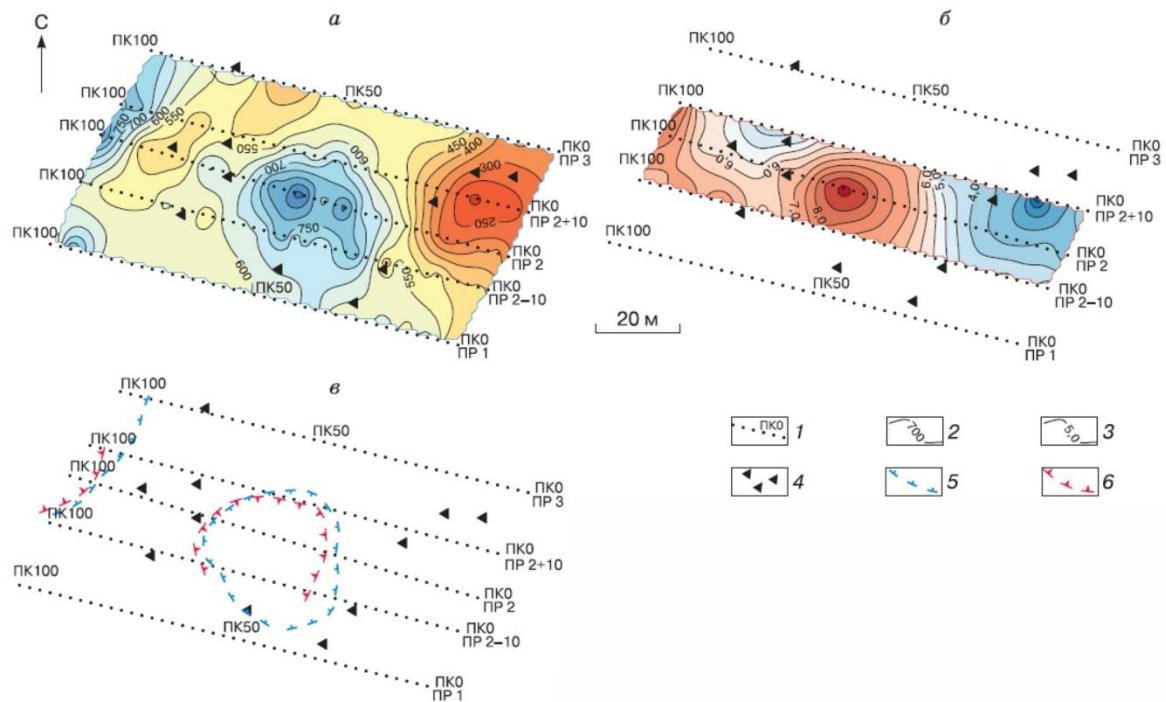
«Участок исследований располагался на расстоянии 200–300 м от юго-восточного берега озера, на надпойменной террасе правобережья р. Грязнуха, впадающей в оз. Арахлей. Растительность представлена лиственнично-берёзовым лесом с редким подлеском из рододендрона даурского и шиповника. Верхняя часть разреза, вскрытая шурфами на глубину до 2 м, сложена мелко- и среднезернистыми озерно-аллювиальными песками. Кровля многолетнемёрзлых пород залегает на глубинах 2,5–3,5 м. Глубина сезонного промерзания составляет 2,5–3,5 м, то есть многолетнемерзлая толща относится к сливающемуся типу. В пределах участка геофизической съёмки располагалось более десятка муравейников высотой 0,25–0,5 м и диаметром 1–1,5 м» (Оленченко, 2014).

«Симметричное электропрофилирование (СЭП) и БВП проведены по сети профилей длиной по 100 м с шагом 2,5 м. Размеры измерительных установок были выбраны таким образом, чтоб обеспечить глубинность исследований 5–7 м, превышающую глубину сезонного промерзания. По результатам измерений построены карты кажущегося сопротивления (ρ_k) и кажущейся поляризуемости (η_k) на временной задержке 0,1 мс» (Оленченко, 2014) (Рисунок 6.8).

«Мёрзлые осадочные породы нередко обладают повышенной поляризуемостью при измерении этого параметра на ранних временах или высоких частотах (Кожевников и др., 1995; Шестернёв и др., 2003; Карасёв и др., 2005; Смирнова, Оленченко, 2006; Агеев, 2012; Кожевников, 2012). Поэтому совпадающие в пространстве аномалии повышенного кажущегося сопротивления и поляризуемости интерпретируются именно как мёрзлые породы» (Оленченко, 2014). В центральной части плана изолиний кажущегося УЭС (см. рис. 6.8, а) выделяется изометричная область повышенных значений ρ_k – до 900 Ом·м на фоне 300–500 Ом·м. Эта область совпадает с аномалией повышенной поляризуемости пород η_k 7–9 % на фоне 3–5 %.

Анализ плана расположения муравейников показал (Оленченко, 2014), что они находятся на участках с пониженными значениями ρ_k и η_k . (см. рис. 6.8, в). Предполагается, что на этих участках кровля ММП залегает несколько глубже, чем в контурах аномалий повышенной поляризуемости и УЭС.

Ещё один пример взаимосвязи морфологии мёрзлой толщи с расположением гнёзд муравьёв показан на результатах исследований криолитозоны Горного Алтая методом ЭТ (Оленченко, 2014).



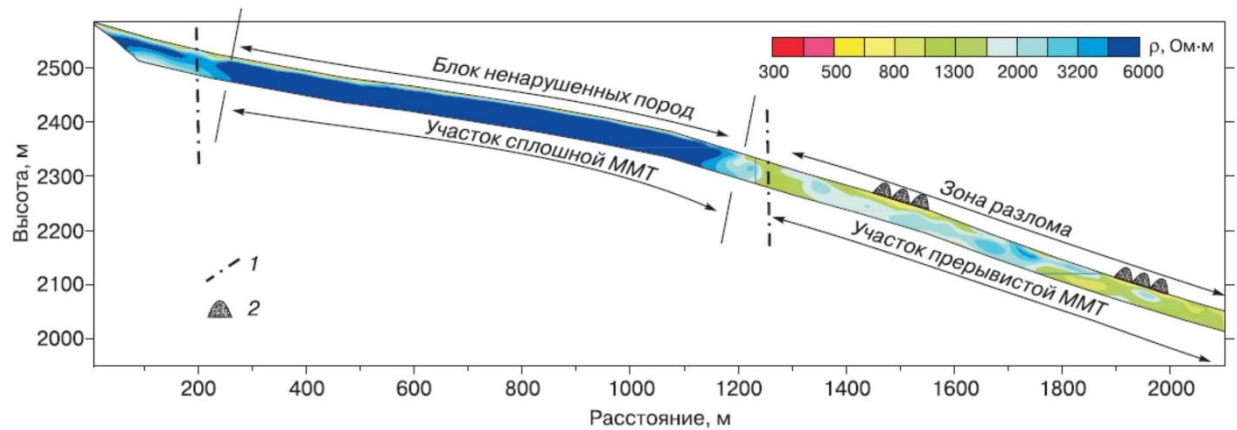
1 – геофизические профили и пикеты; 2 – изолинии ρ_k в Ом·м; 3 – изолинии η_k в %; 4 – муравейники; 5 – контуры аномалии повышенного УЭС; 6 – контуры аномалии повышенной поляризуемости

Рисунок 6.8 – План изолиний кажущегося УЭС по данным СЭП (а), план изолиний кажущейся поляризуемости по данным БВП (б), контуры геофизических аномалий и схема расположения муравейников (в), по: (Оленченко, 2014)

Профиль ЭТ располагался на южном склоне Курайского хребта и спускался из горно-тундрового через горно-луговой в пустынно-степной пояс. Фрагмент геоэлектрического разреза в интервале профиля 0–2100 м показан на Рисунке 6.9.

«Между пикетами 1200–2100 м профиль пересекает зону тектонических нарушений Курайской зоны разломов, активных в настоящее время (Дельво и др., 1995). Хотя присутствие мёрзлых пород здесь обусловлено высотной поясностью, местные аazonальные факторы (экспозиция и крутизна склона, тектоника) влияют на строение ММТ (Оленченко, 2014). По данным ЭТ мощность ММП на склоне хребта составляет 15–25 м. На интервале профиля 200–

1000 м разрез характеризуется высоким УЭС (более 3 кОм·м), и лишь в приповерхностной части выделяется тонкий сезонноталый слой с УЭС 0,3–0,5 кОм·м» (Оленченко, 2014). Эта часть профиля расположена в горно-тундровом и горно-луговом поясах. По результатам измерений среднегодовая температура приповерхностного слоя на глубине 0,3 м отрицательная.



1 – границы геоблоков по тектоническим нарушениям; 2 – гнёзда муравьёв купольного типа

Рисунок 6.9 – Фрагмент геоэлектрического разреза по склону Курайского хребта по данным ЭТ по: (Оленченко, 2014)

Первые единичные купольные гнёзда муравьёв были замечены на высоте около 2400 м, в горно-луговом поясе. Это та высота, где среднегодовая температура приповерхностного слоя становится положительной. По всей видимости, высокая среднегодовая температура является одним из факторов выживания муравьёв в зимних условиях. Поэтому присутствие гнёзд муравьёв на определённом гипсометрическом уровне может служить индикатором высотной нулевой изотермы в приповерхностном слое земли.

«Далее по профилю и ниже по гипсометрическому уровню характер геоэлектрического разреза изменяется. Здесь горно-луговой пояс постепенно переходит в пустынно-степной. На ПК 1260 м в разрезе проявляется субвертикальная аномалия пониженного УЭС. Она интерпретируется как тектоническое нарушение, в пределах которого, вероятно, нет мёрзлых пород. В интервале ПК 1200–2200 м общий уровень УЭС понижается до 0,8–2,0 кОм·м. В геоэлектрическом разрезе выделяются локальные аномалии повышенного УЭС и области низких УЭС, интерпретируемые как прерывистая или островная многолетнемёрзлая толща» (Оленченко, 2014).

«В интервале ПК 1505–1560 м на высоте 2250 м в верхней части разреза УЭС пород понижается до 600–750 Ом·м, а кровля высокоомного слоя погружается до глубины 10 м. Этот участок разреза с низким УЭС интерпретируется как талик. Здесь на поверхности обнаружена

колония муравьёв, строящих крупные (0,3–1,0 м в диаметре) гнёзда купольного типа из песчинок и обломков стеблей растений» (Оленченко, 2014) (Рисунок 6.10).

«Согласно определениям, выполненным в Институте систематики и экологии животных СО РАН д-р. биол. наук Т. А. Новгородовой, обнаруженные муравьи относятся к виду *Formica exsecta*. Особенностью участка профиля с муравейниками является повышенная мощность приповерхностного слоя низкого УЭС» (Оленченко, 2014).



Рисунок 6.10 – Купольные гнёзда муравьёв *Formica exsecta* в зоне разлома на Курайском хребте. Диаметр муравейника 90 см. Фото В.В. Оленченко

«Непосредственно под колонией муравьёв породы имеют пониженное УЭС, что указывает на их талое состояние. Ещё одна колония встречена на интервале профиля 1900–1990 м, где также отмечается повышенная мощность приповерхностного слоя низкого УЭС» (Оленченко, 2014).

«В ходе исследования установлено, что в условиях горной криолитозоны муравейники локализуются в пределах зоны тектонического нарушения с прерывистым типом распространения ММП. Отличительной особенностью строения геоэлектрического разреза в

области колонии муравьёв является повышение мощности слоя низкого УЭС в приповерхностной части. Возможно, этот факт связан с возрастанием мощности экзогенной трещиноватости в зоне дробления, при этом хорошо дренирующие трещиноватые породы являются благоприятным местом для устройства гнёзд муравьёв» (Оленченко, 2014).

«В области сплошного распространения ММП альпийского типа на высоте 2355–2575 м тонкий приповерхностный слой низкого УЭС представлен переувлажнёнными грунтами маломощного сезонноталого слоя, то есть неблагоприятной средой для гнездования муравьёв данного вида» (Оленченко, 2014). Здесь же отмечается отрицательная среднегодовая температура пород в приповерхностном слое на глубине 0,3 м.

Анализ геоэлектрических данных показал, что размещение скоплений крупных гнёзд муравьёв на участках, характеризующихся пониженными УЭС в плане и разрезе, является общей закономерностью, выявленной в условиях многолетнемёрзлых пород в Забайкалье и Горном Алтае.

На основе схемы размещения муравейников в криолитозоне (Берман, 2007) была составлена двумерная геоэлектрическая модель (Рисунок 6.11, а). Талым породам присвоены значения УЭС 100 Ом·м, а мёрзлым – 500 Ом·м. С помощью программы ZondRes2d было вычислено решение прямой задачи и построен разрез кажущегося УЭС, измеренного трёхэлектродной прямой и встречной установками (см. рис. 6.11, б). С помощью программы Res2DInv была выполнена инверсия и построен геоэлектрический разрез (см. рис. 6.11, в). После четырёх итераций относительная ошибка подбора составила 0,68 %.

Из Рисунка 6.11в следует, что с учетом купольных гнёзд муравьёв *F. exsecta* аномалии низкого УЭС в геоэлектрическом разрезе нужно интерпретировать как таликовые зоны, а не как смену литологического состава пород с псаммитового на пелитовый. Таким образом снижается неоднозначность интерпретации данных геоэлектрики.

Полученные результаты

В практике геокриологических исследований широко используются ландшафтные и биологические индикаторы геокриологических условий. Геоморфологический уровень, мезо- и микрорельеф, состав поверхностных отложений, дренированность поверхности, растительность определяют температуру многолетнемёрзлых пород, что, несомненно, влияет и на их геоэлектрические характеристики.

Анализ литературы и собственные исследования показали, что использование растительных сообществ в качестве индикаторов геокриологических условий и данных о распределении УЭС в разрезе даёт возможность однозначно выделять талые зоны в МПП и линзы мёрзлых пород на фоне талых.

На примере КГ Городецкого и КГ Горного Алтая показано, что низкое УЭС каменно-ледяного ядра в совокупности с крупными талломами лишайников *Rizocarpon* sp. на поверхностных валунах, развитой растительностью и снивелированными напорными валами свидетельствуют о большом возрасте КГ и малом содержании внутригрунтового льда.

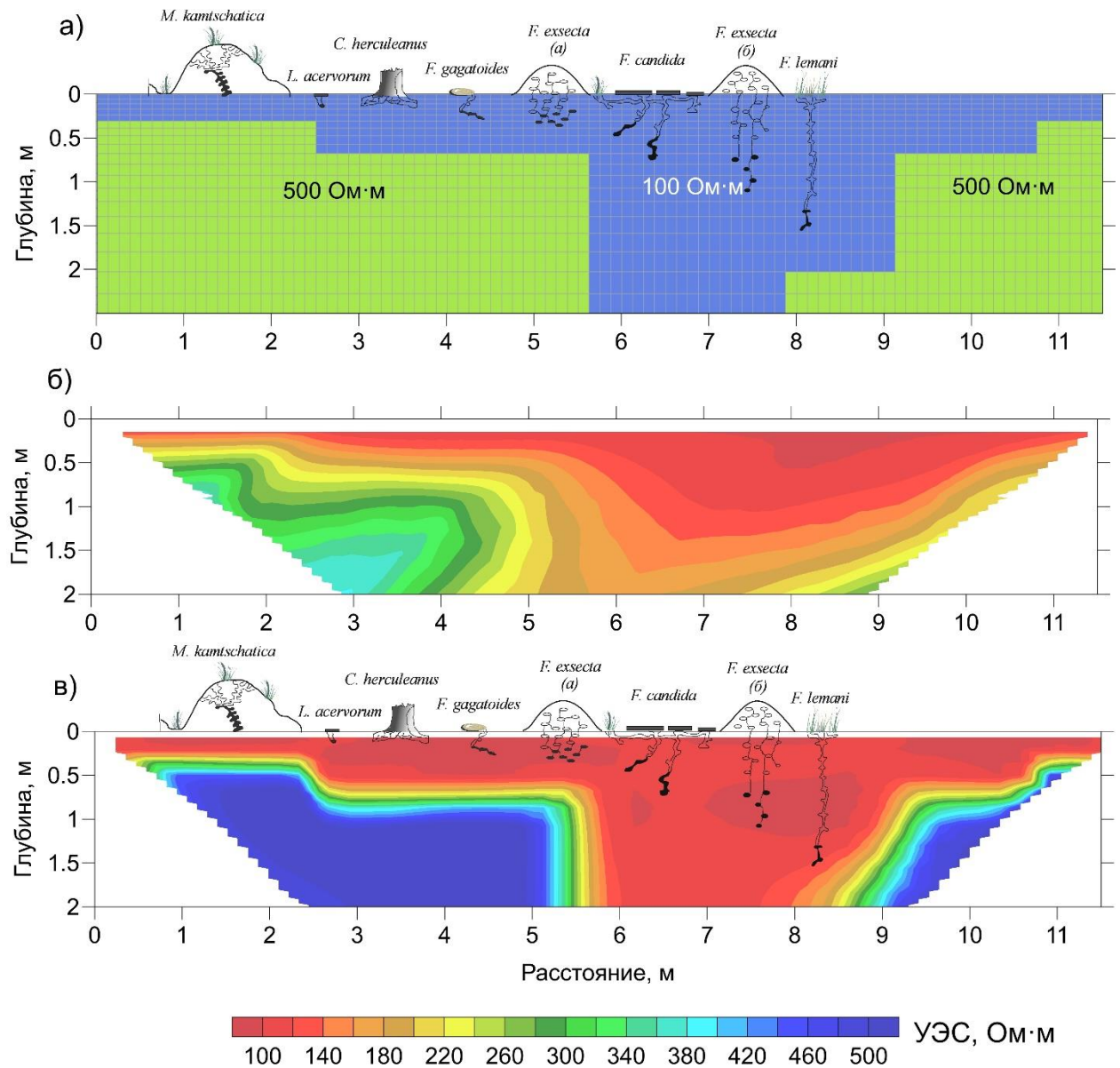


Рисунок 6.11 – Двумерный геоэлектрический разрез под муравейниками в криолитозоне по: (Берман, 2007) (а), распределение кажущегося УЭС (б) и восстановленная модель (в)

В Забайкальском крае учёт наличия *Betula fruticosa* (кустарниковой берёзы) на участке исследования в области распространения островных высокотемпературных ММП позволяет однозначно интерпретировать высокоомные аномалии как многолетнемёрзлые породы, а не как скопление галечника русловой фации аллювия.

На участках произрастания лиственницы Каяндера (даурской) аномалии повышенного УЭС в разрезе следует интерпретировать как ММП с пониженной температурой. На поверхности бестяхской террасы в Центральной Якутии в результате термосуффозионного оврагообразования происходит изменение геокриологических условий на суровые. Это в свою очередь становится причиной сукцессии – смены соснового леса на лиственничный с моховой подстилкой. Эти процессы отражаются на геоэлектрических разрезах повышением УЭС многолетнемёрзлых пород.

Показано, что в пределах речных долин криолитозоны Забайкалья, Якутии, Горного Алтая и Северо-Востока России аномалии низкого УЭС, сопровождающиеся на поверхности рощами чозений и тополей, вызваны обводнёнными таликами, а не влиянием глинистости или сульфидной минерализации пород плотика. По данным ГРЛ в зимнее время под зарослями чозений в зоне разгрузки подземных вод отсутствует отражающая граница от подошвы сезонномёрзлого слоя.

В результате специального полевого эксперимента было установлено, что кроме растительных индикаторов геокриологических условий существуют и биологические индикаторы, которыми являются скопления крупных гнёзд муравьёв видов *F. aquilonia* и *F. exsecta*. Они располагаются на участках глубокозалегающих ММП или сквозных таликах. «Размещение скоплений крупных гнёзд муравьёв на участках, характеризующихся пониженными УЭС в плане и разрезе, является общей закономерностью, выявленной в условиях многолетнемёрзлых пород в Забайкалье и Горном Алтае» (Оленченко, 2014). Учёт биоиндикаторов (гнёзда муравьёв) при объяснении природы аномалий низкого УЭС на геоэлектрических разрезах снижает неоднозначность геологической интерпретации.

Как итог исследования, сформулируем пятое защищаемое научное положение.

При интерпретации данных геоэлектрики наличие ерниковых зарослей и лиственницы даурской позволяет диагностировать аномалии высокого УЭС как многолетнемёрзлые породы, либо понижение их температуры. Зоны низкого УЭС на участках развития крупных талломов лишайника *Rizocarpon sp.*, чозении или скопления крупных гнёзд муравьёв *Formica aquilonia* или *Formica exsecta* на территории указывают на связь электрических аномалий с таликами, а не с литологическими неоднородностями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из приоритетных направлений Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации является занятие и удержание лидерских позиций в освоении и использовании территорий Арктики и Антарктики. Реализация этого плана невозможна без развития геофизических методов и методик изучения криосферы. Этим определяется цель диссертационной работы, а именно повышение достоверности геологической интерпретации данных современной геоэлектрики при исследовании субэдральной и субквальной криолитозоны.

Основными итогами выполненного исследования являются экспериментальные геоэлектрические модели ММП и новые подходы к геологической интерпретации данных геоэлектрики, повышающие однозначность истолкования геоэлектрических аномалий при изучении строения мёрзлых толщ.

В ходе исследования разработаны геоэлектрические модели горной криолитозоны, отражающие смену типов распространения ММП в условиях высотной поясности, влияние азональных факторов на строение мёрзлой толщи и блоковое строение каменных глетчеров – неотъемлемой части горной криолитозоны. По сравнению с известными геоэлектрическими моделями мёрзлых толщ альпийского типа разработанная модель является более полной. Она охватывает все типы распространения ММП – от редкоостровного до сплошного, и учитывает понижение температуры мёрзлых пород с возрастанием суровости горного климата. Установлено блоковое строение абляционных каменных глетчеров, что ставит под сомнение общепринятый механизм их движения, контролируемый реологическими свойствами льда. Вместо этого обосновывается гипотеза движения каменного глетчера как неньютоновской жидкости, для которой вязкость зависит от градиента скорости. По геофизическим данным наиболее активные генерации каменных глетчеров представляют собой обводнённый грубообломочный материал, включающий отдельные блоки метаморфического льда. В прикладном аспекте изучение механизма движения каменных глетчеров необходимо для прогноза катастрофических селей в горных регионах.

Средствами полевого эксперимента с использованием современной аппаратуры и программного обеспечения двумерной и трёхмерной инверсии применительно к условиям севера Западной Сибири изучены возможности электротомографии при выявлении пластовых льдов, обнаружении каналов дегазации под потенциально опасными буграми пучения, оценке степени риска поражения инженерных сооружений в результате термоэрозии. Принципиальным отличием полученных новых геоэлектрических моделей с пластовыми льдами от более ранних, основанных на результатах одномерной инверсии данных ВЭЗ, является возможность учёта

латеральных изменений свойств пластового льда и выявления трёхмерных неоднородностей в геоэлектрическом строении мёрзлых толщ.

Важное значение для криогидрологии имеют геоэлектрические модели эталонных объектов с подземными водами криолитозоны. Эти модели отражают структуру каналов фильтрации и разгрузки подземных вод, что важно не только в фундаментальном, но и прикладном плане для планирования мероприятий по инженерной защите от суффозионных провалов и наледей. Выявленные на радарограммах признаки каналов субгляциальной разгрузки подземных вод являются универсальными для всех регионов, где образуются геогенные наледы.

Изучение геоэлектрического строения субаквальной криолитозоны в области развития озёрного термокарста позволило обосновать новую геоэлектрическую модель, отражающую существование реликтового и современного таликов, разделённых мёрзлой перемычкой. Реликтовые субаквальные талики, перекрытые мёрзлым слоем, аккумулируют парниковые газы. Выявление реликтовых таликов под крупными термокарстовыми озёрами и лагунами для оценки вклада таликов в эмиссию парниковых газов является задачей дальнейших исследований.

Необходимость использования ландшафтных признаков при интерпретации геоэлектрических разрезов продемонстрирована на примере типичных фитоиндикаторов мерзлотных условий, таких как заросли лиственницы, кустарниковой берёзы и чозениевые рощи. Обосновано применение в совокупности с анализом геоэлектрических разрезов талломов лишайника *Rhizocarpon sp.* на поверхности каменных глетчеров и скоплений крупных гнёзд муравьёв *F. aquilonia* и *F. exsecta* для оценки возраста каменных глетчеров, картирования таликов и глубокозалегающих мёрзлых пород. Комплексная интерпретация геоэлектрических разрезов и ландшафтных признаков позволяет снизить неоднозначность и повысить достоверности геокриологической интерпретации аномалий УЭС.

Представленные в диссертации экспериментальные геоэлектрические модели эталонных объектов криолитозоны, применение современной геоэлектрики, программ обработки и новые подходы к интерпретации полученных данных с учётом ландшафтных признаков геокриологических условий позволяют получать детальную информацию о пространственном распределении электрофизических свойств горных пород, повысить эффективность изучения сложнопостроенных мерзлотных разрезов и однозначность интерпретации при решении задач геофизики криолитозоны.

Дальнейшими направлениями исследований видятся развитие теоретической базы для перехода от геоэлектрических разрезов к моделям распределения температуры пород, расширение круга решаемых геокриологических задач методом ЭТ в комплексе с другими методами геофизики и внедрение результатов исследования в практику. Блоковая геоэлектрическая модель строения абляционных каменных глетчеров должна стать основой для

геомеханических расчётов процессов их движения как неньютоновских жидкостей. Недостаточно изучены возможности ЭТ при исследовании пластовых льдов полуостровов Ямала и Гыдана и особенно многолетних бугров пучения – потенциальных воронок газовых выбросов. Результаты диссертационного исследования по данной тематике дают существенный задел в этом направлении. Не менее важным является разработка новых способов борьбы с наледями, основанных на геоэлектрических моделях каналов фильтрации и разгрузки наледных вод. Необходимо продолжать исследования озёрного термокарста на побережье северных морей. При изучении эмиссии парниковых газов, возникающей при деградации ММТ, следует ориентироваться на предложенные в работе геоэлектрические модели современного и реликтового таликов. В дальнейшем планируется разработать методическое руководство по учёту ландшафтных признаков и биологических индикаторов геокриологических условий для специалистов, занимающихся геофизикой криолитозоны.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АО – расстояние между питающим электродом А и центром (О) между приёмными электродами М и N

БВП – быстрые процессы вызванной поляризации

ВП – вызванная поляризация

ВЧР – верхняя часть разреза

ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование

ВЭЗ-МДС – вертикальное электрическое зондирование методом двух составляющих

ГРЛ – георадиолокация

ЗСБ – зондирование становлением поля в ближней зоне

КГ – каменный глетчер

МЛП – малый ледниковый период

ММП – многолетнемёрзлые породы

ММТ – многолетнемёрзлая толща

МТЗ – магнитотеллурическое зондирование

ОЭП – опасные экзогенные процессы

ПЖЛ – полигонально-жильный лёд

ПК – пикет

РСВП – ранняя стадия вызванной поляризации

СТС – сезонноталый слой

СКО – среднеквадратичное отклонение

СЭП – симметричное электропрофилирование

УЭС – удельное электрическое сопротивление

ЭДС – электродвижущая сила

ЭП – электропрофилирование

ЭТ – электротомография

DOI – depth of investigation (глубина исследования)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеев В.В. Изучение процессов вызванной поляризации для решения геокриологических задач / В.В. Агеев // Разведка и охрана недр. – 2012. – №. 11. – С. 46-49.
2. Алексеев В.Р. Многолетняя динамика размеров Амангындинской наледи в условиях изменений климата / В.Р. Алексеев, Е.Л. Бояринцев, В.Н. Довбыш // Труды Всероссийской научной конференции: Современные проблемы стохастической гидрологии и регулирования стока (Москва, 10–12 апреля 2012 г.). – 2012а. – С. 298–305.
3. Алексеев В.Р. Фундаментальное исследование подземных вод криолитозоны / В.Р. Алексеев // География и природные ресурсы. – 2012б. – № 3. – С. 179–181.
4. Алексеев В.Р. Проблемы инженерного освоения наледных участков речных долин / В.Р. Алексеев // Криосфера Земли. – 2017. – Т. 21. – № 6. – С. 65–75.
5. Алексеев В.Р. Наледи-тарыны Северо-Востока России по историческим данным / Алексеев В.Р., Макарьева О.М., Нестерова Н.В. [и др.] // Арктика и Антарктика. – 2021. – № 4. – С. 75–118.
6. Алияров Р.Ю. Изменение электрического сопротивления пластов-коллекторов в процессе разработки залежей нефти и газа / Р. Ю. Алияров, Р. А. Рамазанов // Каротажник. – 2010. – № 3. – С. 78–90.
7. Анисимов О.А. Континентальная многолетняя мерзлота / О.А. Анисимов, Ю.А. Анохин, С.А. Лавров [и др.] // Методы изучения последствий изменений климата для природных систем. Под ред. С.М. Семенова. – М.: НИЦ “Планета”, 2012. – С. 268–328.
8. Анисимов О.А. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики / О.А. Анисимов, И.И. Борзенкова, С.А. Лавров [и др.] // Лёд и снег. – 2012. – №. 2. – С. 97-105.
9. Анисимова Н.П. Некоторые особенности формирования химического состава озерного и наледного льда в Центральной Якутии / Н.П. Анисимова // Наледи Сибири. – М.: Наука, 1969. – с. 183–190.
10. Анисимова Н.П. Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии) / Н.П. Анисимова. – М.: Наука, 1971. – 196 с.
11. Анисимова Н.П. Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда / Н.П. Анисимова, Л.Н. Крицук // Проблемы геокриологии. – М.: Наука, 1983. – С. 230-239.
12. Антонов Е.Ю. Автоматизированная система для интерпретации данных индукционных импульсных электромагнитных зондирований с учетом индукционно-

- вызванной поляризации / Е.Ю. Антонов, Н.О. Кожевников, М.А. Корсаков // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – №. 8. – С. 1282-1293.
13. Баду Ю.Б. Основные закономерности криогенного строения многолетнемёрзлых толщ полуострова Ямал / Ю.Б. Баду, В.Т. Трофимов // Проблемы криолитологии. – 1974. – №. 4. – С. 125-148.
 14. Балков Е.В. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения / Е.В. Балков, Г.Л. Панин, Ю.А. Манштейн [и др.] // Геофизика. – 2012. – №. 6. – С. 54–63.
 15. Баулин В. В. Многолетнемёрзлые породы нефтегазоносных районов СССР / В.В. Баулин. – М.: Недра, 1985. – 176 с.
 16. Баулин В.В. Использование промыслово-геофизических исследований при изучении мёрзлых толщ / В.В. Баулин, А.Н. Боголюбов, Ю.Д. Зыков // Труды ПНИИС. – 1974. – Вып. 29. – С. 52–60.
 17. Баулин В.В. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Т. 2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения / В.В. Баулин, В.И. Аксенов, Г.И. Дубиков. – Тюмень: Институт проблем освоения Севера СО РАН, 1996. – 232 с.
 18. Берман Д.И. Экология животных северо-восточной Азии и реконструкция плейстоценовых ландшафтов Берингии: автореф. дис. ... д-ра биол. наук: 03.00.16 / Берман Даниил Иосифович. – М., 2007. – 56 с.
 19. Бобачёв А.А. Многоэлектродные электрические зондирования в условиях горизонтально-неоднородных сред / Боголюбов А.Н., Боголюбова Н.П., Мозганова Е.Я. – М.: Разведочная геофизика. Обзор. АОЗТ «Геоинформмарк». – 1996. – №. 2. – 50 с.
 20. Бобачёв А.А. Двумерная электроразведка методом сопротивлений и вызванной поляризации: аппаратура, методики, программное обеспечение / А.А. Бобачёв, А.А. Горбунов // Разведка и охрана недр. – 2005. – №. 12. – С. 52–54.
 21. Бобачёв А.А. Опыт применения донной электротомографии в Обской губе Карского моря / А.А. Бобачёв, А.К. Миринец, С.Г. Миронюк // Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022: Тр. XI Междунар. науч.-практ. конф. (Москва, 24–28 окт. 2022 г.). Тверь: ПолиПРЕСС. – 2022. – т. IV. – с. 141–144.
 22. Боголюбов А.Н. Рекомендации по комплексированию геофизических методов при мерзлотной съёмке / А.Н. Боголюбов, Н.П. Боголюбова, Е.Я. Мозганова. – ПНИИИС, М.: Стройиздат, 1987. – 86 с.
 23. Богоявленский В. И. Фундаментальные аспекты генезиса катастрофических выбросов газа и образования гигантских кратеров в Арктике // Арктика: экология и экономика. – 2021. – Т. 11. – №. 1. – С. 51-66.

24. Богоявленский В.И. Выбросы газа из криолитозоны полуострова Ямал. Предварительные результаты экспедиции 8 июля 2015 г. / В.И. Богоявленский, А.В. Мажаров, В. А. Пушкарёв, И.В. Богоявленский // Бурение и нефть. – 2015. – №. 7–8. – С. 8–13.
25. Богоявленский В.И. Дегазация Земли в Арктике: дистанционные и экспедиционные исследования катастрофического Сеяхинского выброса газа на полуострове Ямал / В.И. Богоявленский, О.С. Сизов, А.В. Мажаров [и др.] // Арктика: экология и экономика. – 2019. – Т. 34. – №. 2. – С. 88–105.
26. Богоявленский В.И. Катастрофический выброс газа в 2020 г. на полуострове Ямал в Арктике. Результаты комплексного анализа данных аэрокосмического зондирования / В.И. Богоявленский, И.В. Богоявленский, Т.Н. Каргина // Арктика: экология и экономика. – 2021. – Т. 11. – №. 3. – С. 363–374.
27. Бойцов А.В. Условия формирования и режим подземных вод надмерзлотного и межмерзлотного стока в Центральной Якутии: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.08 // СО РАН, Ин-т мерзлотоведения, Якутск. – 2002. – 23 с.
28. Булдович С.Н. Роль новейших разрывных нарушений в формировании мерзлотно-гидрогеологических условий (на примере Нерюнгринской синклинали Южно-Якутского мезозойского прогиба) / С.Н. Булдович, В.С. Мелентьев, М.С. Наумов, О.С. Фурикевич // Мерзлот. исслед. – 1976. – Вып. XV. – С. 120–125.
29. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) / Ю.К. Васильчук // Инженерная геология. – 2010. – № 3. – С. 50–67.
30. Васильчук Ю.К. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири / Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.К. Васильчук, Е.Е. Подборный, Ю.Н. Чижова // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20. – №. 1. – С. 36–50.
31. Васильчук Ю.К. Парагенетические ансамбли повторно-жильных льдов со льдами различного генезиса / Ю.К. Васильчук // Арктика и Антарктика. – 2018. – № 2. – С. 71–112.
32. Вахромеев Г.С. Моделирование в разведочной геофизике / Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. – М.: Недра. – 1987. – 191 с.
33. Вахромеев Г.С. Петрофизика: учебник для вузов / Г.С. Вахромеев, Л.Я. Ерофеев, В.С. Канайкин [и др.] – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. – 462 с.
34. Владов М.Л. Введение в георадиолокацию: Учебное пособие / Владов М.Л., Старовойтов А.В. – М.: Издательство МГУ, 2004. – 153 с.
35. Владов М.Л. Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений / М.Л. Владов, М.С. Судакова. – М.: ГЕОС, 2017. – 240 с.

36. Гаврилов А.В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых / А.В. Гаврилов, Н.Н. Романовский, Х.-В. Хуббертен // Криосфера Земли. – 2006. – т. X. – № 1. – с. 39–50.
37. Гаврилов А.В. Распространение островов – реликтов ледового комплекса на Восточно-Сибирском арктическом шельфе / А.В. Гаврилов, Н.Н. Романовский, Х.-В. Хуббертен [и др.] // Криосфера Земли. – 2003. – Т. 8., №. 1. – С. 18–32.
38. Гагарин В.Е. Оценка возможности использования геофизических методов для изучения геокриологических условий высокогорных районов республики Таджикистан / В.Е. Гагарин, А.В. Кошурников, Н.В. Желтенкова, М.С. Курбонова // Материалы Пятой конференции геокриологов России (Москва, 14-17 июня 2016 г.) – 2016а. – Т. 2 – С. 311–321.
39. Гагарин В.Е. Криолитозона Южного и Северного Тянь-Шаня (на примере перевалов Анзоб и Жосалы-Кезень) / В.Е. Гагарин, А.В. Кошурников, А.В. Брушков [и др.] // Материалы пятой конференции геокриологов России (Москва, 14-17 июня 2016 г.). – 2016б. – Т. 7. – С. 159–168.
40. Гагарин Л.А. Исследование термосуффозионных процессов в Центральной Якутии / Л.А. Гагарин // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2012. – № 2. – С. 41–45.
41. Гагарин Л.А. Динамика термосуффозионных процессов в криолитозоне (на примере Центральной Якутии): автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.08. / Леонид Александрович Гагарин. – Якутск, 2013. – 21 с.
42. Гагарин Л.А. Оценка современных условий формирования субэдральных таликов в центральной Якутии / Материалы XXI Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (г. Якутск, 22-28 июня 2015 г.) – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. – С. 76-80.
43. Гагарин Л.А. Оценка термосуффозионных процессов в Центральной Якутии на примере участка Улахан-Тарын / Л.А. Гагарин, А.А. Семерня, Л.С. Лебедева // Геоэкология. – 2016в. – № 3. – С. 252–262.
44. Гагарин Л.А. Выявление участков потенциального термосуффозионного разуплотнения грунтов вдоль федеральной автодороги А-360 «Лена» в Центральной Якутии / Гагарин Л.А. Бажин К.И., Оленченко В.В. [и др.] // Криосфера Земли. – 2019. – Т. 23, № 3. – С. 61.
45. Гагарин Л.А. О причинах затухания термосуффозионных процессов на бестяхской террасе р. Лены в Центральной Якутии / Л.А. Гагарин, В.В. Оленченко, Н.А. Павлова // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология – № 5. – 2023. – С. 28–42

46. Галанин А.А. Лихенометрия: современное состояние и направления развития метода / А. А. Галанин. – Магадан: СВКНИИ, 2002. – 74 с.
47. Галанин А.А. Каменные глетчеры северо-востока Азии / А.А. Галанин, О.Ю. Глушкова // Материалы гляциол. исследований. – 2005. – Т. 98. – С. 30–43.
48. Галанин А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации / А.А. Галанин // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2010. – №. 4. – С. 2–11.
49. Галанин А.А. Лихенометрический метод изучения криогенных процессов / А.А. Галанин // Наука и техника в Якутии. – 2012. – №. 1. – С. 8–15.
50. Галанин А.А. Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки / А.А. Галанин, В.М. Лыткин, А.Н. Федоров, Т. Кадота // Лёд и снег. – 2013. – №. 4. – С. 30–42.
51. Галанин А.А. Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня / А.А. Галанин, В.В. Оленченко, И.И. Христофоров [и др.] // Криосфера Земли. – 2017. – Т. 21, №. 4. – С. 58–74.
52. Геологическая карта: Р-55-XXX. Геологическая карта СССР. Серия Верхне-Колымская. Масштаб 1:200000 [Объяснительная записка]. – М.: Изд-во Недра, 1968. – 67 с.
53. Геологический словарь: в 3 т. / Гл. ред. О.В. Петров. – 3-е изд., перераб. и доп. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 2 т. – 480 с.
54. Груздев А. И. Определение области применения бесконтактной технологии метода сопротивлений / А. И. Груздев, А. А. Бобачев, В. А. Шевнин // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2020. – №. 5. – С. 100–106.
55. Груздев А. И. Бесконтактное измерение электрического поля с помощью Ohm Марпер в условиях Крайнего Севера / А. И. Груздев, Д. А. Науменко, П. С. Богданов, А. А. Бобачев, В. А. Шевнин, // Электронное научное издание «Георазрез». – 2013. – №. 1. – С. 13.
56. Гольдин С.В. Чуйское землетрясение и его афтершоки / С.В. Гольдин, В.С. Селезнёв, А.Ф. Еманов [и др.] // Доклады академии наук. – 2004. – Т. 395. – С. 534–536.
57. Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России / А.П. Горбунов // Криосфера Земли. – 2006а. – Т. X, № 1. – С. 22–28.
58. Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азии за пределами России / А.П. Горбунов // Криосфера Земли. – 2006б. – Т. X, № 4. – С. 19–28.
59. Горбунов А.П. Каменные глетчеры мира: общее обозрение (сообщение 3) / А.П. Горбунов // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII, № 4. – с. 14–23.
60. Горбунов А.П. Каменные глетчеры гор Средней Азии / А.П. Горбунов, С.Н. Титков. – Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989. – 164 с.

61. Горбунов А.П. Крупнейший в Тянь-Шане комплексный каменный глетчер / А.П. Горбунов, Э.В. Северский // Геоморфология. – 2000. – № 3. – С. 48–54.
62. Горбунов А.П. Геокриологические условия Тянь-Шаня и Памира / А.П. Горбунов, Э.В. Северский, С.Н. Титков. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1996. – 194 с.
63. Григорьев Н.Ф. Влияние подземных вод и экзогенных факторов на формирование азональных мерзлотных условий в районах Приенисейского Севера: сборник статей / Н.Ф. Григорьев // Институт мерзлотоведения СО АН СССР «Гидрогеологические условия мерзлой зоны». – Якутское книжное издание, 1976. – С. 97–102.
64. Губарьков А.А. Криогенные процессы в естественных и техногенных условиях на Крузенштернском месторождении / А.А. Губарьков, А.В. Кириллов, И.Р. Идрисов [и др.] // Нефтегазовое дело. – 2014. – Т. 12, № 2. – С. 8–11.
65. Дельво Д. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль / Д. Дельво, К. Тениссен, Р. Ван-дер-Мейер [и др.] // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 31–35.
66. Дубиков Г.И., Инъекционные ископаемые льды на полуострове Ямал / Г.И. Дубиков, М.М. Корейша // Известия АН СССР, сер. географ. – 1964. – №. 5. – С. 58–65.
67. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мёрзлых толщ Западной Сибири / Г.И. Дубиков. – М.: ГЕОС, 2002. – 246 с.
68. Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуи (Горный Алтай): монография / Г.С. Дьякова, О.В. Останин – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2014. – 152 с.
69. Дьякова Г.С. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая / Г.С. Дьякова, В.В. Оленченко, О.В. Останин // Лёд и снег. – 2017. – Т. 57. – №. 1. – С. 69–76.
70. Дьякова Г.С. Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая / Г.С. Дьякова, А.А. Горевячева, О.В. Останин [и др.] // Лёд и снег. – 2020. – Т. 60, №. 1. – С. 109–120.
71. Ермохина К.А. Фитоиндикация экзогенных процессов в тундрах Центрального Ямала: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.23 / Ермохина Ксения Алексеевна. – М., 2009. – 25 с.
72. Ершов Э.Д. Общая геокриология: учебник / Э.Д. Ершов. – Москва: МГУ, 2002. – 682 с.
73. Ефимов А.И. Незамерзающий пресный источник Улахан-Тарын в Центральной Якутии / А.И. Ефимов // Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – № 3. – с. 60–105.

74. Железняк М.Н. Высотная геотемпературная поясность центрального Алтая / М.Н. Железняк, М.М. Шац, С.И. Сериков [и др.] // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24, № 3. – С. 18–24. – DOI 10.21782/KZ1560-7496-2020-3(18-24). – EDN WFTPXМ.
75. Желтенкова Н.В. Возможности использования геофизических методов для изучения строения очагов возникновения гляциальных селей (на примере Заилийского Алатау) / Н.В. Желтенкова, В.Е. Гагарин, А.В. Кошурников [и др.] // Анализ, прогноз и управление природными рисками с учетом глобального изменения климата ГЕОРИСК-2018. X Международная научно-практическая конференция по проблемам снижения природных опасностей и рисков (Москва, 2018). – Москва. – 2018. – Т. 1. – С. 39–44.
76. Жигульская З.А. Расширение спектра биотопов, населяемых муравьями *Formica letani* в верховьях Колымы, при изменившихся условиях зимовки / З.А. Жигульская // Муравьи и защита леса: Материалы XIV Всероссийского мирмекологического симпозиума 19-23 августа 2013 года). – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. – С. 68–71.
77. Землянкова А.А. Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.) / А.А. Землянкова, В.Р. Алексеев, А.Н. Шихов [и др.] // Лёд и снег. – 2023. – Т. 63, № 1. – С. 71–84.
78. Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны: учебник / Ю.Д. Зыков. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 272 с.
79. Зыков Ю.Д. Применение частотного электромагнитного зондирования при проектировании газопроводов / Ю.Д. Зыков, А.В. Кошурников, П.Ю. Пушкарёв // Инженерные изыскания. – 2008. – №. 3. – С. 70–74.
80. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины / М.С. Иванов – Новосибирск: Наука, 1984. – 126 с.
81. Иверонова М.И. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня / М.И. Ивернова // Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. – 1950. – вып. 1. – с. 69–88.
82. Изюмов С.В. Теория и методы георадиолокации: учебное пособие / С.В. Изюмов, С.В. Дручинин, А.С. Вознесенский. – М.: Издательство «Горная книга», 2008. – 196 с.
83. Казанин А.Г. Комплексирование сейсморазведки 2D и электроразведки ЗСБ для исследования криолитозоны на шельфе арктических морей / А.Г. Казанин, С.П. Павлов, Д.А. Науменко [и др.] // 12th Conference and Exhibition Engineering Geophysics (Россия, г. Анапа, 25-29 апреля 2016 г.). – European Association of Geoscientists & Engineers. – 2016. – С. 482-00039.
84. Камалетдинов В.А. Рельеф цоколя и строение четвертичного покрова Лено-Амгинского междуречья / В.А. Камалетдинов // Геология кайнозоя Якутии. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1982. – с. 94–103.

85. Каминский А.Е. Программа двумерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации (наземный, скважинный и акваторный варианты) ZONDRES2D. Zond Geophysical software 2001-2010 [Инструкция по использованию] / А.Е. Каминский. – 2014. – 81 с.
86. Каплина Т.Н. Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии (радиоуглеродное обследование) / Т.Н. Каплина, А.В. Ложкин // Изв. АН СССР. Сер. геолог. – 1979. – №. 2. – С. 69–76.
87. Каплина Т.Н. История мёрзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое / Т.Н. Каплина // История развития многолетнемёрзлых пород Евразии. – М.: Наука, 1981. – С. 153–181.
88. Карасёв А.П. Быстрые переходные процессы вызванной поляризации / А.П. Карасёв, А.Б. Птицын, Е.Ю. Юдицких – Новосибирск: Наука, 2005. – 291 с.
89. Касымская М.В. Субмаринные талики восточной части шельфа моря Лаптевых [Электронный ресурс] / М.В. Касымская // Пространство и Время. – 2012. – №. 1. – Режим доступа: <https://cyberleninka.ru/article/n/submarinnye-taliki-vostochnoy-chasti-shelfa-morya-laptevuyh> (дата обращения: 02.04.2020).
90. Кауфман А.А. Теоретические основы метода зондирования становлением поля в ближней зоне / А.А. Кауфман, Г.М. Морозова. – Новосибирск: Наука. – 1970. – 123 с.
91. Кац В.Е. Гидрогеологические особенности в эпицентральной части Чуйского землетрясения / В.Е. Кац, Ю.В. Робертус // Алтайское (Чуйское) землетрясение: прогнозы, характеристики, последствия. Горно-Алтайск. – РИО ГАГУ. – 2004. – с. 99–101.
92. Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов в районах распространения залежей пластовых льдов: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / Кизяков Александр Иванович. – Москва, 2005. – 180 с.
93. Кизяков А.И. Деструктивные рельефообразующие процессы побережий арктических равнин с пластовыми подземными льдами / А.И. Кизяков, М.О. Лейбман, Д.Д. Передня // Криосфера Земли. – 2006. – Т. 10, № 2. – С. 79–89.
94. Кизяков А.И. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на Центральном Ямале / А.И. Кизяков, А.В. Сонюшкин, М.О. Лейбман [и др.] // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19, №. 2. – С. 15–25.
95. Кожевников Н.О. Исследование быстропротекающих процессов вызванной поляризации в мёрзлых породах / Н.О. Кожевников, С.П. Никифоров, С.В. Снопков // Геоэкология. – 1995. – №. 2. – С. 118–126.

96. Кожевников Н.О. Совместная инверсия данных МПП с учётом индукционно-вызванной поляризации / Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 2. – С. 181-190.
97. Кожевников Н.О. Инверсия индукционных переходных характеристик двухслойных сред с учётом быстро устанавливающейся вызванной поляризации / Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 6. – С. 905–918.
98. Кожевников Н.О. Быстропротекающая индукционно-вызванная поляризация в мёрзлых породах / Н.О. Кожевников // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 4. – С. 527–540.
99. Кожевников Н.О. Поиск таликов методом ЗСБ в условиях интенсивного проявления индукционно-вызванной поляризации / Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов, А.К. Захаркин [и др.] // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 12. – С. 1815–1827.
100. Козлов Е.П. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части полуострова Ямал / Е.П. Козлов, С.Г. Черданцев, Ф.С. Юмачиков // Инф. отчет о результатах ГДП листов R-42-VII-IX, XIV-XV м-ба 1:200 000. Бованенковский объект. – Тюмень: Тюм. фил. ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1999. – 269 с.
101. Колюбакин А.А. Применение комплекса геофизических методов для выявления опасных геологических процессов и явлений на шельфе моря Лаптевых / А.А. Колюбакин, С. Г. МIRONЮК, А.Г. Росляков [и др.] // Инженерные изыскания. – 2016. – № 10–11. – С. 38–51.
102. Корейша М.М. Региональный анализ генезиса и развития наледей / М.М. Корейша // Исследование мёрзлых грунтов в районах освоения. – М.: Изд-во Стройиздат, 1987. – С. 49–57.
103. Корсун О.В. О локализации регионального памятника природы «Муравейники Арахлея» (Читинская область) / О.В. Корсун // Мат. междунар. конф. «Природоохранное сотрудничество Читинской области (Российская Федерация) и автономного района Внутренняя Монголия (КНР) в трансграничных экологических регионах (29–31 октября 2007 г., Чита, Россия). – Чита: Изд-во ЗабГГПУ, 2007. – С. 190–193.
104. Кошурников А.В. Первый опыт электромагнитного зондирования для картирования кровли подводной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых / А. В. Кошурников, В. Е. Тумской, Н. Е. Шахова [и др.] // Доклады Академии наук. – М.: Наука, 2016. – Т. 469, № 5. – С. 616–620.
105. Крицук Л.Н. Изотопные исследования природных вод и льдов Западной Сибири / Л.Н. Крицук В.А. Поляков // Инженерная геология. – 1989. – № 4. – С. 76.

106. Крылов С.С. Электромагнитные методы при изысканиях на мерзлоте / С.С. Крылов, Н.Ю. Бобров // Геофиз. исслед. криолитозоны. – 1995. – Вып. 1. – с. 124–135.
107. Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены / В.В. Куницкий. – Якутск: ИМ, 1989. – 162 с.
108. Лапковская А.А. Геоэлектрическое строение каменного глетчера сукорского оползня-обвала (Горный Алтай) / А.А. Лапковская, В.В. Оленченко, Г.С. Дьякова // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. XII Междунар. науч. конгр. (Новосибирск, 17-21 апреля 2016 г.). – Новосибирск. – 2016. – Т. 2, № 2. – С. 53–57.
109. Лейбман М.О. Ямальская воронка газового выброса: результаты предварительного обследования / М.О. Лейбман, А.В. Плеханов // Холод'Ок. – 2014. – № 2 (12). – С. 9–15.
110. Максимов В.М. К вопросу о гидрогеологических условиях окрестностей Якутска / В.М. Максимов, Н.И. Толстихин // Докл. АН СССР. – 1940. – Т. 28, № 1. – с. 14–20.
111. Малахова В.В. Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в / В.В. Малахова, Е.Н. Голубева // Лёд и Снег. – 2016. – Т. 56, № 1. – С. 61–72
112. Маслов А.Д. Основы геокриологии: учебное пособие / А.Д. Маслов, Г.Г. Осадчая, Н.В. Тумель, Н.А. Шполянская. – Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2005. – 176 с.
113. Марченко С.С. Криолитозона Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее / С.С. Марченко. – Якутск, ИМЗ СО РАН, 2003. – 106 с.
114. Мерзлотно-гидрогеологическая карта м-ба 1:200 000. – Отдел фондов Зап.-Сиб. геол. управления. – Новосибирск. – Инв. № 18195. – 1977.
115. Михайлов В.М. Пойменные талики Северо-Востока России: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук: 25.00.08/ Михайлов Владимир Матвеевич. – Якутск, 2005. – 42 с.
116. Михайлов В.М. Разнообразие таликов речных долин и их систематизация / В.М. Михайлов // Криосфера Земли. – 2010. – Т. XIV, № 3. – С. 43–51.
117. Михайлов В.М. Географические закономерности распространения пойменных таликов // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2014. – №1. – С. 65–74.
118. Нахабцев А. С., Сапожников Б. Г., Яблучанский А. И., Электропрофилирование с незаземленными рабочими линиями / А. С. Нахабцев, Б. Г. Сапожников, А. И. Яблучанский. – Л.: Недра, 1985. – 96 с.
119. Немова Е.М., Александрова М.С. Итоги интродукции древесных растений семейства Betulaceae в Главном ботаническом саду РАН за 50 лет // Бюллетень Главного ботанического сада. Вып. 181. -М.: Наука, 2001. – с. 5-23.

120. Никитин А.А. Комплексирование геофизических методов: учебник для вузов / А.А. Никитин, В.К. Хмелевской. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: ВНИИГеосистем, 2012. – 346 с.
121. Ним Ю.А. Зондирование методом переходных процессов при исследованиях криолитозоны: автореф. дисс. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.12 / Ним Юрий Александрович. – Иркутск, 1991. – 39 с.
122. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / И.С. Новиков. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
123. Общее мерзлотоведение (геокриология): учебник / В.А. Кудрявцев, Б.Н. Достовалов, Н.Н. Романовский, К.А. Кондратьева, В.Г. Меламед; под ред. В.А. Кудрявцева. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
124. Оленченко В.В. Муравейники как возможные биоиндикаторы таликовых зон / В.В. Оленченко // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18, № 2. – С. 91–96.
125. Оленченко В.В. Строение участка развития термосуффозионных процессов в пределах бестяхской террасы реки Лены по геофизическим данным / В.В. Оленченко, Л.А. Гагарин, И.И. Христофоров [и др.] // Криосфера Земли. – 2017. – Т. 21, № 5. – С. 16–26.
126. Оленченко В. В. Геоэлектрическая модель смены типов распространения многолетнемёрзлой толщи при высотной поясности: полевой эксперимент / В. В. Оленченко, А.А. Гораявчева // Сборник докладов расширенного заседания Научного совета по криологии Земли РАН «Актуальные проблемы геокриологии». М.: «КДУ», «Университетская книга». – 2018. – Т.2. – С.149–154.
127. Оленченко В.В. Распространение толщи мёрзлых пород в Чуйской впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований / В.В. Оленченко, Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов [и др.] // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15, № 1. – С. 15–22.
128. Оленченко В.В. Геофизические исследования в пределах участка деформаций автодороги, построенной на мерзлом основании / В.В. Оленченко, В.Г. Кондратьев // Вестник Северо-Восточного государственного университета. – 2017. – №. 27. – С. 116–119.
129. Оленченко В.В. Геофизические признаки источников гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) / В.В. Оленченко, О.М. Макарьева, А.А. Землянскова [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2023а. – Т. 14. – № 3 : 0702. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702>.
130. Оленченко В.В. Геокриологические условия формирования гигантской наледи подземных вод р. Анмангында (Магаданская область) по геофизическим данным / В.В. Оленченко, О.М. Макарьева, А.А. Землянскова [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. – Т. 15, №2 : 0753. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0753>.

131. Оленченко В.В. Применение электротомографии при прогнозе развития опасных экзогенных процессов на объектах инфраструктуры Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения / В.В. Оленченко, А.Б. Осокин // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды Международной конференции (г. Тюмень, 2-5 июня 2015 г.). – 2015а. – С. 276–279.
132. Оленченко В.В. Результаты геофизических исследований территории геологического новообразования «Ямальский кратер» / В.В. Оленченко, А.И. Синицкий, Е.Ю. Антонов [и др.] // Криосфера Земли. – 2015б. – Т. 19, №. 4. – С. 94–105.
133. Оленченко В.В. Электротомография чаши дренированного термокарстового озера на о. Курунггах в дельте р. Лены / В.В. Оленченко, Л.В. Цибизов, А.А. Картозия [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019. – Т. 65, № 1. – С. 92–104.
134. Оленченко В.В. Геоэлектрическое строение субаквальной криолитозоны лагуны Уомуллах-Кюель (море Лаптевых) / В.В. Оленченко, А.Н. Фаге, П. Овердуин, М. Ангелопулос // Криосфера Земли. – 2023б. – том 27 – № 5 – С. 39-53.
135. Оленченко В.В. Возможности геофизических методов при поисках плейстоценовой мегафауны в пойменных и надпойменных отложениях реки Юрибей (Ямал) / В.В. Оленченко, А.Н. Шеин // Криосфера Земли. – 2013. – Т. 17, № 2. – С. 83–92.
136. Основы геологии: учеб. для географ. спец. вузов / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова. – М: Высш. Шк., 1991. – 416 с.
137. Останин О.В. Морфодинамическая классификация каменных глетчеров Алтая / О. В. Останин, Г.С. Дьякова // География и природопользование Сибири. – 2013. – №. 16. – С. 114–125.
138. Пальгов Н.Н. Наблюдения над движением одного из каменных глетчеров хр. Джунгарского Алатау / Н.Н. Пальгов // Вопросы географии Казахстана. – 1957. – вып. 2. – с. 195–207.
139. Панькова Д.С. Строение многолетнемерзлой толщи в районе стационара Парисенто (Гыданский полуостров) по геофизическим данным / Д.С. Панькова, В.В. Оленченко, Л.В. Цибизов [и др.] // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24, № 2. – С. 52–67.
140. Поздняков Л.К. Даурская лиственница / Л. К. Поздняков. – М. Наука, – 1975. – 298 с.
141. Полуостров Ямал: (Инж.-геол. очерк) / [В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, В.Г. Кудряшов, Н.Г. Фирсов]: Под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – 278 с.
142. Пугач В.Б. Изучение подозёрных таликов в заполярном районе Западной Сибири геофизическими методами / В.Б. Пугач, А.Г. Скворцов, В.М. Тимофеев, А.М. Царёв // Методы инженерно-геокриологической съёмки: сборник научных трудов. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1990. – 177 с.

143. Радченко А.Г. Муравьи (Hymenoptera, Formicidae) Даурского гос. заповедника и сопредельных тер. / А.Г. Радченко // Насекомые Даурии и сопредельных территорий. – 1992. – Вып. 1.
144. Рекомендации по геокриологической съёмке и районированию равнинных территорий для размещения объектов нефтяной и газовой промышленности по стадиям проектирования / ПНИИИС. – М.: Стройиздат, 1984а. – 108 с.
145. Рекомендации по геофизическим работам при инженерных изысканиях для строительства (электроразведка) / ПНИИИС. – М.: Стройиздат, 1984б. – 104 с.
146. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны / Н.Н. Романовский; под ред. проф. В.А. Всевожского. – М., Изд-во МГУ, 1983. – 231 с.
147. Романовский Н.Н. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых / Н.Н. Романовский, А.В. Гаврилов, В.Е. Тумской [и др.] // Криосфера Земли. – 1999. – Т. 3, № 3. – С. 79–91
148. Романовский Н.Н. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики / Н.Н. Романовский, В.Е. Тумской // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15, № 1. – С. 3–14.
149. Румянцев Е.А. Наледный процесс и явление зимней напорной суффозии / Е.А. Румянцев // Труды Хабаровского ин-та инженеров ж/д транспорта. – 1966. – 21. – С. 4–15.
150. Садуртдинов М.Р. Геофизические методы изучения инженерно-геокриологических условий на стационаре Марре-Сале (Ямал) в зимний период / М.Р. Садуртдинов, А.М. Царев, А.Г. Скворцов [и др.] // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы. – 2015. – С. 333–336.
151. Северский Э.В. Влияние локальных факторов на распространение толщи мёрзлых пород перевала Жосалыкезень (Северный Тянь-Шань) / Э.В. Северский, В.В. Оленченко, А.П. Горбунов // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18, № 4. – С. 13.
152. Сидоров В.А. Электроразведка становлением поля в ближней зоне / В.А. Сидоров, В.В. Тикшаев – Саратов: Изд-во НВНИИГГ. – 1969. – 58 с.
153. Сидоров В.А. Становление поля в неоднородных средах применительно к геофизическим исследованиям / В.А. Сидоров, В.П. Губатенко, В.А. Глечиков – Саратов: Изд-во СГУ. – 1977. – 223 с.
154. Скворцов А.Г. Результаты сейсмических исследований на геокриологическом стационаре Марре-Сале (Ямал) / А. Г. Скворцов, В.А. Дубровин, М. Р. Садуртдинов [и др.] // Труды X Международной конференции по мерзлотоведению TISOP: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. – 2012. – С. 289–290.

155. Скоробогатов В.А. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала / В.А. Скоробогатов, Л.В. Строганов, В.Д. Копеев. М. – Недра-Бизнесцентр, 2003. – 343 с.
156. Слагода Е.А. Генезис и микростроение криолитогенных отложений Быковского полуострова и острова Муостах. автореферат дисс. канд. геол. минерал. наук: 04.00.07 / Слагода Елена Адольфовна. – Якутск, 1993. – 21 с.
157. Смирнова А.А. Разделение аномалий ВП по типам поляризующихся объектов на примере Пильнинского рудного поля / А.А. Смирнова, В.В. Оленченко // Российский геофизический журнал. – 2006 – Вып. 43-44. – С. 136–140.
158. Снегирёв А.М. Скважинная электрометрия мерзлой зоны литосферы / А.М. Снегирёв – М.: Изд-во СИП РИА, 2002. – 274 с.
159. Соломина О.Н. Ледники западной и северной периферии Тянь-Шаня за 2000 лет / О.Н. Соломина, О.С. Савоскул // Геоморфология. – 1997. – № 1. – С. 78–86.
160. Стогний В. В. Импульсная индуктивная электроразведка таликов криолитозоны Центральной Якутии / В. В. Стогний– Якутск, 2003. – 124 с.
161. Стогний В.В. Импульсная индуктивная электроразведка при изучении поляризующейся среды криолитозоны Якутской кимберлитовой провинции / В.В. Стогний // Криосфера Земли. – 2008. – Т.12, № 4. – С. 46-56.
162. Стрелецкая И.Д. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала / И.Д. Стрелецкая, М.О. Лейбман // Криосфера Земли. – 2002. – Т. 6, № 3. – С. 15–24.
163. Стрелецкая И.Д. Подземные льды и их роль в формировании воронки газового выброса на полуострове Ямал / И.Д. Стрелецкая, М.О. Лейбман, А.И. Кизяков [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2017. – № 2. – С. 91–99.
164. Стрелецкая И.Д. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала / И.Д. Стрелецкая, М.З. Каневский, А.А. Васильев // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X, № 2. – С. 68–78.
165. Тимофеев В.М. К вопросу о возможности использования некоторых высокочастотных методов для целей инжгеокриологического картирования / В. М. Тимофеев // Труды ВСЕГИНГЕО. – 1973.– вып. 62. – С .71–78.
166. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды северо-востока СССР / Толстихин О.Н. – Новосибирск: Наука, 1974. – 164 с.
167. Трофимов В.Т. Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности) / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадугу, Ю.К. Васильчук [и др.]. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1986. – 245 с.

168. Тумской В.Е. Результаты моделирования протаивания отложений ледового комплекса под термокарстовыми озёрами на северо-востоке Якутии / В.Е. Тумской, Н.Н. Романовский, Г.С. Типенко // Материалы Второй конференции геокриологов России. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2001а. – Т. 2. – С. 300–307.
169. Тумской В.Е., Романовский Н.Н., Типенко Г.С. Формирование таликов под термокарстовыми озёрами на северо-востоке Якутии: результаты моделирования / В.Е. Тумской, Н.Н. Романовский, Г.С. Типенко. // Материалы Второй конференции геокриологов России. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2001б, с. 293–300.
170. Тумской В.Е. Термокарст и его роль в развитии региона моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. 25.00.08 / Тумской Владимир Евгеньевич. – М., 2002. – 26 с.
171. Филатов Л.Г. Методика комплексных геофизических исследований при решении гидрологических и инженерно-геологических задач в селеопасных районах Большой и Малой Алматинки / Л.Г. Филатов [и др.] // Материалы семинара по применению геогр. и матем. методов при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях. – М. – 1967. – Вып. 5. – С. 159–171.
172. Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала / С.М. Фотиев // Криосфера Земли. – 2003. – Т. 7, № 1. – С. 63–75.
173. Фотиев С.М. Химический состав и генезис воды, сформировавшей повторно-инъекционные пластовые льды на площади Бованенковского месторождения / С.М. Фотиев // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16, № 3. – С. 3–28
174. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мёрзлых пород и льдов / А.Д. Фролов. – Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. – 515 с.
175. Хилимонюк В.З. Геокриологические условия территории расположения ямальского кратера / В.З. Хилимонюк, Е.Н. Оспенников, С.Н. Булдович [и др.] // Материалы пятой конференции геокриологов России (г. Москва, 14–17 июня 2016 г.). – 2016. – С. 245–255.
176. Чувиллин Е.М. Газовая компонента толщ мёрзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (полуостров Ямал) / Е.М. Чувиллин, В.С. Якушев, Е.В. Перлова [и др.] // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 4. – С. 522–524.
177. Чувиллин Е.М. Строение и свойства пород криолитозоны Южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Е.М. Чувиллин, Е.В. Перлова, Ю.Б. Баранов [и др.]. – М.: ГЕОС, 2007. – 137 с.
178. Шахова Н.Е. О современном состоянии подводной мерзлоты на Восточно-Сибирском шельфе: тестирование результатов моделирования данными натурных наблюдений /

- Н.Е. Шахова, Д.Ю. Никольский, И.П. Семилетов // Доклады РАН. – 2009. – Т. 429, №. 4. – С. 541–544.
179. Шац М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны / М.М. Шац. – Новосибирск: Наука Сибирское отделение, 1978. – 103 с.
180. Шепелёв В.В. Оценка эрозионно-суффозионной деятельности источников Центральной Якутии / В.В. Шепелёв // Изв. высших учебн. заведений: Геология и разведка. – 1972. – № 9. – С. 88–92.
181. Шепелёв В.В. Родниковые воды Якутии / В.В. Шепелёв. – Якутск: Якут. кн. изд-во, 1987. – 128 с.
182. Шестернёв Д.М. Исследование криолитозоны методом РСВП / Д.М. Шестернёв, А.П. Карасёв, В.В. Оленченко // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003 г. – 238 с.
183. Шестернёв Д.М. Воздействие наледей на инженерные сооружения / Д.М. Шестернёв, А.Г. Верхотуров // Вестник Забайкальского государственного университета. – 2016. – Т. 22, – №. 10. – С. 30–40.
184. Эпов М.И. Исследование замерзших курганов Горного Алтая комплексом геофизических и геохимических методов / М. И. Эпов [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 6 – С. 761–774.
185. Эпов М.И. Бермудский треугольник Ямала / М.И. Эпов, И.Н. Ельцов, В.В. Оленченко [и др.] // Наука из первых рук. – 2014. – № 5 (59). – С. 14-23.
186. Якупов В.С. Геофизика криолитозоны / В. С. Якупов. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 2008. – 341 с.
187. Arboleda-Zapata M. Exploring the capabilities of electrical resistivity tomography to study subsea permafrost / M. Arboleda-Zapata, M. Angelopoulos, P.P. Overduin [et al.] // The Cryosphere. – 2022. – Т. 16, No10. – P. 4423–4445.
188. Angelopoulos M. Onshore thermokarst primes subsea permafrost degradation / M. Angelopoulos, P.P. Overduin, M. Jenrich [et al.] // Geophys. Res. Lett. – 2021. – Vol. 48 (20). – e2021GL093881.
189. Angelopoulos M. Thermokarst lake to lagoon transitions in Eastern Siberia: Do submerged taliks refreeze? / M. Angelopoulos, P.P. Overduin, S. Westermann [et al.] // J. Geophys. Res.: Earth Surf. – 2020. – Vol. 125, No 10. – P. 2019005424.
190. Angelopoulos M. Heat and salt flow in subsea permafrost modeled with CryoGRID2 / M. Angelopoulos, S Westermann, P.P. Overduin [et al.] // J. Geophys. Res.: Earth Surf. – 2019. – vol. 124. – P. 920–937.
191. Beschel R. E. A project to use lichens as indicators of climate and time / R. E. Beschel // Arctic. – 1957. –No 1. – P. 60.

192. Buldovicz S.N. Cryovolcanism on the Earth: Origin of a spectacular crater in the Yamal peninsula (Russia) / S.N. Buldovicz, V.Z. Khilimonyuk, A.Y. Bychkov [et al.] // Scientific reports. – 2018. – Vol. 8, No 1. – P. 1–6.
193. Glen J.W. Experiments on the deformation of ice / J.W. Glen // Glaciology. – 1952. – No 2. – P. 111–114.
194. Creighton A. L. Transient electromagnetic surveys for the determination of talik depth and geometry beneath thermokarst lakes / A. L. Creighton, A. D. Parsekian, M. Angelopoulos [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2018. – Vol. 123, No 11. – P. 9310–9323.
195. Dahlin T. Measuring techniques in induced polarization imaging / T. Dahlin, V. Leroux, J. Nissen // Journal of Applied Geophysics. – 2002. – Vol. 50. – No 3. – P. 279–298.
196. Dahlin T. Numerical Comparison of 2D Resistivity Imaging with Ten Electrode Arrays / T. Dahlin, B. A. Zhou // Geophysical Prospecting. – 2004. – No 52. – P. 379–398.
197. Edwards R. N. The ICE-MOSES experiment: mapping permafrost zones electrically beneath the Beaufort Sea / R.N. Edwards, P.A. Wolfgram, A.S. Judge // Marine geophysical researches. – 1988. – Vol. 9, No 3. – PP. 265–290.
198. Fischer T. Highmountainous permafrost under continental-climatic conditions: actual results of different mapping methods and an empirical-statistical modeling approach for the Northern Tien Shan / T. Fischer [et al.] // Geophys. Res. Abs. – 2013. – 15. EGU2013-13074.
199. Gorbunov A. Dynamics of rock glaciers of the Northern Tien-Shan and the Djungar Alatau / A. Gorbunov, S. Titkov, V. Polyakov // Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – P. 29–39.
200. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications / edited by Harry M. Jol. – Amsterdam: Elsevier, 2009. – 526 p.
201. Grosse G. The use of CORONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: an illustration from the NE Siberian coast / G. Grosse, L. Schirrmeister, V.V. Kunitsky [et al.] // Permafrost and periglacial processes. – 2005. – Vol. 16, No 2. – P. 163–172.
202. Grosse G. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary / G. Grosse, L. Schirrmeister, C. Siegert [et al.] // Geomorphology. – 2007. – Vol. 86, No 1-2. – P. 25–51.
203. Haeberli W. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt fer Wasserbau / W Haeberli // Hydrologie und Glaziologie. – Zurich. – 1985. – Vol. 77. – 142 p.
204. Hambrey M. J. Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal / M. J. Hambrey [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 2008. – Vol. 27, No 25-26. – P. 2361–2389.

205. Hammer Ø. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis [Электронный ресурс] / Ø. Hammer, D. A. T. Harper, P.D. Ryan // *Palaeontologia electronica*. – 2001. – Т. 4, No 1. – Режим доступа: https://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
206. Harada K. Permafrost mapping by transient electromagnetic method / K. Harada, K. Wada, M. Fukuda // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2000. – Vol. 11, No 1. – P. 71–84.
207. Hauck C. Permafrost monitoring in high mountain areas using a coupled geophysical and meteorological approach / C. Hauck, D. Vonder Mühlh, M. Hoelzle // *Climate and Hydrology of Mountain Areas*. Wiley, London. – 2005. – P. 59–71.
208. Hauck C. Applied geophysics in periglacial environments / C. Hauck, C. Kneisel. – Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
209. Hauck C. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets / C. Hauck, M. Böttcher, H. Maurer // *The Cryosphere*. – 2011. – Vol. 5, No 2. – P. 453–468.
210. Hauck C. New concepts in geophysical surveying and data interpretation for permafrost terrain / C. Hauck // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2013. – Vol. 24, No 2. – P. 131–137.
211. Häusler H. Results from the 2009 geoscientific expedition to the inylchek glacier, Central Tien Shan (Kyrgyzstan) / H. Häusler, J. Scheibz, D. Leber, A. Kopecny [et al.] // *Austrian Journal of Earth Sciences*. – 2011. – Т. 104, No 2. – P. 47–57.
212. Hausmann H. Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations / H. Hausmann, K. Krainer, E. Brückl [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2007. – Vol. 18, No4. – PP. 351–367.
213. Hilbich C. Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps / C. Hilbich, C. Hauck, M. Hoelzle [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2008. – Vol. 113. – No F1.
214. Hilbich C. Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms / C. Hilbich, L. Marescot, C. Hauck, [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2009. – Vol. 20, No 3. – P. 269–284.
215. Hilbich C. Automated time-lapse ERT for improved process analysis and monitoring of frozen ground / C. Hilbich, C. Fuss, C. Hauck // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2011. – Vol. 22, No. 4. – P. 306–319.
216. Ishikawa M. Distribution of Mountain Permafrost in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, northern Japan: theses (doctoral) / Ishikawa Mamoru. – Hokkaido, 2001. – 132. – Режим доступа: <http://hdl.handle.net/2115/32522>

217. Ishikawa M. Spatial mountain permafrost modelling in the Daisetsu Mountains, northern Japan / M. Ishikawa // *Permafrost: Eighth International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland*. – 2003. – Vol. 20072388. – P. 473–478.
218. Jenrich M. Thermokarst Lagoons: a core-based assessment of depositional characteristics and an estimate of carbon pools on the Bykovsky Peninsula / M. Jenrich, M. Angelopoulos, G. Grosse [et al.] // *Frontiers in Earth Science*. – 2021. – Vol. 9. – C. 637899.
219. Judge A. S. Deep temperature observations in the Canadian North / A. S. Judge // *Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference, National Academy of Sciences, Washington, D.C.* – 1973. – P. 35–40.
220. Kääb A. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase / A. Kääb, R. Frauenfelder, I. Roer // *Global and Planetary Change*. – 2007. – Vol. 56, No 1-2. – P. 172–187.
221. Khimenkov A.N. Structural Transformations of Permafrost before the Formation of the Yamal Craters / A.N. Khimenkov, D.O. Sergeev, Y.V. Stanilovskaya [et al.] // *Natural Hazards and Risk Research in Russia*. – Springer, Cham, 2019. – P. 305–316.
222. Kneisel C. Advances in geophysical methods for permafrost investigations / C. Kneisel, C. Hauck, R. Fortier [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2008. – Vol. 19, No 2. – P. 157–178.
223. Kneisel C. Application of 3D electrical resistivity imaging for mapping frozen ground conditions exemplified by three case studies / C. Kneisel, A. Emmert, J. Kästl // *Geomorphology*. – 2014. – Vol. 210. – P. 71–82.
224. Kneisel C. Aktuelle Gletscherveränderungen und Permafrostverbreitung in den Ostschweizer Alpen, Oberengadin, St. Moritz / C. Kneisel, W. Haeberli, R. Baumhauer // *Trierer Geographische Studien*. – 1997. – Vol. 16. – P. 19–32.
225. Kneisel C. Permafrost in Gletschervorfeldern – eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden / C. Kneisel // *Trierer Geographische Studien: PhD thesis*. – 1999. – 156 p.
226. Kneisel C. Comparison of spatial modelling and field evidence of glacier/permafrost relations in an Alpine permafrost environment / C. Kneisel, W. Haeberli, R. Baumhauer // *Annals of Glaciology*. – 2000. – Vol. 31. – P. 269–274.
227. Kneisel C. Permafrost in recently deglaciated glacier forefields-measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden / C. Kneisel // *Zeitschrift für Geomorphologie*. – 2003a. – Vol. 47, No 3. – P. 289–305.
228. Kneisel C. Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological investigations-some case studies / C. Kneisel // *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*. – 2003b. – Vol. 132, P. 37–49.

229. Kneisel C. Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence / C. Kneisel, C. Hauck // *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband.* – 2003. – Vol. 132. – P. 145–159.
230. Kneisel C. New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging / C. Kneisel // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2004. – Vol. 15, No 3. – P. 221–227.
231. Kneisel C. Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging / C. Kneisel // *Geomorphology.* – 2006. – Vol. 80, No 1-2. – P. 32–44.
232. Kneisel C. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach / C. Kneisel, A. Kääb // *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group.* – 2007. – Vol. 32, No 12. – P. 1797–1810.
233. Leibman M.O. New permafrost feature – deep crater in Central Yamal, West Siberia, Russia, as a response to local climate fluctuations / M.O. Leibman, A.I. Kizyakov, A.V. Plekhanov, I.D. Streletskaia // *Geography, Environment, Sustainability.* – 2014. – Vol. 7, No 4. – P. 68–80.
234. Leopold M. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA / M. Leopold, M. W. Williams, N. Caine [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2011. – Vol. 22, No 2. – P. 107–119.
235. Liu W. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada / W. Liu, R. Fortier, J. Molson, J.-M. Lemieux // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2021. – Vol. 32, No 3. – P. 468–483.
236. Loke M.H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys / M.H. Loke. – Penang Malaysia, 1999. – 70 p.
237. Loke M.H. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion / M.H. Loke, R.D. Barker // *Geophysical prospecting.* – 1996a. – Vol. 44, No 3. – P. 499–523.
238. Loke M.H. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method / M.H. Loke, R.D. Barker // *Geophysical prospecting.* – 1996b. – Vol. 44, No 1. – P. 131–152.
239. Loke M.H. Comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion / M.H. Loke, T. Dahlin // *Journal of applied geophysics.* – 2002. – Vol. 49, No 3. – P. 149–162.
240. Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software Tutorial / M.H. Loke – Penang, Malaysia, 2009. – 144 p.

241. Loke M.H. RES2DINV-rapid 3D resistivity and IP inversion using the least-squares method: Geotomo Software Manual / M.H. Loke. – Penang, Malaysia, 2018. – 110 p.
242. Marescot L. et al. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method / L. Marescot, M. H. Loke, D. Chapellier [et al.] // *Near Surface Geophysics*. – 2003. – Vol 1. – No 2. – P. 57–67.
243. McGinnis L.D. Geophysical identification of frozen and unfrozen ground, Antarctica / L.D. McGinnis // *North American Contribution, Proc. 2nd Int. Conf. Permafrost*, 1973. – 1973. – P. 136–146.
244. Olhoeft G.R. Electrical properties of rocks / G.R. Olhoeft // *Physical properties of rocks and minerals*. – 1981. – Vol. 2. – P. 257–297.
245. Overduin P.P. Geoelectric observations of the degradation of nearshore submarine permafrost at Barrow (Alaskan Beaufort Sea) / P.P. Overduin, S. Westermann, K. Yoshikawa [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2012. – Vol. 117. – No. F2.
246. Overduin P. P. Coastal dynamics and submarine permafrost in shallow water of the central Laptev Sea, East Siberia / P. P. Overduin, S. Wetterich, F. Günther [et al.] // *The Cryosphere*. – 2016. – Vol. 10, No 4. – P. 1449–1462.
247. PERMOS 2009. Permafrost in Switzerland 2004/2005 and 2005/2006 / J. Noetzli, B. Naegeli, Muehll D. Vonder // *Glaciological Report Permafrost No. 6/7 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 2009.– 100 pp.
248. PERMOS 2010. Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008 / J. Noetzli, Muehll D. Vonder // *Glaciological Report Permafrost No. 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 2010. – 68 pp.
249. Scapozza C. Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps / C. Scapozza, C. Lambiel, L. Baron [et al.] // *Geomorphology*. – 2011. – Vol. 132, No 3-4. – P. 208–221.
250. Shakesby R. A. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: relative-age dating of Holocene moraine complexes at six high-altitude glaciers / R. A. Shakesby, J. A. Matthews, S. Winkler // *The Holocene*. – 2004. – Vol. 14, No 6. – P. 899–910.
251. Shakesby R. A. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments / R. A. Shakesby, J. A. Matthews, G. Owen // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – Vol. 25, No 21-22. – P. 2846–2867.
252. Shakhova N. Geochemical and geophysical evidence of methane release over the East Siberian Arctic Shelf / N. Shakhova, I. Semiletov, I. Leifer [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – Vol. 115. – No. C8.

253. Shakhova, N. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf / N. Shakhova, I. Semiletov, O. Gustafsson [et al.] // *Nature Communications*. – 2017. – Vol. 8, No. 1. – P. 1–13.
254. Stiegler C. An undercooled scree slope detected by geophysical investigations in sporadic permafrost below 1000 m ASL, central Austria / C. Stiegler, M. Rode, O. Sass, J. C. Otto // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2014. – Vol. 25, No 3. – P. 194–207.
255. Strauss J. Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2017 / J. Strauss, J. Boike, D.Y. Bolshiyakov [et al.] // *Berichte zur Polar-und Meeresforschung. Reports on polar and marine research*. – 2018. – Vol. 725.
256. Terry N. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods / N. Terry, E. Grunewald, M. Briggs [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2020. – Vol. 125, No 3. – P. e2019JF005345.
257. Thornton B.F. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic Sea emissions / B.F. Thornton, J. Prytherch, K. Andersson, [et al.] // *Science Advances*. – 2020. – Vol. 6, No 5. – P. eaay7934.
258. Walker G.G. Transient Electromagnetic Detection of Subsea Permafrost near Prudhoe Bay, Alaska / G.G. Walker, K. Kawasaki, T.E. Osterkamp // *AAPG Bulletin*. – 1985. – Vol. 69, No. 4. – P. 681–681.
259. Walther M. The formation of aufeis and its impact on infrastructure around Ulaanbaatar, North-Central Mongolia / M. Walther, V. Batsaikhan, A. Dashtseren [et al.] // *Erforsch. Biol. Ressourcen Mong.* – 2021. – No 14. – P. 385–398.