

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Чербунина Мария Юрьевна

**ОСОБЕННОСТИ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА И МИКРООРГАНИЗМОВ В
МЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ**

Специальность 1.6.7 – Инженерная геология, мерзлотоведение и
грунтоведение

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Брушков А.В.

Москва – 2022

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Современные представления об органическом углероде, метане и микроорганизмах в криолитозоне	10
1.1. Органический углерод криолитозоны в условиях изменения климата.....	10
1.2. Состояние вопроса о газовом составе мерзлых пород. Метан как индикатор условий формирования мерзлых отложений	13
1.3. Вечная мерзлота как среда обитания микроорганизмов.....	18
Выводы к Главе 1	25
Глава 2. Характеристика района исследований	27
2.1. Природные условия	27
2.2. Геологическое строение	32
2.3. Мерзлотные условия.....	37
Выводы к Главе 2	44
Глава 3. Методика исследований.....	46
1.1. Полевые методы.....	47
3.2. Лабораторные методы	51
3.3. Обоснование выбора метода дегазации мерзлых образцов.....	55
3.3.1. Обзор существующих методов	55
3.3.2. Объекты, для которых проводилось сравнение.....	60
3.3.3. Результаты сравнения методов	61
Выводы к Главе 3	69
ГЛАВА 4. Результаты комплексных исследований мерзлых отложений	71
4.1. Мерзлые породы левобережья Лены (урочище Нелегер).....	71
4.2. Мерзлые породы правобережья Лены (оз. Сырдах).....	76
4.3. Мерзлые породы правобережья Лены (урочище Юкэчи).....	80
4.4. Мерзлые породы долины Алдана (Мамонтова гора)	80
4.5. Мерзлые породы левобережья Лены («Якутский разбой»).....	99
Выводы к Главе 4	100
ГЛАВА 5. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах мерзлых пород Центральной Якутии.....	103
5.1. Общее содержание газа и концентрации метана в отложениях верхних горизонтов мерзлых пород Центральной Якутии.....	103
5.2. Генезис метана	112
5.3. Закономерности распределения метана в различных типах отложений верхних горизонтов мерзлых пород.....	119

Выводы к Главе 5	124
ГЛАВА 6. Состав микробных сообществ как инструмент исследования условий формирования многолетнемерзлых отложений.....	126
1. Гипотезы связи состава палеомикробного сообщества и условий накопления и промерзания изучаемых отложений	126
6.2. Состав прокариотного сообщества обнажений Мамонтова гора и оз. Сырдах.....	128
6.2.1. Мамонтова гора	130
6.2.2. Оз. Сырдах.....	132
6.3. Использование данных состава и структуры микробных сообществ для палеорекопструкций	133
6.3.1. Используемые статистические метрики и результаты их расчета	133
6.3.1. Микробные сообщества и их связь с типом отложений	136
6.3.2. Определение генезиса метана с использованием данных о составе микробных сообществ	141
Выводы к Главе 6	150
Основные выводы работы:	153
Список литературы	155
Приложение А. Фотографии кернов скважин ледового комплекса и аласа Нелегер.....	173
Приложение Б. Результаты радиоуглеродного датирования образцов	179
Приложение В. Результаты определения концентрации метана в обнажениях подземного льда урочища Мамонтова гора	180
Приложение Г. Характеристики ампликоновых библиотек и видового разнообразия (альфа-разнообразии).....	182

Введение

Актуальность работы связана с необходимостью изучения газовой и микробной компоненты мерзлых пород, которые, находясь в тесной взаимосвязи между собой и остальными компонентами (частицами породы, льдом, жидкой фазой) остаются самыми неизученными. Интерес к газовой составляющей мерзлых пород в последние годы связан с выявлением значительной эмиссии парниковых газов в Арктике, обнаружению ранее неизвестных процессов в криолитозоне — образования воронок за счёт газового выброса, а также с выбросами газа при бурении скважин в мёрзлых породах, осложняющими работы на месторождениях углеводородов. Вследствие климатических изменений, значительные запасы углерода и других элементов, тысячелетиями аккумулированные в многолетнемерзлой толще, вовлекаются в глобальный биогеохимический круговорот. Из-за протаивания, в атмосферу поступают парниковые газы, как уже содержащиеся в мерзлых отложениях, так и вновь образующиеся вследствие переработки освобождающегося углерода микроорганизмами. В связи с этим возникает необходимость определения закономерностей образования и распределения метана в мерзлых толщах, а также микробных сообществ — как для уточнения вклада этих параметров в глобальные биогеохимические циклы, так и для определения условий их образования.

Постоянное воздействие отрицательных температур и определенные основные физико-химические параметры делают мерзлоту одной из стабильных и сбалансированных экосистем. При этом основная часть работ, изучающая микроорганизмы в мерзлых отложениях, имеют чисто биологическую направленность, выявляя особые свойства микроорганизмов, стратегий выживания и т. д. Еще не так давно, основными были методы классической биологии, в основе которых лежит культивирование микроорганизмов и которые позволяют всесторонне изучать свойства выделенной культуры, но при этом выделялось около 1% всего сообщества. Сейчас, благодаря доступности молекулярно-биологических методов, появился новый инструмент, позволяющий определять практически весь состав сообщества микроорганизмов. В то же время, состав и функции микробных сообществ могут являться новым, дополнительным инструментом для изучения условий формирования мерзлых отложений.

Целью работы является выявление закономерностей распределения концентраций метана и микробных сообществ в верхних горизонтах мерзлых пород, наиболее подверженных деградации при потеплении климата, в различных районах Центральной Якутии и установление принципиальной возможности их использования как индикаторов условий формирования мерзлых отложений.

Для достижения этой цели поставлены следующие *задачи*:

1. Выполнить описание разрезов обнажений и скважин, провести отбор образцов пород и льда для определения свойств, газового состава, стабильных изотопов воды, микробиологического

анализа в различных районах Центральной Якутии.

2. Установить закономерности распределения метана и его генезис для различных типов мерзлых отложений Центральной Якутии.

3. Установить закономерности изменения состава микробных сообществ молекулярно-биологическими методами и возможность применения этих данных в комплексе с другими методами для восстановления истории формирования мерзлых отложений.

Объектами исследования являются газовая компонента и микробные сообщества мерзлых пород и подземных льдов различного возраста, генезиса и глубины залегания Центральной Якутии.

Предметом исследования являются закономерности изменения газовой фазы и микробных сообществ в мерзлых отложениях различного возраста и генезиса.

Личный вклад автора. Работа базируется на материалах полевых, лабораторных и аналитических исследований, выполненных непосредственно автором или при его прямом участии. Автор руководил и участвовал в экспедиционных работах в Центральную Якутию в 2011–2012, 2016–2017 и 2021 гг., на основании материалов которых написана данная работа. Лично автором изучены и описаны геокриологические разрезы на обнажениях Мамонтова гора, оз. Сырдах, проводилось описание при бурении на урочище Нелегер Центральной Якутии. Лично автором отобраны 128 образцов газа, 13 монолитов для микробиологического анализа, 130 образцов для определения водно-физических и химических свойств пород и льда, а также содержания углерода, отобраны 75 образцов для определения стабильных изотопов воды, отобраны образцы для датировок. Автор непосредственно принимал участие в последующей обработке лабораторных данных, в частности, определении содержания газовой фазы и концентрации метана (полностью), водно-физических и химических свойств (частично), микробиологических работах (частично). Обобщение полевых и аналитических данных, их анализ и интерпретация, определение закономерностей, составление текстовых и графических материалов выполнены лично автором.

Научная новизна исследований:

1. Получены новые данные о содержании, распределении и генезисе метана в верхних горизонтах мерзлых пород Центральной Якутии. Установлено, что распределение метана в мерзлых породах и льдах отличается значительной изменчивостью по глубине и простиранию как между различными горизонтами, так и в пределах одного горизонта, при этом различия возрастают с увеличением средней концентрации. Установлено, что данные о различной концентрации метана являются показателем различий в условиях формирования отложений.

2. Установлены различия в концентрации метана в отложениях ледового комплекса V и VI террас правого и левого берега р. Лены, и V террасы р. Алдан. Высокие значения концентрации

(до 1 %) встречены только в ледовых комплексах, где полигонально-жильные льды (ПЖЛ) развиты в пылеватых песчаных-супесчаных отложениях, которые характеризуются низким содержанием органического углерода. Это, вероятно, свидетельствует о разных ведущих факторах в формировании ледового комплекса (ЛК).

3. Установлены принципиальные различия в концентрации метана в отложениях аласов – от практически полного отсутствия метана, до значений в десятки процентов. Такие различия не связаны с особенностями распределения метана в ЛК, по которому происходило формирование аласов, а связаны со стадиями промерзания аласов. Если промерзание аласа начало происходить в его активной стадии, на стадии обводненности, концентрация метана сохраняется. В таком случае по глубине, до которой распространены высокие концентрации, можно косвенно судить о максимальной мощности протаивания аласа. При переходе аласа в субаэральные условия возможно выделение накопившегося метана из отложений до их промерзания.

4. Подстилающие ледовый комплекс Мамонтовой горы аллювиальные песчаные отложения неоген-среднеплейстоценового возраста содержат большие количества метана и характеризуются неравномерным распределением газа, с концентрацией от долей процента до 16,5 %, что необходимо учитывать при оценке эмиссии метана из размываемых речных берегов. Максимальные значения концентрации метана приурочены к синкриогенными мерзлым пескам среднего плейстоцена.

5. Впервые получены данные по составу микробных сообществ методами 16S рРНК для обнажений ледового комплекса Центральной Якутии и показано, что на основе этих данных можно выявлять отложения, различные по возрасту и условиям промерзания.

6. Установлено сходство микробного состава повторно-жильного льда и вмещающих отложений в мерзлых сингенетических отложениях ледового комплекса, при этом значительные различия отмечены в отложениях эпигенетического типа.

7. Установлено соответствие между происхождением ледяных жил (на основании изотопно-гидрохимического состава подземного льда) и содержащимся в них микробным сообществом. Выявлены микробные сообщества, характерные для горизонтов, которые подвергались оттаиванию и в последующем промерзанию.

8. Состав углерода метана ледового комплекса Центральной Якутии характеризуется более высоким содержанием тяжелого изотопа ($\delta^{13}\text{C}$ от $-49,3$ ‰ до $-64,5$ ‰), чем ледовый комплекс Северо-Востока ($\delta^{13}\text{C}$ от -64 до -99 ‰), что связано, вероятно, со смешением термогенного метана (возможно из угольных пластов неогеновых или меловых отложений, мигрировавшим через мерзлую толщу) с биогенным метаном, который продуцировался одновременно с формированием отложений.

Обоснованность и достоверность результатов исследований основывается на:

1) использовании стандартных методик, применяемых в геокриологии и микробиологии для

обработки и анализа материала, полученного в ходе полевых и лабораторных исследований; 2) значительном объеме полученных данных и их соответствии с результатами, полученными другими авторами в данных областях исследований; 3) использовании при лабораторных исследованиях современного высокоточного оборудования; 4) апробации основных научных положений на конференциях и публикацией в рецензируемых журналах.

Практическая значимость: Полученные данные по распределению и генезису метана в мерзлых толщах могут быть использованы для оценок запасов метана в Центральной Якутии и для более точного учета в прогнозных моделях эмиссии. Данные по взаимосвязи структуры и состава микробных сообществ с условиями промерзания и оттаивания отложений могут быть использованы для совершенствования стратиграфических схем четвертичных отложений севера, а также могут быть использованы в рамках практических и теоретических учебных курсов по геокриологии.

Защищаемые положения:

1. Содержание и распределение метана в многолетнемерзлых отложениях Центральной Якутии определяются геокриологическими условиями их формирования:
 - а). Средние значения концентрации метана в позднеплейстоценовом ледовом комплексе террасы левого берега р. Лена значительно различаются от концентрации метана в террасах правого берега р. Лена и террас р. Алдан.
 - б). Различия в концентрации метана в отложениях голоценовых аласов (от практически отсутствия до более чем 20 %) обусловлены стадиями развития аласов и перехода их в субэральные условия.
 - в). Аллювиальные песчаные отложения долины р. Алдан неоген-среднеплейстоценового возраста, которые подстилают ледовый комплекс, отличаются большой концентрацией метана (до 16,5 %) и характеризуются неравномерным его распределением.
2. Состав углерода метана ледового комплекса Центральной Якутии характеризуется более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от $-49,3\text{‰}$ до $-64,5\text{‰}$), чем ледовый комплекс Северо-Востока ($\delta^{13}\text{C}$ от -64 до -99‰).
3. Сравнение данных по изотопному составу углерода метана и состава сообщества микроорганизмов свидетельствует о:
 - а). Биогенной природе метана в подземном льду обнажения оз. Сырдах и верхнем горизонте ледового комплекса Мамонтовой горы.
 - б). Биогенной природе метана с возможным участием термогенного (угольного) метана во льду нижнего горизонта ледового комплекса Мамонтовой горы.
 - в). Преимущественно термогенном генезисе метана в неоген-среднеплейстоценовых аллювиальных отложениях.

4. Возможность использования данных по структуре сообществ микроорганизмов для изучения условий формирования многолетнемерзлых отложений подтверждается:

- а). Значительными различиями в составе микроорганизмов между отложениями, отличающимися по возрасту и условиям промерзания.
- б). Сходной структурой сообществ микроорганизмов подземного льда и вмещающих отложений в мерзлых сингенетических отложениях, и значительными различиями в отложениях эпигенетического типа.
- в). Соответствием определенных сообществ микроорганизмов горизонтам мерзлых отложений, которые подвергались оттаиванию и последующему промерзанию.

Апробация работы и публикации. Результаты проведенных исследований, основные положения и проблемы, рассматриваемые в диссертации, изложены в 17 публикациях, в том числе 9 статьях, опубликованных в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных Web of Science, Scopus, RSCI, РИНЦ. Из них 4 статьи – в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных Положением МГУ о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по специальности. Результаты работы докладывались на 8 конференциях, в том числе на 5 международных: ЕГУ 2011, GEOQuebec 2015, International Multidisciplinary Forum of Young Scientists and Specialists "Academic Science Week, 2015, XI International Conference on Permafrost 2016, The 2nd International Youth Scientific And Practical Conference "Innovations In Geology, Geophysics And Geography", 2017, Пятая конференция геокриологов России, 2016.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав с разделами и подразделами, выводов и 4 приложений, изложенных на 182 страницах текста, содержит 60 рисунков, 7 таблиц и список литературы из 327 наименований, из которых 175 на иностранном языке.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность за возможность выполнения работы, всестороннюю поддержку, вдохновение, ценные советы и замечания своему научному руководителю, д.г.-м.н., профессору Брушкову А.В. Автор выражает признательность в.н.с., к.г.н. Самсоновой В. В. ФГБОУ Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН за помощь в проведении полевых работ и поддержку в развитии тематики исследований. Огромная благодарность людям, которые терпеливо и кропотливо обучали практическим и теоретическим методам микробиологи, к.б.н. Филипповой С.Н. Института микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН и к.б.н. Акимову В.Н. Пушкинского государственного естественно-научного института. За помощь в молекулярно-биологических анализах и консультациях по интерпретации результатов автор благодарит сотрудника ФИЦ Биотехнологии РАН к.б.н. Меркель А. Ю., к. б. н. Булат С. А. НИЦ «Курчатовский Институт» - ПИЯФ. За ценные советы и

возможность анализировать образцы газа автор благодарит сотрудника Института Физики Атмосферы РАН к.б.н. Казанцева В.С., а также м.н.с. Кривенок Л.А. за помощь в обработке данных. За проведение изотопного анализа образцов газа – сотрудника Университета Аляски (Фэрбэнкс) Го Ивахана. За проведение изотопных исследований подземных льдов, их интерпретацию, графическую обработку и ценные консультации, автор благодарит профессора, д.г.-м.н. Васильчука Ю.К. и к.г.н. Буданцеву Н.А. Кроме этого, автор благодарит участников полевых работ и последующей обработки данных Шмелева Д.Г., Караевскую Е.С., Котова П.И., Аргунова Р.Н., Тананаева Н.И. Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (гранты РФФИ № 16-05-00296_a, 2015-2018 гг, 16-35-00403 мол_a, 2016-2017гг, 21-55-75004 БФ_Почвы_2021-2022 гг).

Глава 1. Современные представления об органическом углероде, метане и микроорганизмах в криолитозоне

1.1. Органический углерод криолитозоны в условиях изменения климата

В настоящее время внимание научного сообщества направлено на изучение особенностей биогеохимических циклов в условиях изменяющегося климата. Криолитозона занимает 20–25 % площади Северного полушария, а современное повышение температуры воздуха в Арктике и Субарктике значительно превышает среднемировое, и климатические модели предсказывают её дальнейший рост.

Много работ посвящено оценкам и прогнозам источников и стоков углерода, в том числе в районах распространения многолетнемерзлых пород (ММП) (Tarnocai, 2009; Strauss et al, 2013; Koven et al, 2011, 2015; McGuire et al, 2018). Углерод верхних горизонтов мерзлоты можно условно разделить на 2 типа согласно его времени образования, оборачиваемости во времени и сохранности: современный, ежегодно участвующий в круговороте веществ, накапливаемый в сезонно-талом слое (СТС) и «древний», находящийся ниже (Шепелев и Черепанова, 2021). Органический углерод может находиться в форме лабильных фракций, гумусоподобных и гумусовых соединений, растворенных органических веществ. Наряду с органическим, в твердой фазе горной породы может присутствовать и неорганический углерод в виде карбонатов, бикарбонатов, угольных частиц, образовавшихся после пожаров. Неорганический углерод, как правило, составляет очень незначительную долю от общего (Наумова, 2018). По последним оценкам, содержание органического углерода в отложениях на территории распространения ММП составляет около 1300 Пг (от 1100 до 1500 Пг по различным источникам) (Hugelius et al, 2014). Это около 50% запасов всего органического углерода горных пород (Shuur et al, 2015) и выше его содержания в атмосфере (рис. 1.1). На СТС приходится примерно 500 Пг, на многолетнемерзлые отложения около 800 Пг.

Важным вопросом сегодня является оценка эмиссии углерода из оттаивающей вечной мерзлоты (Huissteden, 2020): оценка количества углерода, скорости его поступления в атмосферу, в какой форме он будет поступать – углекислого газа (CO_2) или метана (CH_4). За последние 30 лет концентрация метана в атмосфере выросла в 2,5 раза и продолжает расти в геометрической прогрессии.

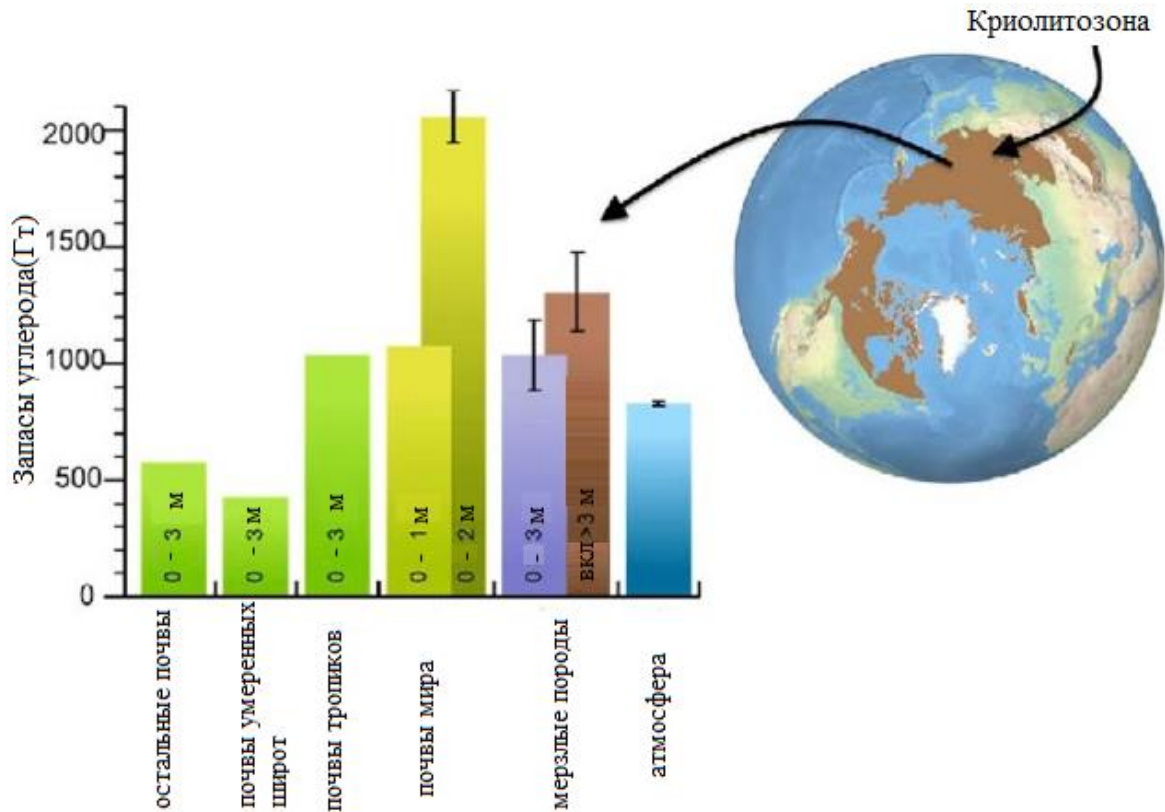


Рис. 1.1. Запасы углерода в различных почвах, в том числе в верхних горизонтах ММП и атмосфере согласно различным источникам (Strauss et al, 2017).

С учетом того, что время жизни метана в атмосфере составляет 12 лет (так как, в отличие от диоксида углерода, он не поглощается Мировым океаном и окисляется лишь в верхних слоях атмосферы озоном), его потенциал глобального потепления (ПГП) составляет 86-84 за период 20 лет и 34-28 за период 100 лет (ПГП CO_2 за эти периоды равен 1), и темпы увеличения его концентрации в атмосфере в 2–4 раза выше, чем CO_2 (IPCC 2013; Schuur et al., 2008, 2015). Наиболее вероятной причиной потепления считается увеличение содержания в атмосфере парниковых газов, прежде всего диоксида углерода, метана, закиси азота и других, усиливающих парниковый эффект (Антонов и др., 2018). Прямая зависимость климата от их концентраций была подтверждена относительно недавно с использованием реконструированных за последние 720 тыс. лет данных о параметрах климата Земли на основе анализа антарктических ледяных кернов (Kawamura et al., 2017) (рис. 1.2).

В настоящее время вклад метана в глобальный парниковый эффект составляет, по разным оценкам, от 20 до 40 % по отношению к вкладу CO_2 . Поскольку микробные процессы являются ключевыми при разложении органического вещества, то повышение температуры пород приведет к более высокой скорости разложения органического вещества (ОВ) (Schuur et al., 2009; Hicks Pries et al., 2013; Natali et al., 2014; Schädel et al., 2016), и благодаря микробной активности новые порции парниковых газов будут поступить в атмосферу.

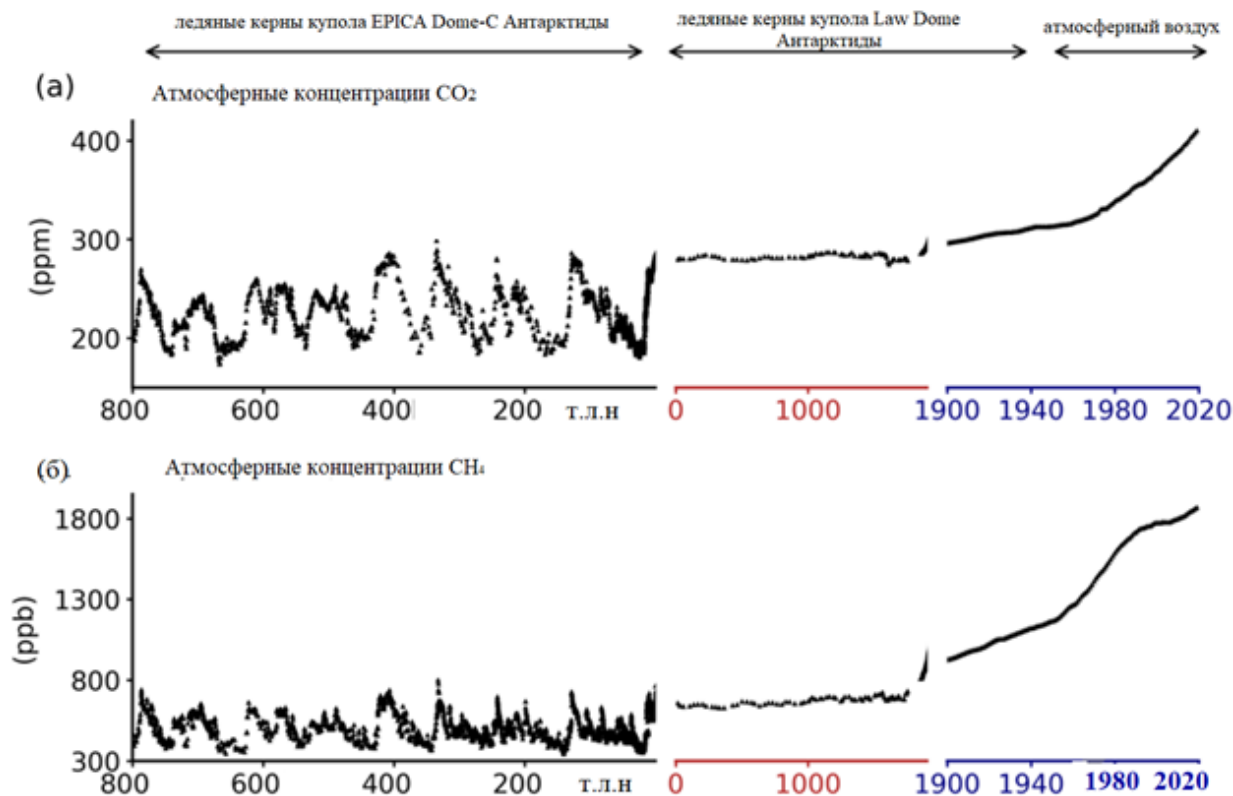


Рис. 1.2. Атмосферные концентрации CO₂ и CH₄ (IPCC, 2021).

Крайне уязвимой для потепления является экосистема с сочетанием большого количества органического вещества и высокой льдистости. К таким участкам относятся широко распространенные отложения ледового комплекса (ЛК), которые формировались в последнюю ледниковую эпоху (поздний плейстоцен) и отличаются большим содержанием повторно-жильного льда (ПЖЛ), а также отложения аласов, которые образовались в результате термокарстовой переработки этих пород в голоцене (рис. 1.3). Согласно последним оценкам, площадь территории, занятая ледовыми комплексами (включая участки, переработанные термокарстом), составляет 399 060 км², большая часть которой расположена в Якутии (Strauss et al., 2021).

В современных публикациях часто используются термины «ящик Пандоры», «углеродная бомба», «спящий гигант», когда говорят о запасах углерода в мерзлых толщах, особенно в ледовых комплексах (Brown, 2013; Treat, Frohking, 2013; Mascarelli, 2009). Первая попытка оценить содержание углерода на этих территориях была предпринята в (Zimov et al., 2006), расчет проводился исходя из средней мощности отложений в 25 м, площади территории 1 000 000 км², среднего содержания общего углерода 2,6 %, плотности $1,65 \cdot 10^3$ кг/м³, и величины объемной льдистости 50 %.

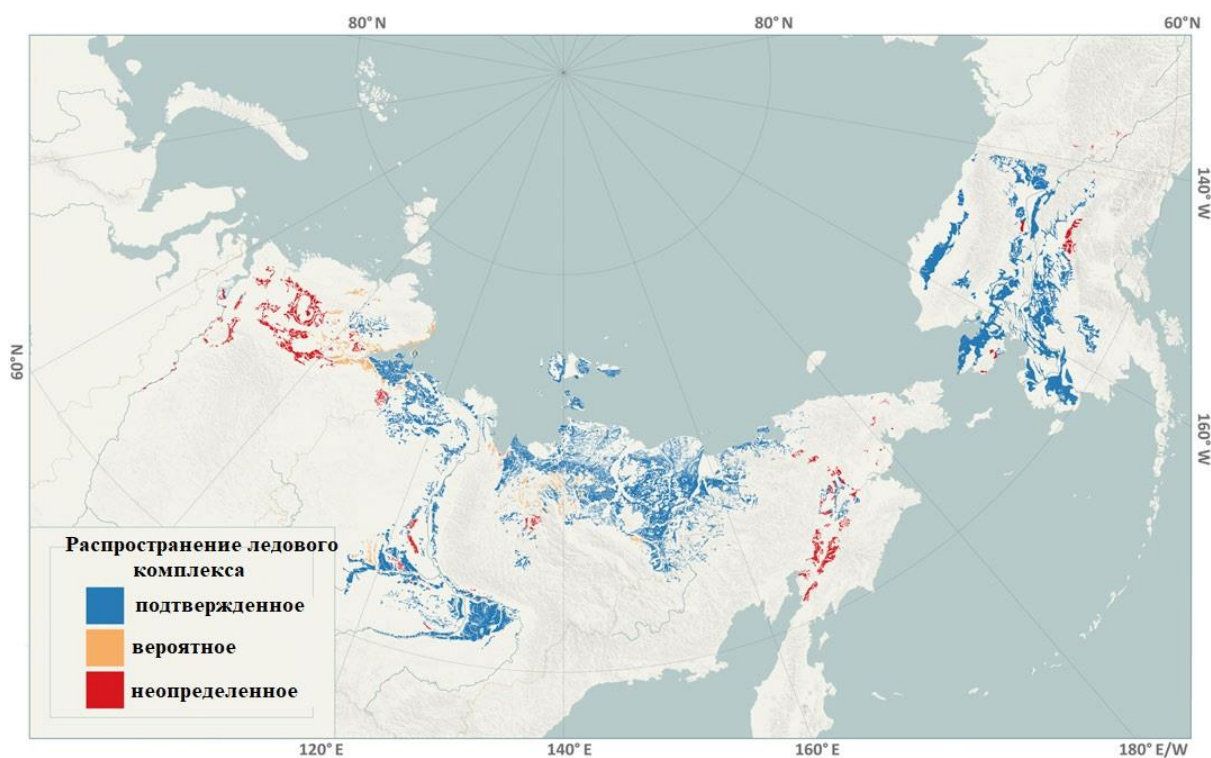


Рис. 1.3. Циркумпольная схема распространения ледового комплекса Северного полушария (Strauss et al., 2021).

По этой оценке, содержание органического углерода в мерзлых отложениях составило 450 Гт. Впоследствии проводились неоднократные перерасчеты (Schirrmeister et al., 2011; Strauss et al., 2013; Walter et al., 2014; Hugelius et al., 2014), и на данный момент содержание органического углерода в ледовых комплексах и термокарстовых отложениях оценивается в 327–466 Гт, составляя не менее 30 % запасов углерода вечной мерзлоты (Strauss et al., 2017), при том, что сами ледовые комплексы занимают всего 7 % ее территории (17 800 000 км²) (Hugelius et al., 2014). Дополнительный вклад в потепление вследствие поступления углерода из-за оттаивания мерзлоты оценивается от 0,1 до 0,36 °C к 2100 в зависимости от сценария потепления климата (Schneider von Deimling et al., 2015; Burke et al., 2012).

1.2. Состояние вопроса о газовом составе мерзлых пород. Метан как индикатор условий формирования мерзлых отложений

В настоящий момент, газовая составляющая является наименее изученной компонентой многолетнемерзлых пород, при этом теоретическая и практическая значимость данной проблемы в последние годы резко возросла (Хименков и др., 2020). Газ в мерзлых породах может иметь различный генезис – это биохимический газ, образовавшийся микроорганизмами вследствие переработки органического вещества, глубинный, катагенный газ, мигрировавший в зону ММП по проницаемым разломам, литологическим окнам и т.д., и угольный газ. В мерзлых породах газ может существовать в трех принципиальных формах: в свободном состоянии в виде заземленного и подвижного газа, растворенном в свободной или связанной воде и в

адсорбированном, в которое включают газогидраты, угольный газ и газы минеральной поверхности (Чувиллин и др., 2005).

Кроме актуальных вопросов, связанных со значительной эмиссией парниковых газов, которые высвобождаются и поступают в атмосферу при деградации вечной мерзлоты (Anisimov et al., 2006; Walter Anthony et al., 2016, 2021; Bridgham et al., 2017; Masyagina и Menyalo, 2020; IPCC 2021), интерес к изучению газового состава вызван обнаружением новых явлений — воронок газового выброса (Лейбман и др., 2018; Buldovich et al., 2018; Bogoyavlenskiy et al., 2021), кратеров на дне термокарстовых озер, подобных известным покмаркам (rockmarks) акваторий Мирового океана (Portnov et al., 2013), метановых сипов под озерами Аляски, Гренландии, на севере Сибири, потоки из которых достигали аномально высоких значений (Walter et al., 2012; Kazantsev et al., 2020).

Изначально, до интенсивного освоения нефтяных и газовых ресурсов, ММП рассматривались исследователями исключительно как газопор, где накопление газа маловероятно. Допускалась лишь вертикальная миграция газов по тектоническим разломам и таликовым зонам через криолитозону (Вожов, 1984; Старобинец, Муругова, 1985; Якушев, 2009). Распространено представление о том, что мерзлые породы неблагоприятны для газонакопления (Арэ, 1998), хотя в последнее время установлены зависимости газопроницаемости от типа грунтов и льдонасыщенности, гидратонасыщенности, температуры, давления газа (Чувиллин и Гребенкин, 2016, 2018; Хименков и др., 2019).

Масштабное изучение газопроявлений в мерзлоте, закономерности, связывающие газопроявления с составом и свойствами грунтов, были долгое время приурочены к поисковым работам нефти и газа, начиная с 1940-х гг., когда в Енисей-Хатангском прогибе были отмечены выходы горючего газа на поверхность, в составе которого преобладал метан (Калинко, 1959). Большее понимание закономерностей существования и распределения газов в мерзлых породах стало возможно после начала комплексных исследований геокриологических условий Тазовского, Гыданского полуостровов и Ямала при освоении газовых месторождений. За рубежом подобные исследования были выполнены в дельте Маккензи, Канада (Dallimore, Collet, 1998; Rivkina et al., 2001).

Газопроявления, связанные с метаном, были зафиксированы не только на суше, но и на дне арктических морей. Большое количество сведений получено с шельфов Печорского и Карского морей, где ММП имеют почти сплошное распространение от берега до изобаты 100 м (Якушев, 2009). По последним данным, широкомасштабная эмиссия метана осуществляется на мелководной части шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского шельфа, хотя еще недавно было принято считать, что наличие стабильной подводной мерзлоты на Восточно-Сибирском шельфе до изобат 60–70 м предотвращает эмиссию метана из донных отложений в придонную

воду и далее в атмосферу (Шахова и др., 2009; Shakhova et al., 2014; Бондур, Кузнецова, 2015; Pankratova et al., 2018).

Кроме этого, данные по концентрации газов, содержащихся в мерзлых отложениях и льдах, могут быть использованы для интерпретаций, изучения обстановки в прошлом, решения некоторых палеогеографических вопросов. Так, фундаментальное значение для изучения климата планеты имеют охватывающие последние 440 тыс. лет палеоклиматические ряды, которые были реконструированы по результатам изучения ледяных кернов, полученных на станции «Восток» (см рис. 1.2 выше). Воздух, захваченный в пузырьках при льдообразовании, несет информацию о газовом составе атмосферы, и по концентрации парниковых газов в ледовых кернах Антарктиды была выявлена тесная связь между глобальными изменениями климата и концентрацией углекислого газа и метана в атмосфере Земли (Котляков, 2012).

Изучение газового состава пластовых льдов обнажения Ледяная Гора в нижнем течении Енисея позволило идентифицировать часть ледяных залежей как погребенный ледник – в пузырьках льда содержание азота, кислорода, водорода, углекислого газа, метана и гелия оказалось близко к атмосферному. В то же время, на основании повышенного содержания метана в одном из ярусов обнажения, был сделан вывод о внутригрунтовом механизме формирования подземных льдов по типу бугра пучения (Archangelov, Novgorodova, 1991). Также, при исследовании подземных льдов западного побережья Ямала отмечено на порядок более высокое содержание метана в пластовых льдах, чем в повторно-жильных, что подтверждает их не атмосферное, но внутригрунтовое происхождение (Васильев и др., 2015). Подробное изучение полного газового состава повторно-жильных льдов побережья моря Лаптевых выявило принципиальные отличия для голоценовых и плейстоценовых жил — при практически одинаковом содержании кислорода и азота для голоценовых жил отмечены значительно более высокие значения концентрации углекислого газа (средние значения: 62000 ppmv vs 3000–25000 ppmv – миллионных долей - для разных частей плейстоценовой жилы), и наоборот, более низкие значения метана (1,0 ppmv vs 8–55 ppmv), что в комплексе с изучением стабильных изотопов воды, позволило сделать вывод об условиях образования этих жил, источниках воды, и механизмах ее трансформации (Voereboom et al., 2013).

В последнее время особое внимание уделяется вопросу происхождения и распространения метана в многолетнемерзлых толщах и, прежде всего, в их приповерхностных слоях со стороны климатологов, географов и геологов (Якушев, 2015). Исследования (Ривкина и др., 2006; Brouchkov, Fukuda, 2002; Васильев и др., 2015; Oblogov et al., 2020; Knoblauch et al., 2018; Kim et al., 2019) показывают, что, занимая около 25% площади в Северном полушарии, вечная мерзлота содержит в себе значительное количество метана.

По происхождению метан в ММП может иметь различный генезис. Определенную

сложность представляет некоторое разночтение в литературе терминов, касающихся генезиса метана: биогенный (иногда он же микробный или бактериальный), катагенный, метаморфогенный, ультратяжелый, ювенильный, термогенный, биохимический, биокаталитический и др. (Шакиров и др., 2012). В данной работе автор придерживается следующей классификации: биогенный метан (бактериальный), образованный в результате деятельности бактерий; термогенный, образованный в результате термохимических процессов, и абиогенный, в результате химических реакций неорганических соединений. В том случае, если органическое вещество подвергается воздействию бактерий, метан называется биогенным. Если его возникновение обязано термохимическим процессам, то он называется термогенным. Термогенный метан появляется в осадочных породах при их погружении на глубины 3-10 км, где они подвергаются химической трансформации в условиях высоких температур и давлений. Метан, возникший в результате химических реакций неорганических соединений, называется абиогенным. Он образуется обычно на больших глубинах в мантии земли. Шахтный (угольный) метан по источнику образования относится к термогенному (Бажин, 2000, 2010; Shoel, 1988).

Накопление газа может происходить до промерзания разреза, в процессе промерзания и после промерзания, а наиболее распространенным в ММП является метан биогенного генезиса (Якушев, 2015), что позволяет рассматривать его в качестве палеоиндикатора условий осадконакопления: его наличие обычно указывает на высокую гидроморфность и восстановительные условия среды (Whiticar et al., 1986; Evans et al., 2019), при этом криогенез определяет характер распределения метана в мерзлых отложениях.

Исследования, проводившиеся на Яно-Индибирской и Колымской низменностях, где газовые месторождения отсутствуют, показали, что в ряде случаев распределение метана позволяет разделить эпи- и синкриогенные толщи (Gilichinsky et al., 1997) – для этих регионов метан повсеместно присутствует в эпикриогенных отложениях и отсутствует в синкриогенных (Краев и др., 2013). Содержание метана в отдельных слоях ММП на глубинах до 60 м достигает 40 мл/кг, при этом метан отсутствует в позднеплейстоценовом ледовом комплексе (Ривкина и др., 2006). О типе криогенеза можно судить и по разнице в возрасте между вмещающими отложениями и самим газом – такая разница, достигающая 8–18 тыс лет на глубине 20 м в скважине пойме р. Колыма и р. Амболиха может свидетельствовать в пользу отжима метана вниз при эпикриогенезе. А для сингенетических ледяных жил позднеплейстоценового ледового комплекса тоннеля Фокс на Аляске, со средней концентрацией метана 0,8 %, возраст метана составляет около 24 тыс. лет, и близок возрасту ледового комплекса (Douglas et al., 2011). Расчетные значения коэффициентов диффузии метана в мерзлых породах составляют 10^8 – 10^9 см²/с (Brouchkov Fukuda, 2002).

Проведенные эксперименты по изучению распределения метана при одномерном

промерзания показали, что особенности миграции малорастворимого в воде метана аналогичны процессу миграции влаги в глинистых и песчаных отложениях, что приводит к отжиму метана от фронта промерзания и его концентрированию у подошвы слоя промерзания для песка. В суглинках, наоборот, наблюдается равномерное распределение газа по разрезу, и даже уменьшение его содержания к подошве. Дальнейшие исследования показали, что необходимо учитывать также количество влаги в горной породе и скорость промерзания, поэтому в естественных условиях могут наблюдаться и противоположные закономерности перераспределения метана в отложениях (Краев et al., 2017). Формированию скоплений биохимического газа способствует засоленность пород криолитозоны (Якушев, 2015; Brouchkov, Fukuda, 2002), также обнаруживается явное увеличение концентрации метана в мерзлых породах при возрастании содержания органического углерода (Васильев и др., 2015). Исследования содержания углекислого газа и метана в Якутии показали отсутствие четких связей между концентрацией метана и влажностью пород, хотя в целом при повышении влажности концентрация возрастает, а метан и углекислый газ связаны обратно пропорциональной зависимостью (Brouchkov, Fukuda, 2002).

На примере трех регионов Антарктиды – Сухие долины, о. Кинг-Джордж и оазис Ларсеманна – было показано, что метан и микроорганизмы, его продуцирующие, являются индикаторами условий формирования отложений в прошлом (например, метан маркировал древние озерные отложения возраста порядка 15 тыс. лет), и иногда это является единственным маркером, позволяющим прояснить историю развития отложений (Ривкина, Абрамов, 2020).

Для региона Центральная Якутия выявлены связи поверхностных условий с концентрациями метана в верхних горизонтах мерзлых пород – более высокие концентрации приурочены к возвышенным залесенным участкам над ледовым комплексом, составляя в основном 1000-5000 ppmv (т.е. в млн⁻¹ по объему газа) для отложений, тогда как более низкие значения связаны с пониженными участками, что может отражать процессы оттаивания (и выделения метана в атмосферу) и последующего повторного промерзания. При этом концентрации в пузырьках газа в подземном льду ниже, чем во вмещающих отложениях, их диапазон составляет от первых десятков до тысяч ppmv (ЛК стационара Нелегер, и ЛК обнажения Юкэчи) согласно (Brouchkov, Fukuda, 2002, 2003) и на порядок ниже, составляя 7–130 ppmv в ледяных жилах обнажения Чуя (Kim et al., 2019). Максимальные концентрации приурочены к отложениям аласов, достигающие в отдельных случаях 700000 ppmv, для отложений аласов также отмечена значительная вариабельность (Brouchkov, Fukuda, 2002). Соответственно, на основании распределения метана можно говорить о типе условий, предшествующих промерзанию осадочных отложений, при этом необходимо учитывать процессы промерзания, влияющие на это распределение.

1.3. Вечная мерзлота как среда обитания микроорганизмов

К настоящему времени накоплено большое количество данных о существовании микроорганизмов в многолетнемерзлых породах, которые сохраняют свою жизнеспособность на протяжении геологически длительного промежутка времени (Звягинцев и др., 1985; Абызов, 2004; Gilichinsky, 2001; Wagner, 2008, Jansson, Taş, 2014; Крыленков, Гончаров, 2011; Филиппова и др., 2014; Margesin, Collins, 2019). Большинство исследований микроорганизмов проводилось для мерзлых пород, которые не оттаивали в течение многих тысяч лет. Вечная мерзлота является своеобразным хранилищем древних природных сообществ микроорганизмов. Первые сведения о присутствии в мерзлоте жизнеспособных микроорганизмов отмечены В.Л.Омелянским в 1911 году (из Wagner et al., 2008). Дальнейшие исследования в слое сезонного оттаивания и многолетнемерзлых породах показали значительное количество и разнообразие жизнеспособных микроорганизмов, таких как бактерии, дрожжи, грибы и простейшие (Boyd и Boyd, 1964). В результате исследований мерзлых толщ, возраст которых составляет от нескольких тысяч лет до 2-3 млн. лет, выделены аэробные и анаэробные бактерии, грибы, дрожжи, зеленые водоросли и простейшие, был проведен большой объем исследований по изучению распространения, физиологии, свойств микроорганизмов в мерзлоте (Khlebnikova et al., 1990, Rivkina et al., 2000; Kobabe et al., 2004; Gilichinsky et al., 2005; Zak, Kling 2006; Liebner, Wagner, 2007; Звягинцев и др., 1985; Сургучева и др., 2018, Vishnivetskaya et al., 2006). Многие из них представлены новыми видами (Katayama et al, 2009; Krivushin et al. 2010; Kudryashova et al., 2018; Zhang et al., 2018).

Общее количество бактерий, определенное путем прямого счета под микроскопом, составило 10^5 - 10^6 для антарктических пород (Cowan et al., 2002; Gilichinsky et al., 2007), 10^7 для проб арктических грунтов Канады (Steven et al., 2004) и 10^3 - 10^8 кл/г (клеток на грамм горной породы) для арктических горных пород Сибири (Gilichinsky et al., 2002). Исследования последних лет показали, что численность жизнеспособных клеток микроорганизмов в повторно-жильных льдах (ПЖЛ) ненамного ниже, чем в мерзлых осадочных породах, и колеблется в пределах 10^3 – 10^7 кл/мл (Katayama et al., 2007; Lacelle et al., 2011; Wilhelm et al., 2012, Филиппова и др., 2019).

Несмотря на накопленный значительный материал по способности некоторых микроорганизмов сохранять жизнеспособность в течение длительного времени при сравнительно высоких отрицательных температурах, вопрос об их метаболическом статусе в естественных условиях остается актуальным. Возможности роста микроорганизмов затруднены из-за иммобилизованности клеток, недостаточного питания, плохой проводимости жидких водных прослоек в мерзлых породах (Брушков и др., 2011). Толщина прослоев незамерзшей воды при температурах минус 2 и минус 4°C составляет приблизительно 0,01 – 0,1 микрон (Брушков, 1995), что значительно меньше, чем размеры микроорганизмов. Эти проводящие пути

практически непригодны для жизнеобеспечения, а заметный перенос клеток в мерзлых породах, вероятно, невозможен. Проведенные эксперименты показали, что некоторые представители культивируемых микроорганизмов из мерзлоты были способны к росту и при отрицательных температурах, близких к естественным температурам их нахождения. Так, 20 % изолятов аэробных гетеротрофных бактерий мерзлоты Канады, оказались способны к росту при минус 5 °С (Steven et al., 2006), изолят из криопэггов Колымской низменности был способен к росту при минус 10 °С. К росту при отрицательных температурах также оказались способны анаэробные бактерии, выделенные из арктических ММП и криопэггов (Shcherbakova et al., 2005; Pecheritsyna et al., 2012). Кроме самих микроорганизмов, в мерзлоте также сохраняются и продукты их жизнедеятельности: ферменты, биогенные газы, ДНК (Willerslev et al., 2004; Vishnivetskaya et al., 2006; Rivkina et al., 2007). Отмечена способность микроорганизмов из антарктического льда к новообразованию ДНК и белков при температуре до минус 17 °С (Carpenter et al., 2000), а представители рода *Psychrobacter*, выделенные из льда, могут размножаться при температуре минус 15 °С (Christner, 2002). Лабораторные эксперименты показали существование метаболической активности микроорганизмов, продуцирующих метан, однако скорость образования метана при снижении температуры от 5 до минус 1,8 °С уменьшалась приблизительно в 2 раза, а в диапазоне температур от минус 1,8 до минус 16,5 °С — в 100 раз. (Ривкина и др., 2002).

Серии исследований, выполненных в последние десятилетия, позволили выдвинуть ряд положений о микробных сообществах вечной мерзлоты как биомаркеров условий формирования и промерзания пород (Gilichinsky et al., 1989, 1992; Khlebnikova et al., 1990, Ривкина, 2020, Abramov et al., 2021). Так, например, доминирование бактерий родов *Flummatobacter*, *Gemmatimonas* и *Acidobacteria Gp 16* в микробных сообществах было предложено рассматривать в качестве биомаркера озерных отложений континентальных озер Антарктики (Gugliandolo et al., 2016).

Важным является вопрос о возможности миграции клеток микроорганизмов в мерзлых породах. В результате проведенных экспериментов на протяжении 1 года не было выявлено выраженной миграции клеток модельного микроорганизма в мерзлых грунтах (Карнышева и др., 2019). Таким образом, можно утверждать, что микроорганизмы в многолетнемерзлых породах представляют собой ископаемые, реликтовые организмы, можно считать их возраст равным возрасту мерзлоты в синкриогенных толщах и времени последнего промерзания в эпикриогенных толщах (Брушков и др., 2011; Abramov et al., 2021).

К классическим методам идентификации микроорганизмов относятся выделение чистых культур и установление их таксономического статуса. Долгое время изучение микробного состава почв ограничивалось методом культивирования на питательных средах. Однако еще в

середине 1980-х годов стало понятно, что те микроорганизмы, которые культивируются, составляют лишь незначительную долю (0,1–5%) от общего разнообразия микроорганизмов в почве (Torsvik, Ovreas, 2002). Различие между количеством бактериальных колоний и численностью клеток, наблюдаемых в микроскоп, достигает двух порядков (так называемая «Great Plate Count Anomaly», Staley и Konopka, 1985; Семенов, 2019). Культивирование микроорганизмов из мерзлых отложений вызывает большее количество трудностей, чем из современных почв – в ММП содержится в двадцать раз меньше клеток, чем в слое сезонного протаивания (Yergeau et al., 2010). Анализ проб мерзлоты Арктики показал, что лишь 0,1–10 % клеток показывают рост на питательных средах относительно прямого подсчета общего числа при микроскопировании. Увеличение возраста вечной мерзлоты приводит к уменьшению количества культивируемых микроорганизмов из мерзлых отложений, вплоть до «стерильных» (Vorobeva, 1997).

Новым этапом в развитии почвенной микробиологии стало появление молекулярно-биологических методов, базирующихся на выделении микробной ДНК из почвы и последующем ее анализе. Способами изучения почвенной ДНК микроорганизмов стали анализ ампликонов и метагеномный подход (Nesme et al., 2016). Это предоставило прямой доступ к огромному генетическому разнообразию “некультивируемого большинства” микроорганизмов в почве. Применение молекулярных методов, основанных на сравнении нуклеотидных последовательностей, позволяет идентифицировать новые филогенетические группы, для которых нет культивируемых представителей. Поэтому анализ ампликонов (метагенетика) и геномов (метагеномика) сегодня являются основными исследовательскими подходами в почвенной микробиологии и отправной точкой, дающей начало новым направлениям (Семенов, 2019). С помощью метагенетического подхода появилась возможность анализировать структуру и разнообразие сообщества, что позволяет на этом основании, а также степени различий между сообществами, выявлять корреляции отдельных таксонов или сообществ с почвенно-экологическими условиями (Семенов, 2019). Это делает возможным использование рассматриваемого метода в палеогеографических интерпретациях, для восстановления прошлых обстановок.

Для ряда образцов вечной мерзлоты амплификация рибосомной субъединицы 16S рРНК в сочетании с секвенированием позволила определить состав микробного сообщества (Steven et al., 2008; Yergeau et al., 2010; Tas et al., 2014; Alekseev et al., 2020; Wu et al., 2021). Было выявлено значительное разнообразие бактерий в мерзлоте Арктики, основные филумы: *Proteobacteria*, *Firmicutes*, *Chloroflexi*, *Acidobacteria*, *Actinobacteria* и *Bacteroidetes*, а также некоторые новые группы. Кроме того, были обнаружены в значительном количестве метанотрофные бактерии. Архейные последовательности, обнаруженные в вечной мерзлоте, включают *Euryarchaeota*,

Crenarchaeota и *Thaumarchaeota* (Jansson et al., 2014). К филуму *Euryarchaeota* относятся все известные анаэробные, метаногенные археи, которые ответственны за образование биогенного метана в ряде биохимических реакций.

Метагеномный подход, позволяющий изучать совокупный геном сообщества организмов, по сути, является функциональным профилем, позволяя в том числе выполнять анализ доли генов, ответственных за процессы цикла углерода и азота (например, нитрификацию), синтез или разложение определенных соединений, на данный момент еще не очень широко распространен, что прежде всего, связано с недостаточной глубиной секвенирования, которую возможно выполнить современными секвенаторами, а также с высокой стоимостью такого анализа и сложностью обработки и интерпретации результатов (Семенов, 2019).

В области распространения мерзлых пород метагеномные исследования в качестве нового перспективного инструмента для понимания биогеохимических процессов в многолетнемерзлых отложениях отмечены в работах (Krivushin et al., 2015; Rivkina et al., 2016; Ривкина, 2020). Исследования разновозрастных позднеплейстоценовых образцов различного генезиса – эпикриогенных озерных отложений и синкриогенных отложений ледового комплекса Колымской низменности показали, что наиболее распространены девять бактериальных и одна архейная филы: *Proteobacteria*, *Actinobacteria*, *Firmicutes*, *Bacteroidetes*, *Chloroflexi*, *Planctomycetes*, *Acidobacteria*, *Cyanobacteria*, *Verrucomicrobia* и *Euryarchaeota*. При этом их соотношение зависело от генезиса образца – так, в озёрных отложениях 50% обнаруженных последовательностей относилось к *Proteobacteria*, а в образце ледового комплекса наиболее представлены были *Actinobacteria* (47 %), представительство *Proteobacteria* снизилось до 25 % (рис. 1.4). Кроме этого, применение такого подхода показало, что не только метан, но и гены микроорганизмов, участвующих в метановом цикле, могут служить индикатором условий формирования и криогенеза мерзлых толщ. Так, метан был обнаружен только в образце озерных отложений, и в нем же были обнаружены метаногенные археи: родов *Methanosarcina* (0,14 % от общего числа секвенированных последовательностей), *Methanoregula* (0,03 %), *Methanoculleus* (0,05 %), *Methanosphaerula* (0,03 %), *Methanospirillum* (0,03 %), и *Methanosaeta* (0,03 %). Кроме того, анализ последовательностей метагенома обоих образцов показал гомологию с генами, связанными с метаболическими путями, осуществляющими денитрификацию и сульфатредукцию. Эти реакции могут создавать окислительно-восстановительные условия, благоприятные для метанобразования. Можно предположить, что при потеплении климата, увеличении количества атмосферных осадков, повышении температуры мерзлоты и мощности сезонноталого слоя все биогеохимические процессы, связанные с трансформацией органического вещества и образования парниковых газов, будут играть еще большую роль (Ривкина, 2020).

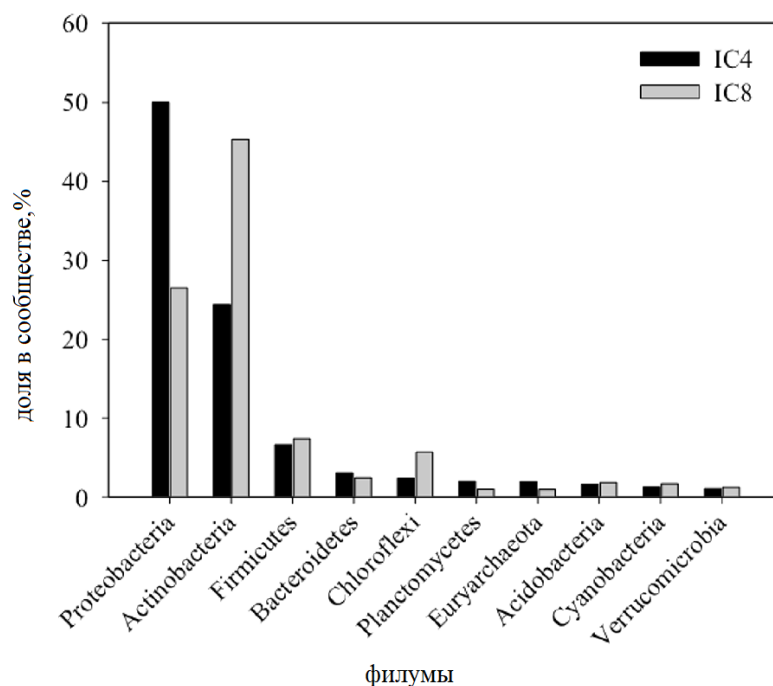


Рис. 1.4. Состав микробного сообщества на уровне филумов (представленные филумы составляют более 1% сообщества для образцов Северо-Восточной Якутии), где IC8 – образец ледового комплекса, IC4 – озерные отложения (Rivkina et al., 2016).

Использование 16S рРНК анализа структуры микробных сообществ трех разновозрастных позднеплейстоценовых образцов тоннеля Фокс Аляски (возрастом 19, 27 and 33 т.л.н) позволило выдвинуть гипотезу о том, что именно возраст мерзлоты является ведущим фактором структуры получаемого сообщества (рис. 1.5) (Maskelprang et al., 2017). Так, основными (более 85%) были выделены 4 бактериальных филума и 1 архейный *Firmicutes*, *Actinobacteria*, *Actinobacteria*, *Bacteroidetes*, *Euryarchaeota*.

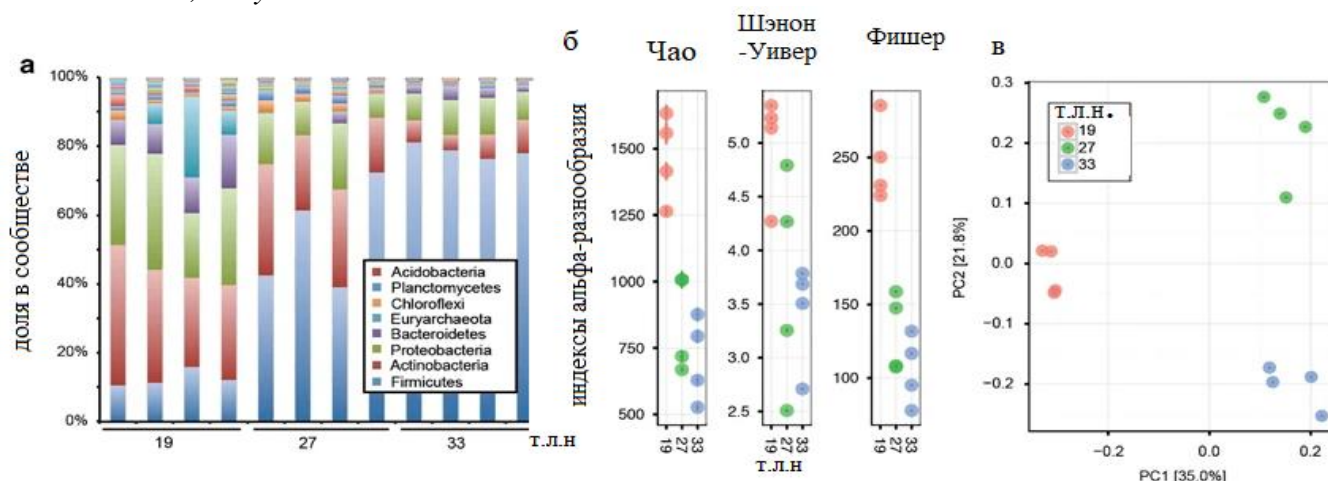


Рис. 1.5. Результаты анализа состава микробного сообщества методом 16S рРНК, выявляющее влияние возраста на состав и разнообразие микробного сообщества: а – доля в сообществе бактерий и архей в образцах возрастом 19, 27 и 33 тыс. лет на уровне филумов; б – сравнение индексов альфа-разнообразия; в – кластеризация образцов при использовании метода анализа основных координат невзвешенных расстояний..

Отмечено значительное увеличение содержания спорообразующих бактерий классов *Clostridia* и *Bacilli* филума *Firmicutes*, с возрастом – от 13 % (19 т.л.) до 79% (33 т.л.). Обратная зависимость от возраста наблюдалась для трех остальных филумов – доля актинобактерий снизилась с 32 до 7 %, протеобактерий с 27 до 9 %, бактериоидетов с 11 до 3 %. Максимальное количество метаногенов обнаружено в образцах мерзлых отложений возрастом 19 т.л., достигая 10 % (но только в одном из четырех образцов, и практически полное их отсутствие в более древних образцах, везде преобладали представители рода *Methanobacterium*). Также отмечено значительное снижение видового разнообразия с возрастом (альфа-разнообразие). Кроме возраста, отмечается влияние льдистости, химических свойств, растворенного органического вещества (Mackelprang et al., 2017; Burkert et al., 2019).

Изменение климатических условий вызывает изменение состава микробного сообщества. Так, резкое изменение таксономического состава и структуры показано на рубеже плейстоцена и голоцена для микробных сообществ мерзлоты Центрального Юкона (Saidi-Mehrabad et al., 2020). Сравнение образцов возрастом 14,3–16 т.л.н. и 8–10,5 т.л.н. показало, что при 286 уникальных ОТЕ (оперативная таксономическая единица или таксон) для плейстоцена и 276 для голоцена общих оказалось только 52 (рис. 1.6.). Кроме этого, лабораторные исследования по оттаиванию образцов верхних горизонтов мерзлых пород Аляски (в течение 11 дней) также выявили значительное содержание микробного сообщества (Coolen, Orsi, 2015)

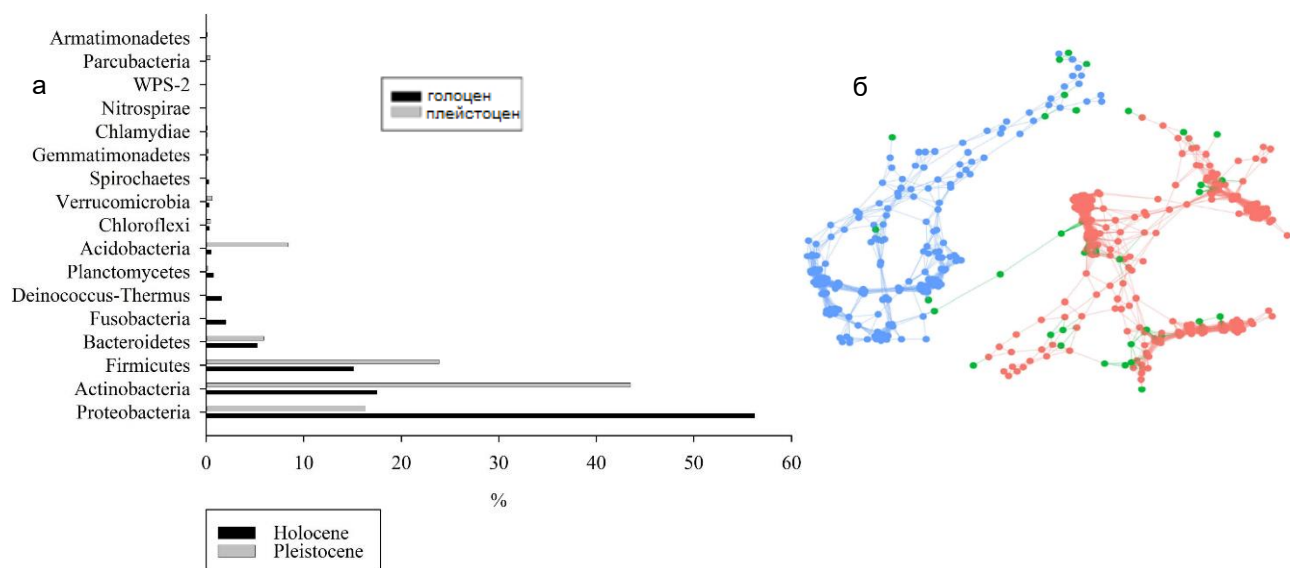


Рис. 1.6. Изменение таксономического состава и структуры микробного сообщества показано на рубеже плейстоцена и голоцена Центрального Юкона: а – состав микробного сообщества на уровне филумов образцах ММП голоценового и плейстоценового возраста, черные колонки – голоцен, серые – плейстоцен; б – граф совместного присутствия выделенных ОТЕ в тех же образцах. Уникальные ОТЕ для образцов плейстоцена показаны синими точками, голоцена красными точками, общие – зелеными (Saidi-Mehrabad et al., 2020).

Следует отметить, что при оценке сообщества этими методами, основанным на выделении и анализе суммарной ДНК, не происходит разделения на мертвые и живые клетки, и на долю ДНК мертвых клеток и внеклеточную ДНК мерзлых пород (так называемая остаточная ДНК), в отличие от немерзлых, приходится в среднем 40–50% (Carini et al., 2016, Burkert et al., 2019). Тем не менее, эксперименты по удалению остаточной ДНК показали, что анализ суммарной ДНК дает достаточно репрезентативную выборку, не имеющую значительных расхождений, что возможно в случае, если скорость образования и разложения мертвых клеток примерно одинакова между таксонами (Burkert et al., 2019).

Выводы к Главе 1

1. Криолитозона, занимая 20-25% площади Северного полушария, содержит значительные запасы органического углерода, которые составляют 1300 Пг, т.е. около 50% запасов всего органического углерода горных пород и выше его содержания в атмосфере. Из них около 500 Пг приходится на СТС, а также отложения таликов, на многолетнемерзлые отложения приходится около 800 Пг. При этом, занимая всего 7% по площади, отложения ледовых комплексов и аласов, которые образовались в результате термокарстовой переработки этих пород в голоцене, содержат не менее 30% запасов углерода.

2. Современное повышение температуры воздуха в Арктике и Субарктике значительно превышает среднемировое, и климатические модели предсказывают её дальнейший рост. Наиболее вероятной причиной потепления считается увеличение содержания в атмосфере парниковых газов, прежде всего диоксида углерода, метана, закиси азота и других, усиливающих парниковый эффект. Эти изменения природной среды приводят к деградации криолитозоны, тем самым значительные запасы углерода и других элементов, тысячелетиями аккумулированные в многолетнемерзлой толще, вовлекаются в глобальный круговорот. Поскольку микробные процессы являются ключевыми при разложении органического вещества, то повышение температуры пород приведет к более высокой скорости разложения органического вещества, и благодаря микробной активности новые порции парниковых газов будут поступить в атмосферу.

3. В настоящий момент газовая составляющая является наименее изученной компонентой многолетнемерзлых пород, при этом с каждым годом возрастает практическая и научная значимость исследования этой темы. Кроме актуальных вопросов, связанных со значительной эмиссией парниковых газов, которые высвобождаются и поступают в атмосферу при деградации вечной мерзлоты, интерес к изучению газового состава вызван обнаружением таких новых явлений, как воронки газового выброса, кратеры на дне термокарстовых озер, подобных известным покмаркам акваторий Мирового океана, метановые сипы под озерами Аляски, Гренландии, на севере Сибири, потоки из которых и достигали аномально высоких значений. Данные по концентрации газов, содержащихся в мерзлых отложениях, льдах могут быть использованы для интерпретаций, изучения обстановки в прошлом, решения ряда палеогеографических вопросов. Основной генезис метана в верхних горизонтах многолетнемерзлых пород – биогенный, таким образом, метан и микроорганизмы, его продуцирующие, являются индикаторами условий формирования отложений в прошлом.

4. Многолетнемерзлые породы содержат большое количество микроорганизмов ($10^5 - 10^8$ кл/г), которые представляют собой ископаемые, реликтовые организмы и их возраст в целом соответствует возрасту мерзлых отложений. В отличие от классических методов

микробиологии, предусматривающих выделение микроорганизмов в культуру и позволяющих изучить около 1–5 % сообщества, появление молекулярно-биологических методов, базирующихся на выделении микробной ДНК и последующем ее анализе, позволяет получить состав всего микробного сообщества, в том числе выполнять анализ доли генов, ответственных за процессы цикла углерода и азота (например, нитрификацию), синтез или разложение определенных соединений. Тем не менее, при определении таким образом состава микробного сообщества остается неясным, является ли это сообщество отображающим природную обстановку на момент промерзания отложений, или это новое микробное сообщество, претерпевшее изменения в ходе адаптации к новым холодным условиям за длительное геологическое время. На основании современных исследований отложений плейстоцен-голоценового возраста намечаются следующие ведущие факторы, определяющие состав и структуру микробного сообщества: возраст отложений, содержание льда, генезис отложений. Кроме этого, отмечено резкое изменение в структуре сообщества при переходе из плейстоцена к голоцену. Благодаря доступности молекулярно-биологических методов в настоящее время таксономический состав, структура и функции микробных сообществ являются новым, перспективным инструментом для изучения генезиса и условий формирования мерзлых отложений.

Глава 2. Характеристика района исследований

2.1. Природные условия

Природные условия рассматриваемой территории, которая относится к группе среднетаежных провинций сплошного распространения многолетнемерзлых пород (Мерзлотно-ландшафтная карта..., 1991), определяются её положением на юго-востоке Средней Сибири. Территория Центральной Якутии охватывает среднее течение Лены, Лено-Виллюйское и Лено-Алданское междуречье, находящиеся примерно между 60 и 63° с.ш. и 120 и 135° в.д. (Варламов и др., 2002).

Климат

Для Центральной Якутии характерен резко континентальный климат (Гаврилова, 1973). Средняя многолетняя годовая температура воздуха на территории Центральной Якутии изменяется в довольно больших пределах: от минус 7 °С в районе г. Олекминска до минус 13 °С в предгорной части на северо-востоке. На равнинной части территории самая низкая средняя годовая температура воздуха (ниже минус 12 °С) отмечается в устьевой части р. Татты. Годовое количество осадков Центральной Якутии составляет примерно 240–320 мм, причём в тёплый период года (май – сентябрь) выпадает всего 160–200 мм. Продолжительность залегания снежного покрова на территории исследований в среднем составляет 201–221 день. Средняя мощность снежного покрова составляет 30–40 см, на открытых местах не превышает 10–20 см, плотность снега составляет в среднем 160–180 кг/м³ (Варламов и др., 2002). По показаниям увлажнения Центральную Якутию относят к степным и частично лесостепным районам (Шашко, 2005).

Ландшафтные условия

Для территории характерен таежный тип ландшафта (средняя тайга). На поверхности террас развит лиственный лес, который летом препятствует поступлению солнечной радиации на поверхность, а зимой препятствует образованию мощного снежного покрова. На поверхности поймы распространён травяно-кустарниковый тип растительности. Для аласов характерен травяно-кустарничковый тип растительности, но также присутствует мохово-лишайниковый покров (Федоров, 1991).

Рельеф

Основными компонентами орографии Центральной Якутии являются: на севере Центрально-Якутская равнина, на юге — Приленское плато. Абсолютные высоты Приленского плато опускаются от 500–600 м на юге до 300 м на севере к долине Лены. Речная сеть врезана на глубину 100–150 м. Плато в основном имеет плоские, пологоувалистые и пологоволнистые формы. На эрозионных и карстовых участках оно обретает грядовый,

грядово-увалистый, холмистый и увалисто-холмистый рельеф. Северная часть Приленского плато постепенно переходит в Центральную якутскую равнину, охватывающую долины Лены, Вилюя и Алдана в их среднем и нижнем течении и соответствующие междуречные аккумулятивно-аллювиальные, эрозионно-аккумулятивные равнины. Центрально-Якутская низменность дренируется р. Лена, вместе с ее притоками - Алданом (с Амгой) и Вилюем (с Тюнгом, Тюкяном). Между этими реками на Лено-Амгинском и Лено-Вилюйском междуречьях постоянных водотоков мало.

Для Центральной Якутии характерны равнинность и сложная террасированность рельефа.

В долине р. Лены П. А. Соловьев (1959) выделяет 11 геоморфологических террасовых уровней (включая пойму), объединяя их в 3 уровня (рис. 2.1):

- 1) низкие аккумулятивные террасы: пойменная, якутская и сергеляхская;
- 2) средневысотные аккумулятивно-эрозионные террасы: кердемская, бестяхская, тюнгюлюнская псевдотерраса, абалахская, маганская;
- 3) высокие эрозионные террасы: эмильская, киренская, верхоленская

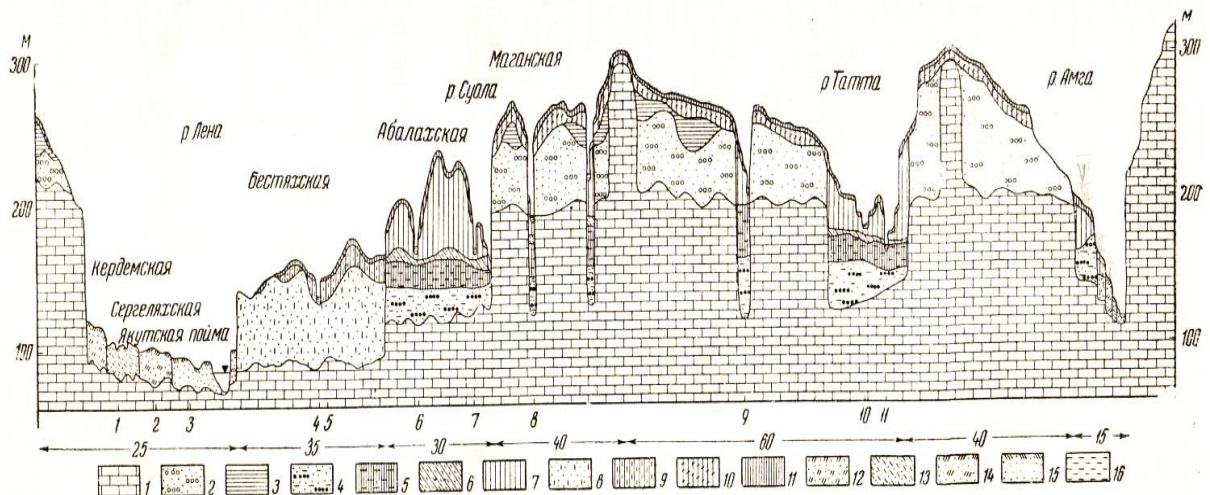


Рис. 2.1. Схема геологического строения речных террас и аллювиальных равнин Лено-Амгинского междуречья по линии Якутск-Охотский перевоз (Соловьев, 1959). Названия эпох в соответствии с обозначениями источника. Горизонтальный масштаб не выдержан. Под профилем показана протяженность отдельных участков в километрах (цифры со стрелками) и отмечены номерами места основных разрезов, вскрывших полный разрез четвертичных отложений. Условные обозначения: 1-мезозойские песчаники, конгломераты, сланцы; 2-песчано-галечные отложения (плиоцен маганской террасы); 3-цветные глины (плиоцен) маганской террасы; 4-аллювий абалахской террасы (эомезоплейстоцен). Пески с прослоями галечника и глин и пойменные супеси, и суглинки. 5-нижние суглинки (озерно-аллювиальные) абалахской террасы (эо-мезоплейстоцен); 6-супесчаный горизонт (верхние супеси) абалахской террасы; 7-верхние суглинки абалахской террасы(мезо-неоплейстоцен), с широко развитыми повторно-жильными льдами; 8-песчаный аллювий бестяхской террасы (мезо-неоплейстоцен); 9-пойменные суглинки и супеси бестяхской террасы (неоплейстоцен) с широко развитыми повторно-жильными льдами; 10- суглинки невыясненного генезиса (неоплейстоцен); 11-покрывающие суглинки (неоплейстоцен); 12- аллювий кердемской террасы (неоплейстоцен); 13-аллювий сергеляхской террасы (неоплейстоцен-голоцен); 14-аллювий Якутской террасы (неоплейстоцен-голоцен); 15-аллювий поймы(голоцен); 16-аласные отложения (неоплейстоцен-голоцен).

А.П. Алексеев (1978) и В.А. Камалетдинов (1982) различают 7 надпойменных террас. В работе (Иванов, 1984) приведена геоморфологическая схема Центральной Якутии, где выделена пойма р. Лены и пять надпойменных террас: якутская, сергеляхская, кердемская, бестяхская, тюнгюлюнская. По П.А.Соловьеву (1959), к низким аккумулятивным террасам относятся пойма, первая (якутская) и вторая (сергеляхская) надпойменные террасы, выработанные в позднем плейстоцене и голоцене. Для них характерны сочетание невысоких вытянутых грив и ложбин руслового происхождения, в тыловых частях распространены старичные озера.

Третья (кердемская) наблюдается в виде фрагментов, ее высота 120-125 м. На ее поверхности встречаются унаследованные элементы пойменного рельефа. Четвертая (бестяхская) терраса распространена в правобережной части долины р.Лены и протягивается с юга от ручья Тарынг на север до устья р. Алдан. В районе с. Хаптагай ее ширина около 19 км. Высота поверхности постепенно снижается с юга на север, составляя 140-165 м. Над уровнем реки Лены уступ террасы возвышается на 30-35 м. Отложения имеют сложный генезис и различный возраст. В рельефе развиты широкие, пологосклонные гряды с относительными высотами 3-5 м. В результате выноса песка подземными источниками и разрушения склонов сформировались врезанные уступы террасы, термосуффозионные цирки, овраги, провалы и воронки. На поверхности межгрядовых понижений много озер. Озерные котловины имеют небольшие глубины.

Пятая (тюнгюлюнская) терраса представляет собой слабонаклонную и слаборасчлененную поверхность высотой 145-180 м и сложена отложениям ледового комплекса. Здесь много озерных котловин, в основном термокарстового происхождения. Характерно развитие булгунняхов. На юге озерные котловины приурочены к местам разгрузки надмерзлотных и подмерзлотных вод. Шестая (абалахская) эрозионно-аккумулятивная терраса имеет абсолютную высоту 201-219 м. Современная поверхность изъедена термокарстовыми впадинами, что привело к образованию типично аласного и аласно-долинного рельефа. Глубина котловин термокарстовых озер достигает 15-20 м. Маганская терраса с высотами 240–260 м развита в основном в левобережной части долины р. Лены. Приречная ее часть выделяется эрозионной расчлененностью. На стыке Центральноякутской равнины и Приленского плато фрагментами встречаются следующие древние эрозионные дочетвертичные террасы: Эмильская с абсолютной высотой 272–297 м, Киренская терраса с высотами 335–355 м, Верхоленская - 385-410410 м. Ниже на рис. 2.2 представлена схема основных геоморфологических уровней Центральной Якутии (Десяткин, 2008).

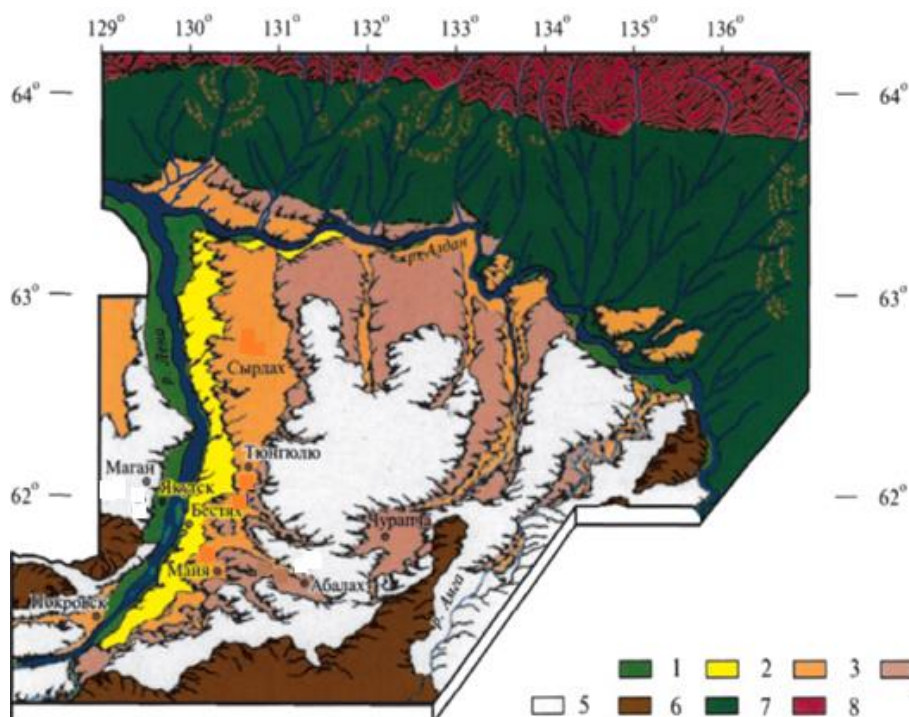


Рис. 2.2. Геоморфологическая карта Лено-Амгинского междуречья 1 – современные поймы; 2 – Бестяхская терраса; 3 – Тунгюлюнская терраса; 4 – Абалахская терраса; 5 – Маганская терраса; 6 – денудационная равнина; 7 – ледниково-флювиогляциальная равнина; 8 – отроги Верхоянской складчатой области (Десяткин, 2008).

Растительность

В регионе преобладают лиственничные леса (*Larix cajanderi*), которые характеризуются сомкнутостью крон и достаточной высотой, разнообразным подлеском и растениями травяно-кустарничкового яруса. В меньшей степени развиты мхи и лишайники. Довольно распространенными являются брусничные и разнотравно-брусничные лиственничники, а на более возвышенных участках число цветковых растений в травостое заметно снижается, появляется выраженный зеленомошный покров. В аласах и на опушках, вблизи сельскохозяйственных земель лиственничники принимают облик травянистых парковых лесов. В аласах преобладает прибрежно-водная растительность, а также луговые растения, в том числе избыточно-увлажненных и остепненных лугов, располагающиеся зонально вокруг сохранившихся озер (Бысыина, 2009).

Микробные сообщества

Изучение микробных сообществ Центральной Якутии проводилось эпизодически, в основном для почвенного слоя, при этом до сих пор нет целостной картины количественного и качественного состава микрофлоры почв мерзлотных ландшафтов, в основном изучаются лесные почвы и аласные. В верхних горизонтах доминируют аммонифицирующие бактерии и актиномицеты, в нижних мицелиальные грибы. Аэробные азотфиксирующие бактерии в

основном присутствуют в нижних избыточно увлажненных поясах аласов, при этом аэробные азотфиксирующие бактерии не были обнаружены в почвенных образцах из палевой почвы Мамонтовой горы (Иванова, 2006; Иванова и др., 2013, 2017). Установлено, что численность микроорганизмов обусловлена содержанием органического вещества и влажностью почв (Щелчкова, Стручкова, 2016). Присутствие в палевой почве актиномицетов, аммонификаторов, олигонитрофильных, целлюлозолитических бактерий, мицелиальных грибов и дрожжей – липомицетов свидетельствует о наличии в этой почве доступного органического азота, что подтверждается увеличением углерода до 1,6 % в верхнем органическом и нижнем минеральном горизонте (Иванова и др., 2017). Для степных и луговых почв Центральной Якутии показано, что основную часть микрофлоры составляют неспорообразующие бактерии, среди которых преобладают гетеротрофы, использующие органические источники азота. Меньшей численностью характеризуются бактерии и актиномицеты, использующие минеральные источники азота. Мерзлотные степные и луговые почвы богаты бактериями рода *Azotobacter*, в них активно протекают процессы аэробной азотфиксации (Щелчкова, Стручкова, 2016).

Для многолетнемерзлых отложений региона определялся таксономический состав бактерий, выделенных из образцов жильного льда ледового комплекса Мамонтовой горы, полученные результаты сопоставимы с данными о таксономическом разнообразии культивируемых бактерий, обнаруженных в жильных льдах других регионов криолитозоны – ПЖЛ Аляски и Канады (Katayama et al., 2007; Wilhelm et al., 2012). Культивируемые бактерии были представлены в основном филумами *Actinobacteria*, *Firmicutes* и *Proteobacteria*, различаясь соотношением в различных образцах ПЖЛ – доля актинобактерий и спорообразующих фирмикутов была наибольшей в образцах наиболее древнего ПЖЛ плейстоценового возраста. Основную часть бактериальных изолятов, выделенных из образцов подземного льда, составляли фирмикуты, представители родов *Bacillus*, *Carnobacterium*, *Planococcus* и *Staphylococcus*. Среди изолятов обнаружен представитель факультативно-метилотрофных бактерий *Methylobacterium sp.*, эти бактерии способны использовать в качестве единственного источника углерода производные метана (Филиппова и др., 2019). Также отмечено, что доля «живых» аэробных клеток выше в образцах из ПЖЛ более молодого возраста (93 % vs 74-78 %).

В более древних ММП – аллювиальных неогеновых песках обнажения Мамонтова гора определялся состав всего сообщества после выделения ДНК (Brouchkov et al., 2017) и было отмечено, что доминирующим являются представители класса *Sphingobacteriia* филума *Bacteroidetes*, составляя 52% сообщества, остальную часть сообщества составляют протеобактерии (42%).

2.2. Геологическое строение

Фундамент территории сложен архейскими кристаллическими образованиями, вскрытыми на глубинах 562 м и 1022 м (Иванов, 1984). В строении осадочного чехла участвуют палеозойские (кембрийские), мезозойские (юрские) и кайнозойские (четвертичные) отложения (рис. 2.3). Кембрийские и юрские отложения выходят по коренным берегам рек и на склонах в пределах Приленского плато. В геоструктурном плане Центральная Якутия приурочена к области развития мезозойских отложений, заполняющих Приверхоянский краевой прогиб и Вилюйскую синеклизу. Мощность мезозойских и кайнозойских отложений в Вилюйской синеклизе достигает до 4–5 км. В Приверхоянском прогибе суммарная мощность верхнепалеозойских, триасовых, юрских, меловых и кайнозойских отложений достигает 7–8 км.

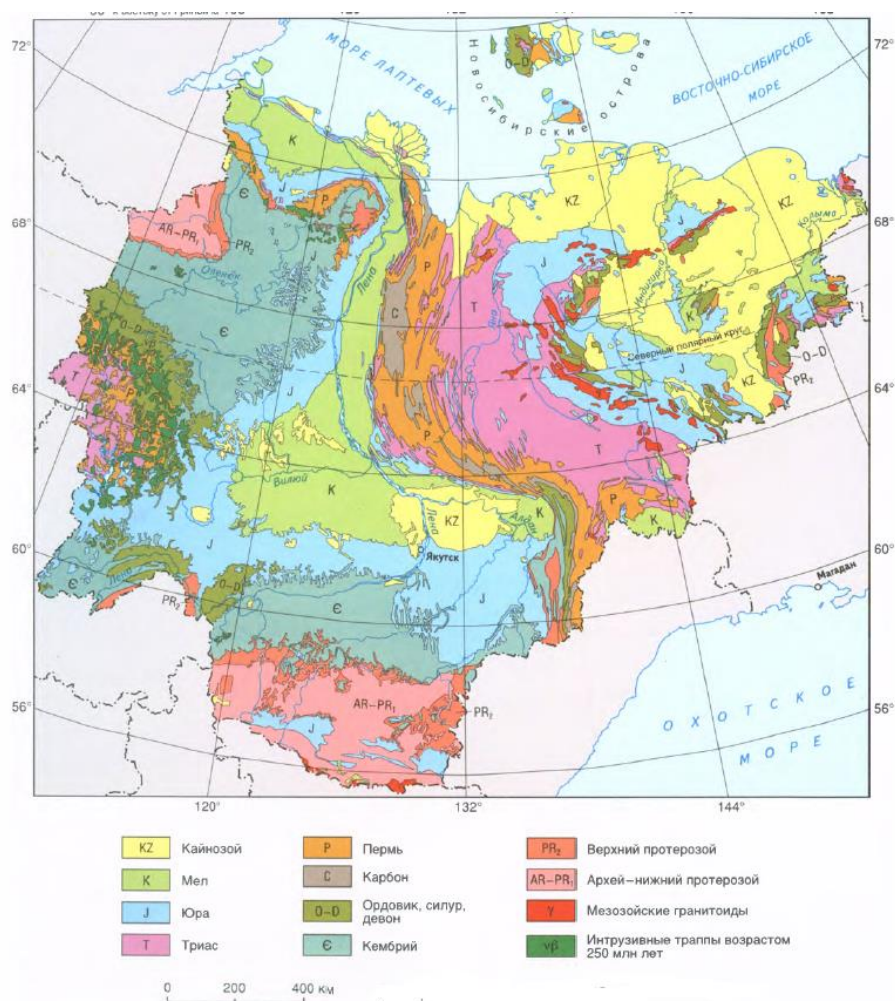


Рис. 2.3. Схематическая геологическая карта Якутии (Тектоника, геодинамика и металлогения ..., 2001).

Мезозойские и палеоген-неогеновые породы чаще всего представлены сильновыветрелыми грубозернистыми континентальными отложениями (пески, песчаники, алевролиты, конгломераты).

В пределах Центральноякутской равнины они перекрыты мощной толщей четвертичных отложений, а на склонах Приленского плато – маломощным чехлом. Мощность рыхлого чехла

увеличивается в северном направлении (в соответствии с опусканием коренной основы) и достигает в устьях Алдана и Вилюя 60–70 м. Четвертичные отложения распространены почти повсеместно и разнообразны по литологическому составу и мощности.

В настоящее время имеется несколько объяснений происхождения осадочных покровов и геоморфологических уровней высоких аккумулятивных равнин рассматриваемой территории: эрозионно-аккумулятивная, принятая большинством исследователей (Алексеев и др., 1990 а,б; и др.), эоловая (Русанов, 1968) аллювиально-пролювиальная (Гравис, 1997 и др.), тектоническая – предложена М. С. Ивановым (1984). ледниково-подпрудная, связывающая происхождение высоких аккумулятивных равнин в Восточной Сибири подпруживанием р. Лена — в работах М. Г. Гросвальда (1999; и др.). Кроме этого, в последние годы активно развивается гипотеза о формировании мощных толщ четвертичных отложений в результате гляциоизостатического прогибания под влиянием ледниковой нагрузки (Спектор, 2002, 2008, 2015)

Наиболее молодыми отложениями четвертичного возраста сложены низкие террасы и поймы рек. Аллювиальные отложения представлены здесь русловыми песками мощностью от первых метров до 25–30 м, перекрытые маломощным 0,5–2 м прерывистым покровом старично-пойменных суглинков и супесей. Возраст аллювия первой и верхней части второй надпойменных террас р. Лены, Вилюя, Алдана голоценовый. Возраст нижней части второй террасы определяется сартанским временем позднего плейстоцена. Отложения кердемской террасы представлены песчаным аллювием с прослоями супеси и заиленных песков, его мощность до 30–40 м.

В пределах бестяхской террасы отложения представлены толщей разнозернистых аллювиальных песков (Соловьев, 1959; Алексеев, 1961; Иванов, 1984). Здесь происходили основные русловые процессы Лены и Вилюя в среднем и первой половине верхнего плейстоцена. Мощность отложений изменяется значительно – от первых метров на юге в бассейнах рек Менды и Лютенга до 60–65 м на севере в междуречье р Таммы и Мылы.

Для четвертичного чехла тунгюлюнской террасы характерно переслаивание русловых песков р. Лены, ее проточных и супесчано-суглинистых пойменных отложений. Мощность рыхлых пород в пределах рассматриваемой территории изменяется от первых метров до 30–40 м.

Четвертичные отложения абалахской террасы имеют мощность 30–55 м. В разрезе выделяются 3 горизонта осадков различных генетических типов: нижний – аллювий малых рек, средний – озерно-болотный и верхний делювиально-пролювиальный (Катасонов и др., 1979). Особенностью верхнего горизонта отложений является развитие ледового комплекса. Мощность повторно-жильного льда достигает 50 м (Иванов, 1984).

Маганская терраса в районе Якутска имеет цоколь из юрских и кембрийских пород высотой 80–120 м, перекрытый покровом из разнозернистых песков с примесью, прослоями и

линзами галечника. В верхней части разреза встречаются мелкозернистые пески, супеси, разноцветные суглинки (Варламов и др, 2002).

В работе Спектора В.В (2015) показано, что в строении Лено-Амгинской равнины участвуют следующие основные литолого-генетические (криолитогенные) комплексы (рис. 2.4): 1) плиоцен-раннеплейстоценовый комплекс «исходной поверхности»; 2) среднеплейстоценовый песчано-галечный, базальный; 3) среднеплейстоценовый, песчаный; 4) позднеплейстоценовый алевритовый, озерный; 5) каргинско-сартанский, ледовый и 6) голоценовый, аллювиальный. Осадочные комплексы разделены крупными перерывами.

Ниже приводится описание осадочных комплексов четвертичных отложений Лено-Амгинского междуречья (Спектор и др., 2015):

Плиоцен-раннеплейстоценовый комплекс «исходной поверхности», слагает основание четвертичного разреза, вскрывается многими скважинами на Лено-Амгинском междуречье и в береговых обнажениях по р. Лене, Алдану и некоторым глубоко врезанным их притокам. Комплекс сложен преимущественно галечниками, реже песками, с пестрой по составу средней и мелкой галькой, среди которой преобладают окатанные обломки кремня, метаморфических и изверженных пород, реже кварца и карбонатов. Мощность комплекса до 10 м. Наличие холодных степных ландшафтов, устанавливаемых по комплексу фауны и палинологическим данным, косвенно свидетельствует о вероятном существовании на данной территории в плиоцен-нижнечетвертичное время многолетней мерзлоты. Песчаное выполнение криогенных форм датировано 366000 ± 2400 л. (Waters et al., 1999), что соответствует тобольскому межледниковью. Верхняя часть комплекса представлена галечниками (10 см), глинистой толщей (до 7 м), песками и суглинками (около 5 м) и содержит песчаные жилы криогенного происхождения, время его формирования – эоплейстоцен и ранний плейстоцен.

Среднеплейстоценовый песчано-галечный, базальный комплекс. В конце раннего - начале среднего плейстоцена преобладала денудация. Эпоху перерыва характеризуют связанные с ней отложения основания среднего плейстоцена – бестяхская свита и ее возрастные аналоги. Толща имеет грубообломочный состав (грубозернистые гравийные пески, гравийники и галечники), косую, нередко диагональную слоистость, невыдержанность и прерывистость литофаций. Мощность толщи до 20 м. Характерные относительно «теплые» спорово-пыльцевые комплексы, отражающие растительный покров хвойно-мелколиственных лесов, указывают на мягкую климатическую обстановку. Верхняя часть бестяхской свиты нередко рассечена узкими (до 20 см) песчаными жилами – псевдоморфозами по морозобойным трещинам, проникающими из вышележащего комплекса (Камалетдинов, Минюк, 1991).

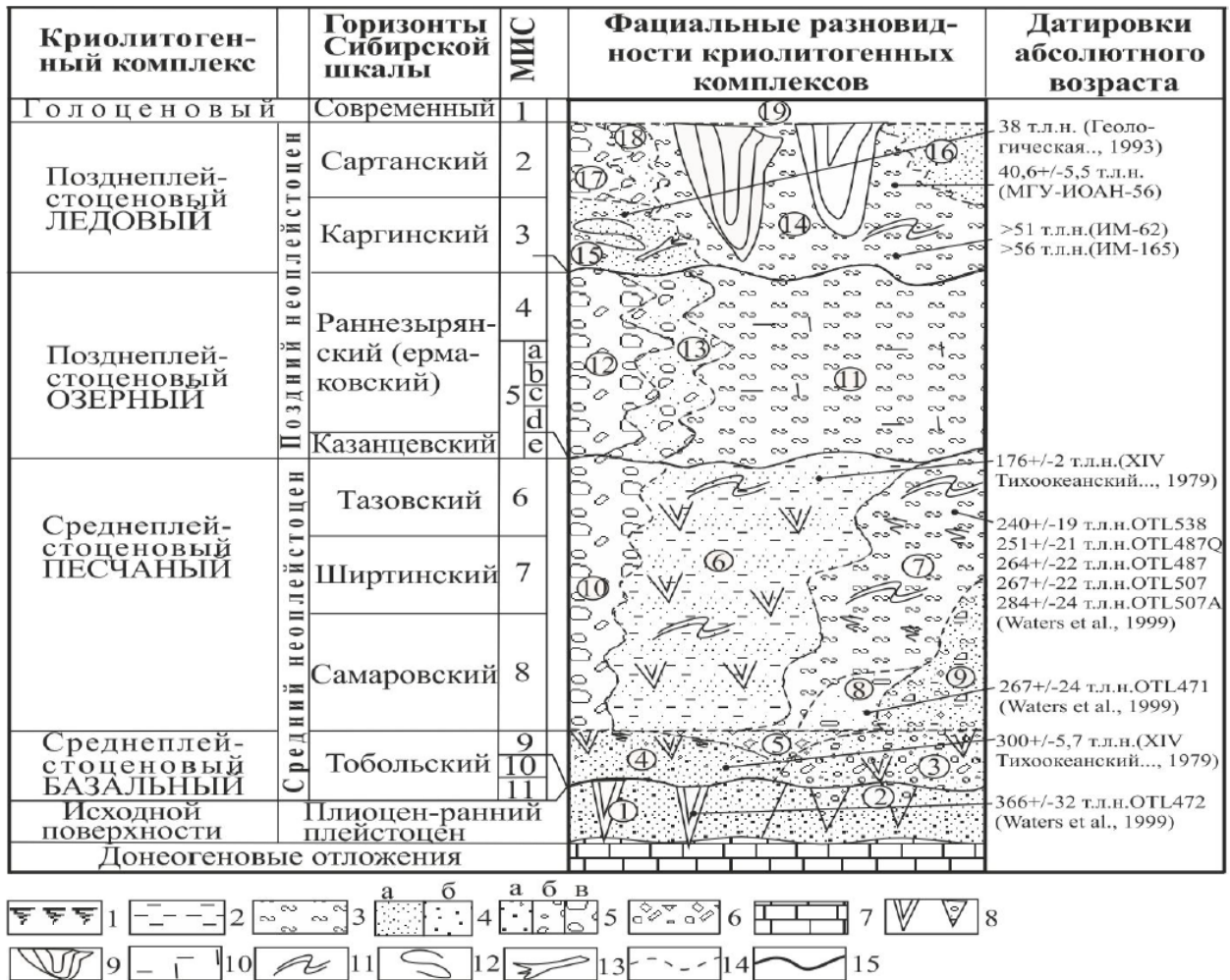


Рис. 2.4. Осадочные комплексы четвертичных отложений Лено-Амгинского междуречья (Спектор и др., 2015): 1 – почвы; 2 – алевриты; 3 – суглинки; 4 – пески: а) мелко- и среднезернистые, б) крупнозернистые; 5 – гравий (а), галька (б) и валунник (в); 6 – щебень; 7 – известняки; 8 – земляные жилы отгибания, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам; 9 – повторно-жильные льды; 10 – косые, решетчатые шлировые криотекстуры; 11 – криотурбации; 12 – оползневые гравитационные складки; 13 – обломки стволов деревьев; 14 – границы между фациями; 15 – перерывы в осадконакоплении, размывы. Цифрами в кружках обозначены фаии осадочных отложений. Среднеплейстоценовый базальный криолитогенный комплекс: 1–2 – песчаное и гравийно-галечниковое выполнение жил, рассекающих подстилающие неогеновые толщи; 3 – русловой аллювий; 4 – косовый аллювий; 5 – делювиально-солифлюкционная фаия. Среднеплейстоценовый песчаный криолитогенный комплекс: 6 – аллювиально-подпрудная фаия; 7 – делювиально-солифлюкционные фаии; 8 – эоловая фаия; 9 – делювиальные фаии; 10 – ледниковая фаия. Позднеплейстоценовый озерный криолитогенный комплекс: 11 – озерные фаии; 12 – ледниковая фаия; 13 – флювиогляциальные фаии. Позднеплейстоценовый ледовый криолитогенный комплекс: 14 – делювиально-солифлюкционные отложения с повторно-жильными льдами (ледовый комплекс); 15 – фаия «грязевых потоков» с вертикально захороненными стволами деревьев; 16 – косовый аллювий; 17 – ледниковая фаия; 18 – флювиогляциальная фаия. Голоценовые отложения: 19 – неразделенные аллювиальная, озерная, делювиально-солифлюкционная, эоловая фаии.

Среднеплейстоценовый песчаный комплекс характеризуется повсеместным распространением и слагает протяженные и широкие (десятки километров) рельефообразующие поверхности вблизи современной долины р. Лены (бестяхская и дирингская террасы). Мощность его достигает 100–120 м. Представлен несколькими фациями: 1) аллювиально-подпрудной(?); сложенной мелкозернистыми, горизонтально-, волнисто- и, реже, косослоистыми песками с прослоями песчанистых алевритов, с псевдоморфозами по морозобойным трещинам, указывающим на сингенетичное промерзание и мелководность среды осадконакопления (мощность 100 м); 2) пойменной фацией, относящейся к самаровскому горизонту, – глины, супеси и суглинки, первоначальное залегание которых нарушено более поздними склоновыми и криогенными процессами (мощность 30 – 40 м); 3) делювиальной фацией небольшого распространения, в основном в среднем течении р. Лены; 4) аллювиальными озерными образованиями на 50-метровой террасе р. Алдана.

Перерыв между среднеплейстоценовым и верхнеплейстоценовыми комплексами выражен резким фациальным переходом, приуроченным к границе вышележащего озерного комплекса, и повсеместным развитием на этой границе горизонта крупных (более 3 м) субвертикальных грунтовых жил. Нижний возрастной предел перерыва лимитируется датировкой абсолютного возраста озерного комплекса, вмещающего упомянутые грунтовые жилы на Мамонтовой Горе – 17 6000 л.н., а верхний – датировками вышележащей толщи озерных суглинков – более 56 000 л.н. (Баранова, 1979). Слои, отвечающие казанцевскому горизонту на Лено-Амгинской равнине и смежных с ней площадях, нигде не доказаны.

Позднеплейстоценовый озерный комплекс в настоящее время выходит на поверхность на самой высокой части Лено-Амгинской равнины и некоторых высоких обнажениях в нижнем течении р. Алдана. Озерный комплекс представлен горизонтальнослоистыми сизовато-серыми и темно-серыми озерно-болотными алевритами (Иванов, 1984) с прослоями и линзами желтовато-серого мелкозернистого песка, скоплениями обломков древесины и растительного детрита мощностью до 0,3 м, а также включениями раковин пресноводных моллюсков – обитателей промерзающих до дна мелких водоемов. Отмечаются шлировые криогенные текстуры. Мощность его от 15–20 до 80–100 м. Возраст определяется по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными озерными отложениями на 50 м террасовидной ступени в обнажении Мамонтова Гора. Нижний возрастной предел начала накопления озерных суглинков – после казанцевского межледниковья, вероятно, совпадает с резким похолоданием, совпадающим с МИС 5d. Верхний возрастной предел, видимо, ограничивается временем каргинского межледниковья. По данным палинологического анализа в рассматриваемом районе реконструируется обстановка пояса тундр, где средние годовые температуры были на 6–8 °С ниже современных для Центральной Якутии, а по изотопно-кислородному анализу фирнов,

установленных в этих отложениях на Лено-Амгинском водоразделе на глубине около 15 м, реконструированная среднегодовая температура составляет минус 25,3°С (Спектор и др., 2013).

Ледовый комплекс на большей части территории лежит с размывом на различных горизонтах озерных суглинков и подстилающих их отложениях, который существовал в самом начале каргинского климатического оптимума.

Позднеплейстоценовый (каргинско-сартанский) полигенетический ледовый комплекс распространен на поверхности большей части рассматриваемой территории, мощностью 40–60 м (Иванов, 1984). Реконструкция температур этого времени была осуществлена на основании изотопно-кислородного анализа погребенных снежников. Среднегодовая температура (реконструированная по погребенным снежникам) составила минус 24,2 °С. (Спектор и др., 2015), а среднезимняя температура воздуха по ПЖЛ от минус 30 до минус 32 °С для обнажения оз. Сырдах и от минус 28 до минус 31 °С для Мамонтовой горы (Васильчук и др., 2019). По спорово-пыльцевому анализу реконструируется преобладание растительности тундровых ландшафтов, где широкое распространение имели болотные формации.

Голоценовый аллювиальный комплекс формирует пойму и первую надпойменную террасы, сложенные преимущественно песками. Между этим и более древними комплексами имеет место перерыв, сопровождаемый глубоким врезом (30–100 м) в более древние осадки (Спектор, Бакулина, 2008).

2.3. Мерзлотные условия

Центральная Якутия расположена в области сплошного распространения ММП (Геокриологическая карта СССР, 1991). Характерной особенностью является высокая льдистость пород и наличие мощных повторно-жильных льдов – ледового комплекса (Геокриология СССР, 1989). Площадь распространения пород ледового комплекса занимает около 60 % территории Центральной Якутии (Гаврильев, 2009). В настоящее время имеется множество гипотез о генезисе ледового комплекса: аллювиальная (Втюрин и др., 1957, Попов, 1957), эоловая (Тормидиаро, 1980), нивальная (Куницкий, 2007), аллювиально-пролювиальная (Суходровский, 2002) пролювиальная–склоновая (Гравис, 1969). А.А. Галанин (2016) считает, что для Центральной Якутии доминирующей является криогенно-эоловая концепция, отмечая, что на современной карте четвертичных отложений (2014) произошла замена флювиального (аллювиально-озерного) генезиса едомного (ледового) комплекса, отраженного на предыдущих картах (1982), на эоловый (лессово-ледовый). Согласно легенде карты, ледово-лессовые отложения входят в состав лессовой формации, ближайшие аналоги которых, но без ПЖЛ, широко представлены в Южной Сибири и Центральной Азии. Тем не менее, на данный момент полигенетическая гипотеза происхождения отложений ледового комплекса (ЛК) является одной

из основных (Васильчук, 2006; Зигерт и др., 2009; Strauss et al., 2017). Отложения ЛК следует рассматривать как гетерогенную или полигенетическую толщу. В процессе формирования отложений участвовал целый ряд процессов – склоновые, аллювиальные, эоловые, нивальные, причем их соотношение в каждом случае было разным. На рис. 2.5. показан фрагмент карты глубины залегания повторно-жильных льдов республики Саха (Якутия) (Федоров и др., 2019).

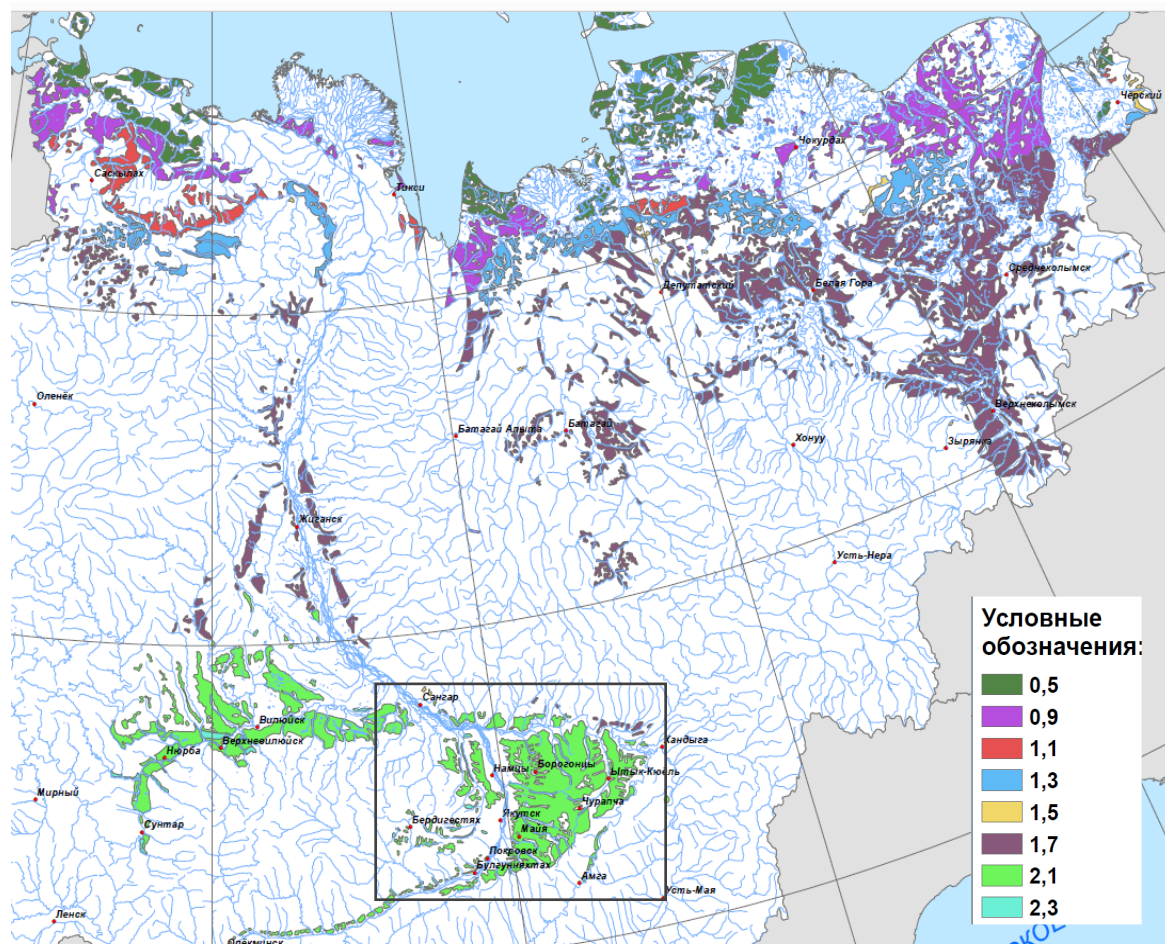


Рис. 2.5. Фрагмент карты глубины залегания повторно-жильных льдов республики Саха (Якутия) (Федоров и др., 2019). Рамкой обозначен район исследования.

Длительное, практически однонаправленное общепланетарное похолодание климата в плиоцене и эоплейстоцене способствовало широкому распространению мерзлоты к югу. Промерзание на севере рассматриваемой территории могло начаться уже в конце плиоцена, судя по находкам псевдоморфоз на Колымско-Индигорской низменности. Согласно реконструкциям для Центральной Якутии (Fradkina et.al, 2005), в позднем плиоцене мерзлота скорее всего отсутствовала, среднегодовые температуры были ниже 3 °С. Наиболее древние признаки морозобойного растрескивания, т.е. признаки суровых геокриологических условий с температурами пород на 3–5 °С ниже современных, зафиксированы в Центральной Якутии в долинах рек Алдан и Вилюй, в мерзлом песчаном аллювии высоких террас, имеющем массивное

криогенное строение и залегающем под льдонасыщенными сингенетическими горизонтами мерзлых пород с повторно-жильными льдами. Следы многолетнего промерзания представлены псевдоморфозами и первично-грунтовыми жилами, которые образуют в песчаных толщах несколько ярусов. По насыщенности песчаного аллювия криогенными образованиями предполагается сингенетическое его промерзание в более суровых геокриологических условиях чем современные. Вытаивание жил льда и образование псевдоморфоз происходило во время накопления песчаных толщ, причины вытаивания могли быть как общеклиматические, так и локальные. После завершения формирования террасы ее отложения находились в мерзлом состоянии (часто они перекрыты сингенетическими отложениями с повторно-жильными льдами, т.е. ледовым комплексом). По Е.М. Катасонову, наиболее древние формы морозобойного растрескивания залегают в песках террасы р.Алдан (район Мамонтова гора) и имеют среднеплейстоценовый возраст. В долине р.Виллой — это террасы, относимые к нижнему неоплейстоцену и эоплейстоцену (Геокриология СССР, 1989). Переход от позднего плейстоцена к голоцену, между 11000 и 9000 л.н., сопровождался зарождением и развитием термокарстовых озер в центральной Якутии (Ulrich et al., 2019), как на правом, так и на левом берегу р. Лена. Климатический оптимум голоцена в центральной Якутии приходится на период между 6700 и 5000 лет, о чем свидетельствуют некоторые данные (Ulrich et al., 2017).

Мощность ММП изменяется от 100 до 500 м, увеличиваясь с юга на север (рис. 2.6). Территория характеризуется значительной неоднородностью геокриологических условий. Наибольшие значения мощности (500 м) характерны для обоих берегов Виллой в его нижнем течении, в районе Виллойска мощность ММП достигает 600 м, на Лено-Амгинском междуречье составляет 300–400 м. В долинах рек наблюдается значительное снижение мощности ММП. Под крупными реками (Лена, Виллой) и озерами сплошность ММП прерывается. Сквозные талики существуют под многими аласами с большими озерами (Мюрю, Тюнгиюлю, Сырдах, Балыктах) (Босиков, 1991). Температура ММП изменяется в зависимости от ландшафтной и геологической ситуаций. На обширных межаласьях, покрытых лиственничным лесом, среднегодовая температура пород составляет от минус 2 до минус 6 °С, в заболоченных долинах рек – от минус 1 до минус 4 °С. В то же время на безлесных участках в аласных котловинах, а также на сухих дренированных участках, сложенных песчано-галечниковыми грунтами, она не ниже минус 1 °С (Иванов, 1984).

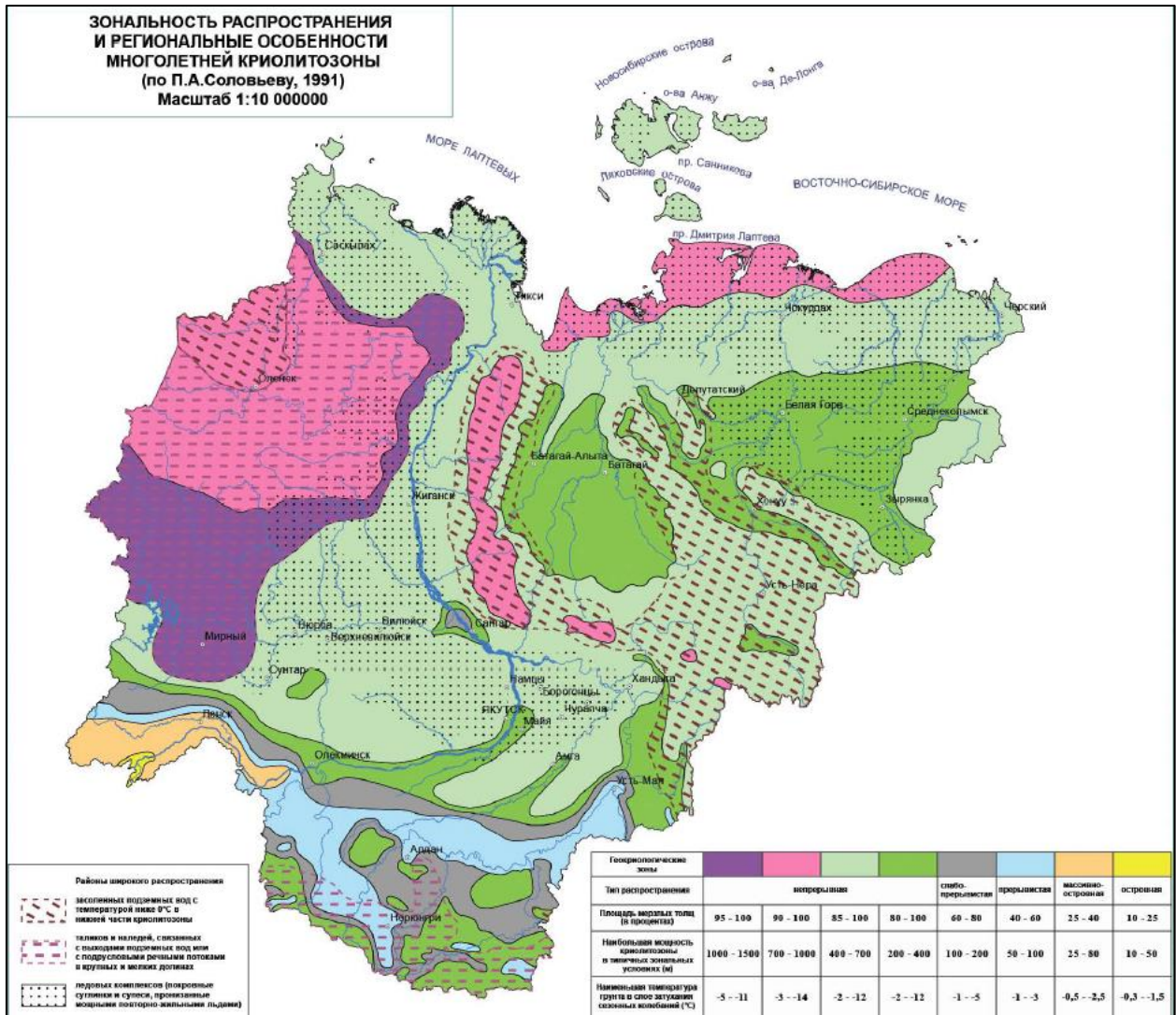


Рис. 2.6. Зональность распространения и региональные особенности многолетней криолитозоны Якутии (карта-врезка из Мерзлотно-ландшафтной карты Республики Саха (Якутия), Федоров и др., 2021).

На низкой пойме р. Лены температура пород у проток и пойменных озер и у берега на островах близка к нулю. За пределами действия водных масс температура отложений низкой и средней поймы понижается до минус 2 °С. На высокой пойме, в льдистых отложениях понижений достигает минус 3...минус 4 °С (Мошанский, Мулина 1961, Анисимова, 1971), а на торфяно-суглинистых отложениях под густым еловым лесом самая низкая минус 6...минус 9°С (Фотиев и др., 1974). Максимальная глубина сезонного оттаивания для песков 3–5 м, минимальная – до 1 м для супесчано-суглинистых отложений. На прирусловых косах и низких берегах происходит новообразование ММП. Мощность ММП составляет 10-50 м на низкой пойме, а на высокой пойме мощность достигает 50–300 м (Иванов, 1984).

На низких надпойменных террасах р. Лены ММП имеют преимущественно сплошное распространение. На первой и второй надпойменной террасе в окрестностях г.Якутска средние

годовые температуры грунтов изменяются от минус 0,2 до минус 3,0 °С, а мощность СТС от 0,3 м на торфяных до 2,8 м на песчаных отложениях (Иванов, 1984). На первой надпойменной террасе зафиксированы следующие мощности ММП: от 200-270 м пос. Жаттай (Соловьев, 1959, Мельников 1963) до 500 м (пос. Тюбятцы) (Девяткин, 1975). На второй надпойменной террасе (сергеляхской) от 320–до 360 м (Варламов, 2002).

На бестяхской и тюнгилюнской террасах ММП имеют преимущественно сплошное распространение по площади и прерывистое по вертикали. Было установлено (Ефимов, 1952), что 15-25-метровый слой ММП подстилается тальми водоносными породами на бестяхской террасе, а под межмерзлотным таликом залегают низкотемпературные ММП мощностью 200 м. Температура мерзлых песков близка к 0 °С. На глубине 24,5 м (Шепелев, Ломцева, 1981) вскрыт водоносный напорный горизонт мощностью 30 м. На междуречье Таммы и Менды Н.П. Босиковым (1985) отмечена мощность ММП от 10 до 60 м с температурой песков от 0 до минус 1 °С, а мерзлотно-геофизические работы в 1977 г. зафиксировали ММП до глубины от 30 до 67 м с температурой пород в талике 0,7 °С, а в толще ММП, перекрывающей его от 0 до минус 0,2 °С. В целом, на бестяхской террасе температура мерзлых грунтов варьирует в широких пределах от минус 0,1 до минус 6,4 °С, мощность СТС изменяется от 0,4 м на торфяниках до 4,5 м на песчаных грядах (Варламов, 2002).

Южнее р. Менды в пределах тюнгилюнской террасы расположено большое количество надмерзлотных и межмерзлотных таликов с различными уровнями водоносного горизонта (Бойцов, 1989, 1996). На песчаной гряде подземные воды вскрываются на глубине 20 м. Глубина сезонного промерзания для песков достигает 4–4,5 м, температура составляет от 0 до 0,7 °С. В пределах других участков среднегодовая температура пород составляет от минус 2 до минус 4,5 °С. Грунты террасы отличаются высокой льдистостью за счет текстурообразующих и повторно-жильных льдов.

В целом, в районе тюнгилюнской террасы мощность ММП изменяется от 60-70 м у оз. Хаталыма до 250 м севернее аласа Майя и 400 м в районе пос. Богоронцы.

Отличием абалахской эрозионно-аккумулятивной террасы является сплошное распространение ММП в плане и непрерывное по разрезу с широким распространением повторно-жильных льдов. Температура мерзлых пород изменяется от минус 0,8 до минус 3,5 °С. Мощность СТС от 1 до 3 м. Здесь вскрыты следующие мощности ММП—у пос. Абалах 260 м, Чурапча 540 м, Ытык-Кюэль 486 м (Иванов, 1984).

Древние эрозионные дочетвертичные террасы (эмильские, кинеская и верхоленская) изучены в мерзлотном отношении слабо (Варламов, 2002).

На рис. 2.7. представлен фрагмент карты температуры грунтов Республики Саха (Якутия) на глубине слоя годовых колебаний (Федоров, 2019).

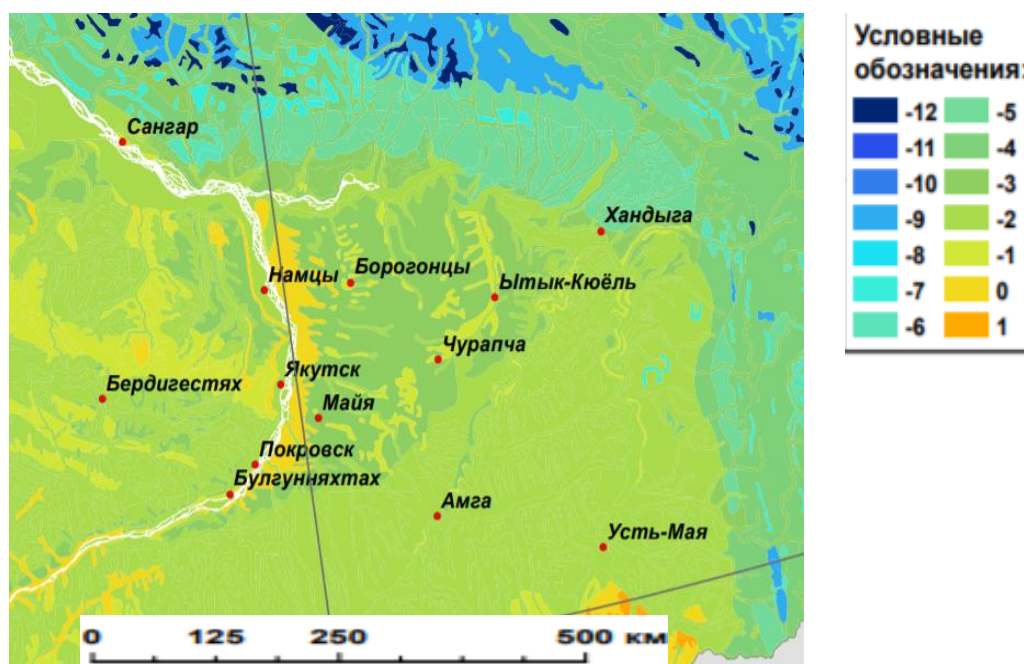


Рис. 2.7. Фрагмент карты температуры грунтов Республики Саха (Якутия) на глубине слоя годовых колебаний (Федоров и др., 2019).

На междуречных пространствах, где низкая степень дренированности, распространены термокарстовые озера (рис. 2.8)

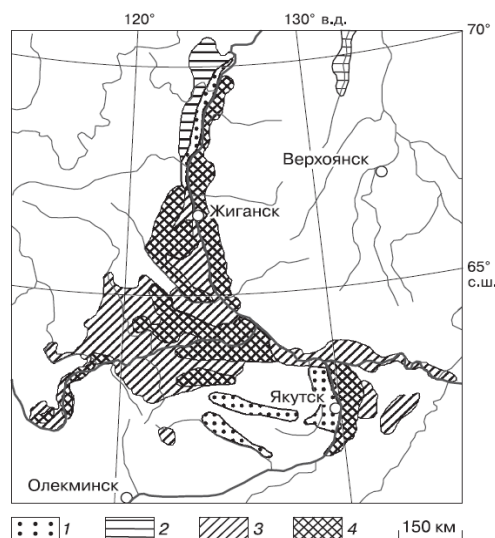


Рис. 2.8. Карта районов распространения термокарстовых озер в Центральной Якутии (Кравцова, 2011):

1 – малые озера (диаметр 0,1–0,5 км); 2 – средние озера (0,5–1,5 км); 3 – сочетание малых и средних озер; 4 – сочетание средних и больших озер (диаметр 1,5–3,0 км).

На террасах Вилюя и водораздельных пространствах его притоков развита густая сеть аласов со средними (1 км) и малыми (0,2–0,3 км) озерами, а на древнеаллювиальных песках тукуланов – сеть больших (2–3 км) и средних (0,3–0,5 км) озер при относительно небольшой ее

густоте (30–40 озер на 100 км² площади). В междуречье Лены и Алдана распространены средние и большие озера, а на левобережье Лены в районе Якутска развита очень густая сеть аласов (100–150 форм на 100 км²) с очень мелкими остаточными озерами (диаметром 0,1–0,2 км) (Кравцова, 2011). Для озер Центральной Якутии характерно снеговое и дождевое питание (Босиков, 1991). Водоупорным слоем этих озер служат многолетнемерзлые породы (Суходровский, 1979). Схема термокарстового образования аласов показана на рис.2.9.

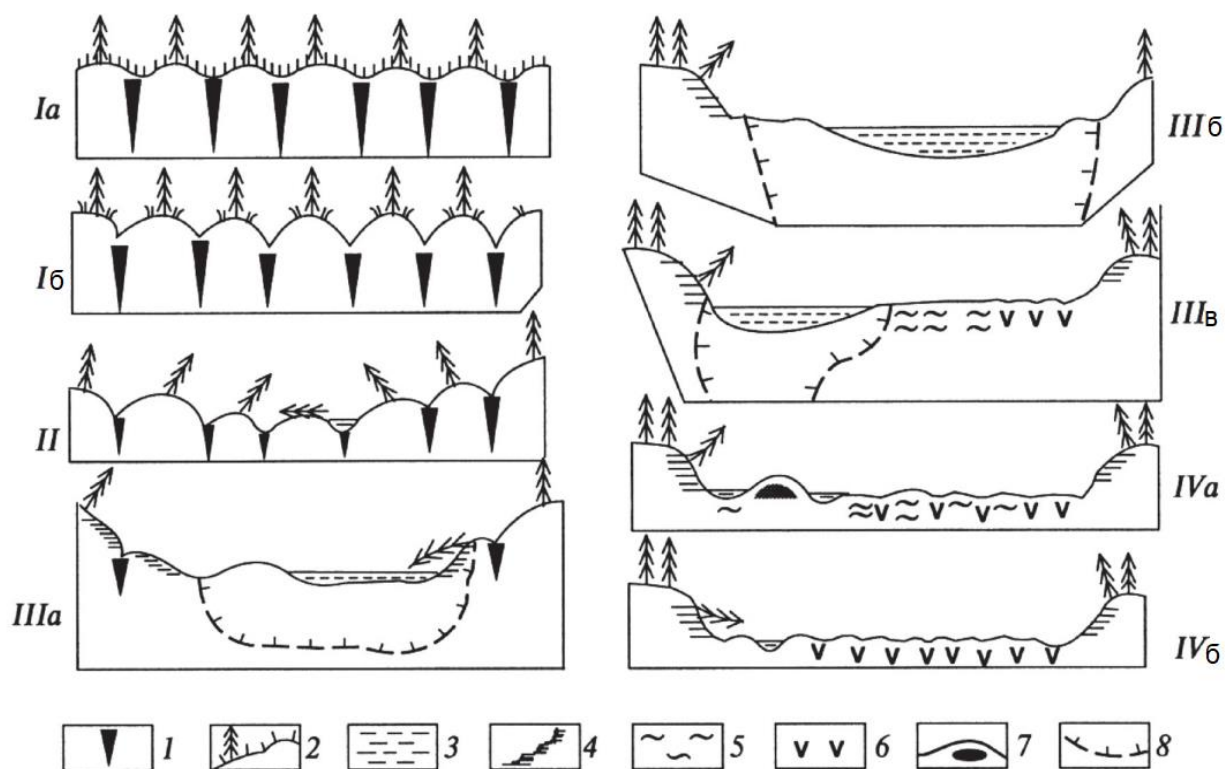


Рис. 2.9. Схема термокарстового образования аласов составленная по П.А. Соловьеву, 1959 (из Гоголева и др., 2016) : Ia – равнина с содержанием ледового комплекса; Ib – начальная стадия термокарста в виде бугристо-западинного микрорельефа (быллар); II – молодая термокарстовая котловина (дюедя); IIIa – первичное термокарстовое озеро (тымпы); IIIб – элементарный алас; IIIв – зрелый алас; IVa – старый алас с бугром пучения (булгунняхом); IVб – старый алас. Условные обозначения: 1 – ледяные жилы; 2 – древесно-травянистый покров; 3 – вода; 4 – оползни; 5 – аласные отложения; 6 – эпигенетические ледяные жилы; 7 – бугор пучения; 8 – кровля многолетней мерзлоты.

Выводы к Главе 2

1. Территория Центральной Якутии охватывает среднее течение Лены, Лено-Вилюйское и Лено-алданское междуречье, находящиеся примерно между 60 и 63° с.ш. и 120 и 135° в.д, для нее характерны равнинность и сложная террасированность рельефа. Различными исследователями выделяется разное количество террас, основными геоморфологическими уровнями являются современные поймы, низкие аккумулятивные террасы—якутская и сергеляхская; средневысотные аккумулятивно-эрозионные террасы—кердемская, бестяхская, тюнгилюнская терраса (псевдотерраса), абалахская, маганская, а также высокие эрозионные террасы.

2. Фундамент территории сложен архейскими кристаллическими образованиями. В строении осадочного чехла участвуют палеозойские (кембрийские), мезозойские (юрские) и кайнозойские (четвертичные) отложения, кембрийские и юрские отложения выходят по коренным берегам рек и на склонах в пределах Приленского плато. В геоструктурном плане Центральная Якутия приурочена к области развития мезозойских отложений, заполняющих Приверхоянский краевой прогиб и Вилюйскую синеклизу. Мощность мезозойских и кайнозойских отложений в Вилюйской синеклизе достигает до 4–5 км. Мезозойские и палеоген-неогеновые породы в пределах Центральнаякутской равнины перекрыты мощной толщей четвертичных отложений, мощность рыхлого чехла увеличивается в северном направлении (в соответствии с опусканием коренной основы) и достигает в устьях Алдана и Вилюя 60-70м. Четвертичные отложения распространены почти повсеместно и разнообразны по литологическому составу и мощности.

3. В настоящее время имеется несколько объяснений происхождения осадочных покровов и геоморфологических уровней высоких аккумулятивных равнин территории: эрозионно-аккумулятивная, принятая большинством исследователей, аллювиально-пролювиальная, тектоническая, ледниково-подпрудная. Кроме этого, в последние годы активно развивается гипотеза о формировании мощных толщ криолитогенных четвертичных отложений в результате гляциоизостатического прогибания под влиянием ледниковой нагрузки.

4. В строении Лено-Амгинской равнины участвуют следующие основные литолого-генетические (криолитогенные) комплексы: 1) плиоцен-раннеплейстоценовый комплекс «исходной поверхности»; 2) среднеплейстоценовый песчано-галечный, базальный; 3) среднеплейстоценовый, песчаный; 4) позднеплейстоценовый алевритовый, озерный; 5) каргинско-сартанский, ледовый и 6) голоценовый, аллювиальный.

5. Центральная Якутия расположена в области сплошного распространения ММП. Характерной особенностью является высокая льдистость пород и наличие мощных повторно-

жильных льдов – ледового комплекса, площадь распространения которого занимает около 60 % территории Центральной Якутии. Мощность ММП изменяется от 100 до 500 м, увеличиваясь с юга на север. В долинах рек наблюдается значительное снижение мощности ММП. Под крупными реками (Лена, Вилюй) и озерами сплошность ММП прерывается. Сквозные талики существуют под многими аласами с большими озерами (Мюрю, Тюнгиюлю, Сырдах, Балыктах) и на обширных межаласьях, покрытых лиственничным лесом, среднегодовая температура пород составляет от минус 2 до минус 6 °С, в заболоченных долинах рек – от минус 1 до минус 4 °С. В то же время на безлесных участках в аласных котловинах, а также на сухих дренированных участках, сложенных песчано-галечниковыми грунтами, она не ниже минус 1 °С. Район характеризуется большим количеством термокарстовых впадин (аласов), образованных при вытаивании подземного льда.

Глава 3. Методика исследований

Для решения поставленных задач были проведены экспедиционные работы в Центральной Якутии в июле-августе 2011, 2012, 2016, 2017, и 2021 гг. Полевые работы проводились на 3 природных полигонах Центральной Якутии на террасах правого и левого берегов р. Лена на Лено-Алданском и Лено-Вилуйской междуречьях, главной особенностью которых является распространение ледового комплекса (рис. 3.1). Основные работы проводились на следующих участках: стационар (урочище) Нелегер, расположенный на маганской (VI) террасе левого берега р. Лены; район оз. Сырдах, приуроченный к тюнгюлюнской (V) террасе правого берега р. Лена; район урочища Мамонтова гора (V и VI террасы левого берега и пойма правого берега р. Алдан). Кроме этого, были опробованы отложения 1-й н/п террасы с вложенными в нее высокой и низкой поймой на участке «Якутского разбоя» (подземелье Института Мерзлотоведения СО РАН г. Якутск). Для более полной характеристики района в работе также используются данные, предоставленные А.В. Брушковым, для урочища Нелегер, и для района аласа Юкэчи, который расположен на абалахской (VI) террасе правого берега р. Лены.

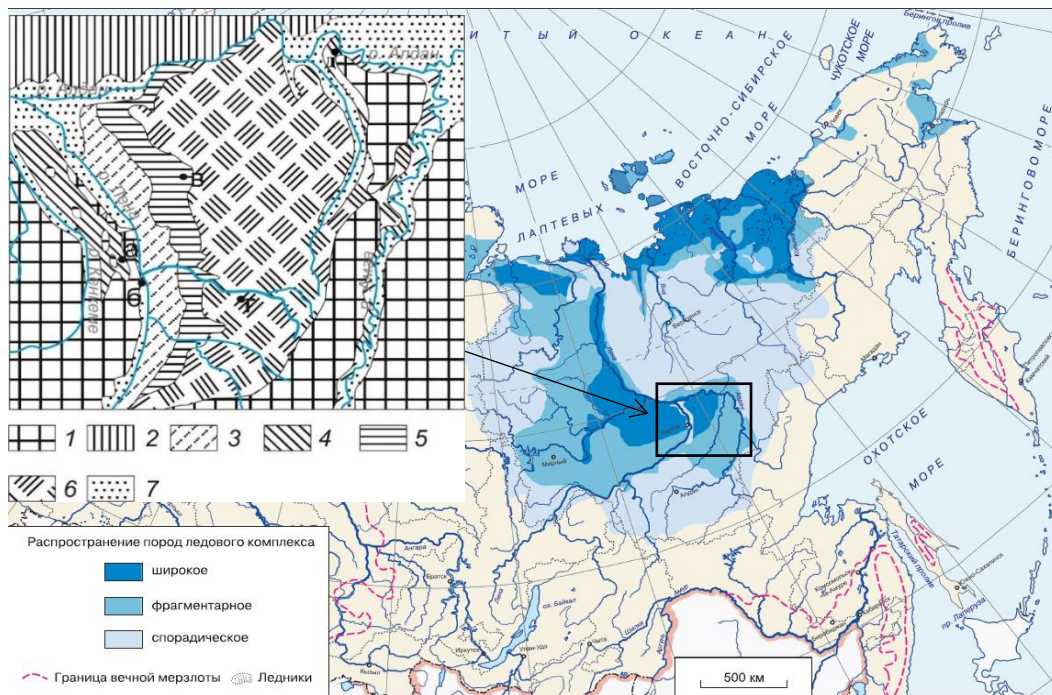


Рис. 3.1. Распространение отложений ледового комплекса (Конищев, 2011). Врезка – схема расположения исследованных участков (буквами) на разных геоморфологических уровнях (цифры): а – Нелегер; б – Якутск; в – Сырдах; г – Юкэчи, д – Мамонтова гора; 1 – денудационная поверхность, 2 – ледниковая равнина, 3 – бестяхская терраса, 4 – маганская терраса, 5 – тюнгюлюнская терраса, 6 – абалахская терраса, 7 – долины рек. Схема (врезка) составлена автором на основании геоморфологических карт (Иванов, 1984; Соловьев, 1959).

1.1. Полевые методы

Отбор образцов мерзлых пород для определения основных физико-химических характеристик осуществлялся с помощью колонкового кернового бурения для урочища Нелегер (мотобуром и установкой УРБ на базе автомобиля КАМАЗ) и непосредственно из обнажений для района оз. Сырдах, Мамонтовой горы и района Якутска. На участке Нелегер было пробурено 3 неглубокие скважины до глубин 4 м при помощи мотобура, расположенные непосредственно на залесенном участке водораздела над ледовым комплексом и на его склоне в 2017 г, в 2021 году были пробурены 2 скважины по 15 м на ледовом комплексе и осушенной части аласа. При работе на обнажениях в 2012, 2015, 2016, 2017 гг. образцы вырубали из мерзлой стенки топором или выпиливали бензопилой на расстоянии от поверхности стенки не менее 0,4–0,5 м. Всего было отобрано 10 монолитов для определения физико-химических свойств подземных льдов; около 120 образцов пород для определения грансостава, физических и основных физико-химических свойств (гранулометрический состав, состав водорастворимых солей, содержание органического углерода).

Для микробиологических и молекулярных биологических исследований отложений и льда ниже СТС отбирались монолиты ненарушенной структуры весом 4–5 кг (всего 16 шт.) и с помощью стерилизованных спиртом и обожженных в пламени инструментов. Поверхностный слой счищали на глубину до 5 см. Для удаления чужеродной микрофлоры поверхность отобранных монолитов обрабатывали пламенем газовой горелки. Отобранные породы хранились при температуре минус 5 °С. Транспортировка проб осуществлялась в термоконтейнерах с хладагентами в мерзлом состоянии. Образцы до проведения экспериментов хранили при температуре минус 20 °С. Впоследствии материал для анализов стерильно отбирали из центральной части образцов. Для микробиологических исследований СТС образцы отбирали по стандартной методике (Методы..., 1991). Отобранные образцы помещали в стерильные флаконы и замораживали через 1–2 ч после отбора. Методика отбора, хранения и доставки образцов исключала возможность их оттаивания и заражения посторонними микроорганизмами. Для контроля риска возможной контаминации посторонней микрофлорой в процессе отбора были проведены контрольные эксперименты в полевых и лабораторных условиях с использованием маркерного штамма *Yarrowia lipolytica* Y-3603 (Brouchkov, 2017; Сургучева и др., 2019), меченного красным флуоресцентным белком с высокой численностью клеток (10^8 клеток/мл). Об эффективности соблюдения условий асептического отбора проб в полевых условиях и пробоподготовки в лаборатории судили по результатам прямых микроскопических учетов клеток в образцах, проверяемых на контаминацию, и посевов на питательные среды. Работы проводились на базе Института микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН.

Для анализа изотопно-кислородного и дейтериевого состава льда позднеплейстоценовых, голоценовых и современных повторно-жильных льдов было отобрано 75 образцов (2017 г.), которые отбирались как по вертикали, вблизи оси жил, так и по горизонтали согласно методике Ю.К. Васильчука (Васильчук, 1992).

Образцы отобраны из трех термоцирков урочища Мамонтова гора, в одном из которых было обнаружено двухрусное строение ледового комплекса на правом берегу р.Алдан, и из современного льда на левом берегу р.Алдан (современная пойма), а также ледового комплекса района оз. Сырдах. Отбор образцов подземного льда производился путём предварительной зачистки стенки обнажения топором и выкалывания льда в двойной полиэтиленовый пакет. Собранные образцы растапливались при комнатной температуре в течение суток, после чего разливались во флаконы для изотопного анализа образцов. Кроме этого, были отобраны образцы талой воды из термоцирков реки Алдан, впадающих ручьев, и находящихся рядом озер (полигональных ванн). Схемы отбора образцов из обнажений показаны ниже на рис. 3. 2 и 3.3.

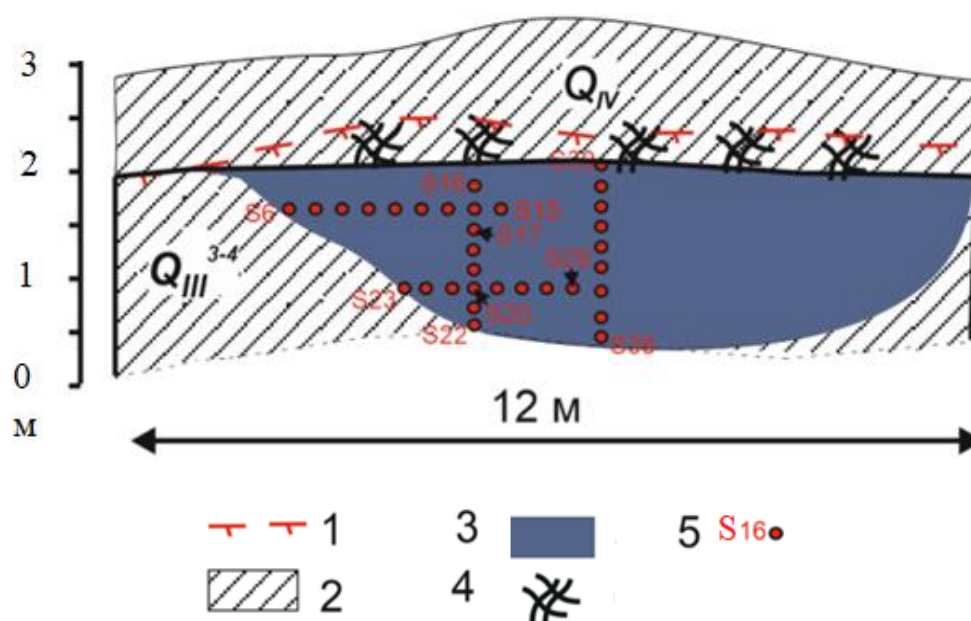


Рис. 3.2. Точки отбора образцов для изотопного анализа подземного льда из обнажения оз. Сырдах: 1– граница СТС, 2 – пылеватые суглинки, 3– подземный лед позднеплейстоценовый, 4 – оторфованность, 5 – точки отбора проб льда.

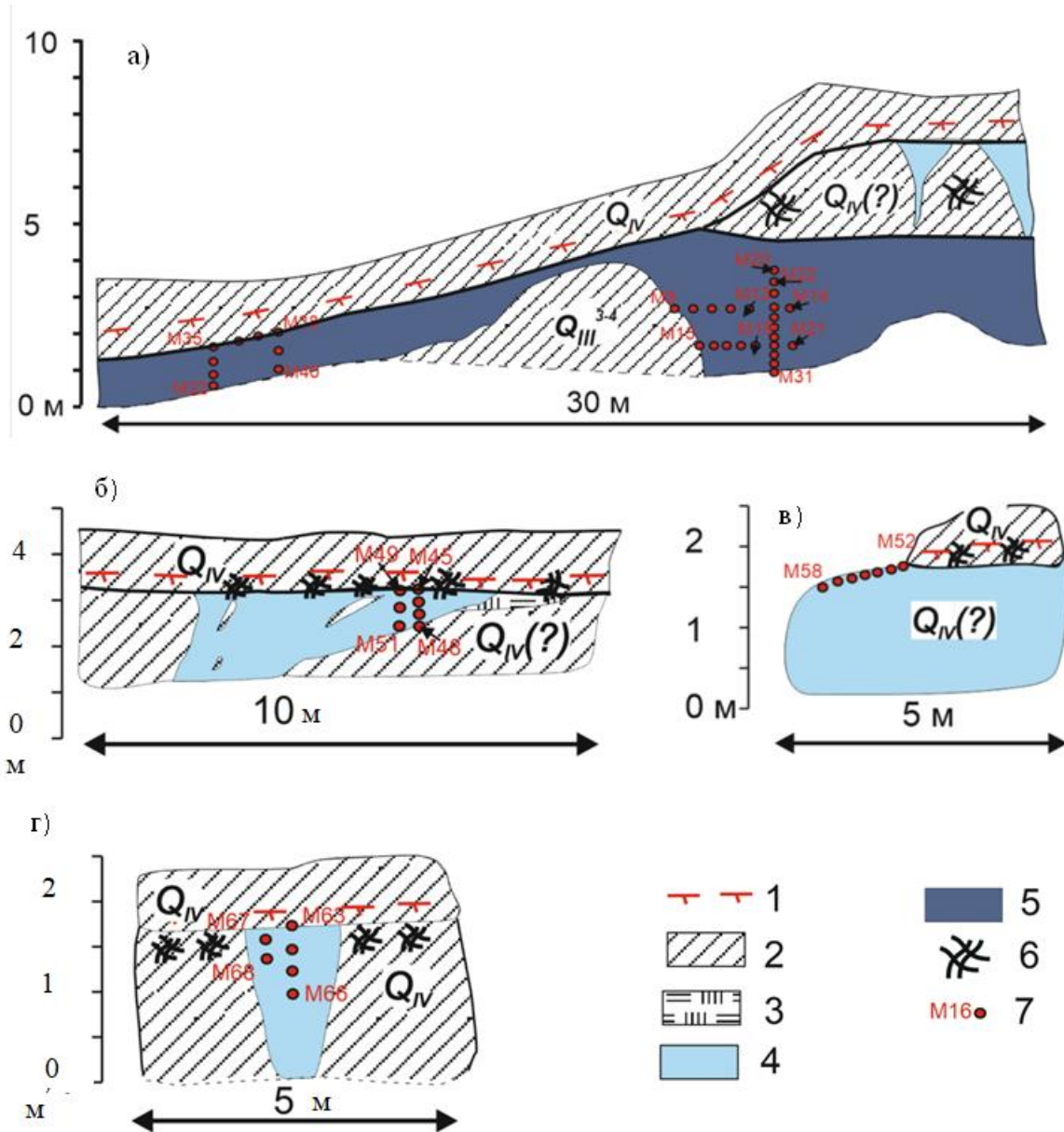


Рис. 3.3. Точки отбора образцов для изотопного анализа подземного льда из обнажений Мамонтова гора и современной поймы: а – нижний ярус жил Мамонтовой горы: точке 1 соответствуют образцы М9-М31, точке 2 – образцы М32-М40; б – верхний ярус жил Мамонтовой горы: точка 3 – образцы М52-М58; в – верхний ярус жил Мамонтовой горы: точка 4 – М45-М51; г – современный лед поймы р. Алдан, напротив обнажения Мамонтовой горы. Условные обозначения: 1 – граница СТС, 2 – пылеватые суглинки, 3 – торф, 4 – подземный лед верхнего яруса, неопределенного возраста, 5 – позднплейстоценовый подземный лед нижнего яруса Мамонтовой горы, 6 – оторфованность, 7 – точки отбора проб льда.

Отбор газа из льда, вмещающих и подстилающих отложений проводился следующим образом. Для выбора методики сбора газа из отложений было проведено сравнение двух распространённых методик отбора газа для определения концентрации метана. Обзор методик и сравнение результатов вынесены в отдельную подглаву 3.3 «Обоснование выбора метода дегазации мерзлых образцов».

Отбор производился модифицированным методом Б.А. Савельева (Савельев, 1963), разработанным Министерством геологии СССР и описанным в работе (Arkhangelov и Novgorodova, 1993). Суть этого метода в том, что большой образец (около 1-3 кг) помещается в высококонцентрированный раствор NaCl (до 350 г/л) и накрывается воронкой. До этого на воронку герметично надевается шланг, который подсоединен к газосборной колбе, от колбы отходит второй шланг, конец которого расположен в емкости с воронкой. Вся система заполнена раствором NaCl. При таянии образца выделяющиеся пузыри поднимаются через воронку и трубку в газосборную колбу, которая заполнена жидкостью, лишняя жидкость по трубке вытесняется обратно в ведро (Чербунина и др., 2017) (рис. 3.4.) Отобрано около 128 образцов газа для определения общего газосодержания, концентрации метана и изотопов углерода.

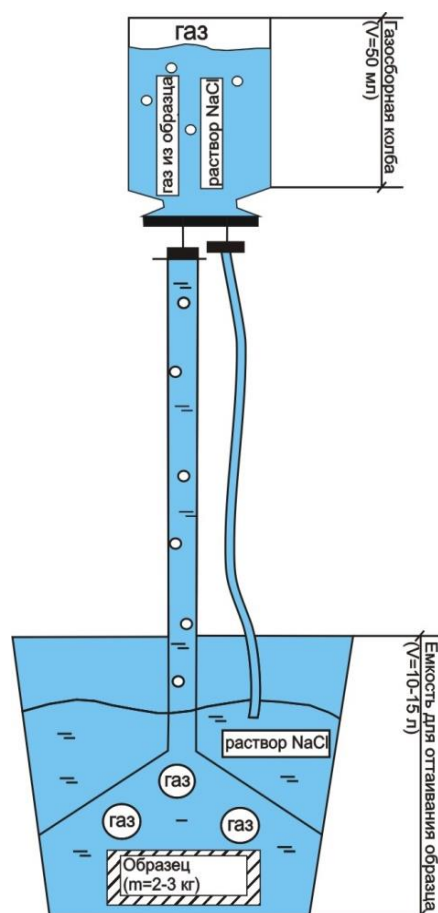


Рис. 3.4. Схема отбора газа модифицированным методом Б.А. Савельева (Савельев, 1963) (вне масштаба).

Отбор образцов для радиоуглеродного датирования. Отбор образцов выполнялся непосредственно из мерзлой стенки обнажения, не имеющей видимых следов протаивания, сползания или какого-либо другого перемещения. Отбирались прослой грунта с видимым высоким содержанием автохтонного органического вещества (темно-бурый или черный цвет отложений, включения органических остатков, торф), масса образца составляла не менее 150-200 грамм. Фактически, в образцах на радиоуглеродное датирование содержание органического углерода составило не менее 1,5%, что обеспечивало не менее 1–2 грамм органического углерода для последующего датирования. После этого образец в стерильных условиях оттаивал и высушивался при 105 °С, затем упаковывался в фольгу для исключения возможного загрязнения современным органическим веществом или биогеохимическими процессами. Отобрано 2 образца — из покровного слоя ледового комплекса оз. Сырдах и вмещающих отложений верхнего яруса ЛК V террасы урочища Мамонтова гора.

3.2 Лабораторные методы

Определение состава и свойств исследуемых пород проводилось рядом стандартных методов. Гранулометрический состав определялся ареометрическим методом для глинистых грунтов и ситовым для песчаных (Гост, 2008; Лабораторные методы..., 2008). Классификация отложений выполнена по ГОСТ 25100-2013. Естественная весовая влажность пород (W_{tot} , %) определялась высушиванием оттаявшего образца при температуре 105°С до постоянной массы. Плотность пород (ρ , г/см³) определялась методом режущего кольца (Лабораторные методы, 2008; Методы геокриологических исследований, 2004). Определение пределов пластичности (W_L , W_p , %) осуществлялось по стандартным методикам ГОСТ 5180-84. Исследования проводились в двух- и трехкратной повторности. Эти определения проводились автором на базе кафедры геокриологии геологического факультета МГУ.

Минерализация определялась суммой анионов и катионов, полученных методом объемного титрования – для образцов расплавов льда, предварительно пропущенных через фильтр согласно (Резников, 1970), для образцов породы содержание солей измерялось в водных вытяжках по (Аринушкина, 1970). Измерение рН проводилось потенциометрически при помощи рН-метра-ионометра «Эксперт 001» на кафедре геохимии геологического факультета МГУ.

Содержание углерода отложений определялось двумя разными методами, что было связано с их доступностью. Органический углерод определялся по бихроматной окисляемости методом И.В. Тюрина в модификации Б.А. Никитина (сушильный шкаф) и Д.С. Орлова и Н.М. Гриндель (двухлучевая спектрофотометрия) на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова на кафедре геохимии ландшафтов и географии почв автором. Содержание общего

углерода выполнены на CHNS анализаторе Vario Isotope (Elementar, Германия) в ЦКП "Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии" Института географии РАН. Содержание органического и общего углерода выполнялось как для пород, так и для высушенных частиц и расплава льда. Согласно имеющимся данным по четвертичным отложениям Северо-Востока Якутии, содержание неорганического углерода составляет менее 10-15% (Schirrmeister et al. 2011) в большинстве случаев, хотя отмечены значения и до 22% для Центральной Якутии (Shepelev et al., 2020). Обработка результатов показала расхождение в 12-17% между результатами общего углерода на CHNS анализаторе и органического углерода по бихроматной окисляемости.

Определение концентрации метана проводилось методом газовой хроматографии на приборе «Хроматэк-Кристалл 5000.2» (г. Йошкар-Ола) с пламенно-ионизационным детектором в лаборатории математической экологии Института физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН автором. Определение концентрации метана в каждой пробе проводилось с трёхкратной повторностью.

Радиоуглеродное датирование выполнено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центра изотопных исследований Университета Джорджии (США) методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) (Currie, 2004) Лаборатория входит в лист радиоуглеродных лабораторий мира (индекс IGAN). Калибровка выполнена в программе CALIB REV7.1.0, с использованием калибровочной кривой IntCal13 (Reimer et al., 2013).

Определения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на масс-спектрометре Delta-V с использованием комплекса газ-бенч в изотопной лаборатории географического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова. Изотопный состав выражается в δ (‰) относительно среднеокеанической воды V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP, собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши ($\delta^{18}\text{O} = -15,60$ ‰, $\delta^2\text{H} = -110,0$ ‰). Погрешность определений составила $\pm 0,6$ ‰ для $\delta^2\text{H}$ и $\pm 0,1$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$.

Определение изотопного состава углерода и водорода метана и углерода углекислого газа выполнены в режиме постоянного потока гелия на масс-спектрометре Delta V Plus (ThermoScientific, Бремен, Германия) с использованием комплекса газ-бенч и предварительного концентратора Prceson в Лаборатории Стабильных Изотопов Калифорнийского Университета в Дэвисе. Изотопный состав выражается в δ (‰) по шкале VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite, Венский стандарт изотопного состава углерода) для углерода и V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) для водорода. Погрешность определений составила $\pm 0,2$ ‰ для $\delta^{13}\text{C}$

и $\pm 2\%$ для $\delta^{2}\text{H}$.

Состав и структура микробного сообщества образцов льда и породы определялись с применением **молекулярно-биологических методов** при участии автора. Для этого проводилось выделение ДНК из образцов пород и льда. Для выделения ДНК из проб отложений существует несколько техник (протоколов), предложенных разными исследователями (Daniel, 2005), а также различные коммерческие наборы готовых реагентов («kits»). В связи с тем, что при выделении геномной ДНК образцы мерзлых пород, особенно древних, дают намного меньший выход, чем образцы современных почв, выделение крайне трудоемко и зачастую неэффективно, работы по выделению ДНК и первичной амплификации исследуемых образцов проводились в разных лабораториях. Работы проводили в «чистых» помещениях Института Геофизики Окружающей Среды (ИГОС) Университета Гренобль-Альпы в Гренобле, Франция (IGE, CNRS-UGA, Grenoble) к.б.н. С.А. Булатом, а также в лаборатории «Biospark» (Москва, Троицк) и в отделе молекулярной биологии микроорганизмов Института биоинженерии им. К.Г. Скрябина (Москва) под руководством к.б.н. А. Ю.Меркель.

Разрушение клеток и выделение ДНК проводили механическим образом с использованием инструмента FastPrep («MP Biomedicals», США) и коммерческого набора для выделения ДНК Power Soil DNA isolation KIT («MoBioLabs», США) с матриксом (beads) E («MP Biomedicals», США), а также с помощью набора Fast DNA Spin Kit for Soil согласно методике производителя (MP Biomedicals, США).

Полимеразно-цепную реакцию (ПЦР) проводили с использованием праймеров на область v3-v4, праймеры PRK341F (5'-CCT ACG GGRBGCASCAG-3') и PRK806R (5'-GAC TAC YVGGG TAT СТААТ-3') (Yu et al., 2005) для образцов, работа с которыми проводилась в Институте биоинженерии им. К.Г. Скрябина (Москва, 2018г) – это 3 образца Мамонтовой горы – сезонно-талый слой, образец подземного льда верхнего яруса и подземного льда нижнего ярусов. Подробно методы биоинформатической обработки этих образцов описаны в (Rakitin et al., 2020).

Для всех остальных образцов ПЦР проводилась в лаборатории «Biospark» (Москва, Троицк). Библиотеки ампликонов были созданы с помощью ПЦР с универсальными праймерами для гипервариабельной области V4 в соответствии с методологией на основе двойного баркодирования (Fadrosh et al., 2014) со следующей системой праймеров: (5'- CAAGCAGAAGACGGCATAACGAGATGTGACTGGAGTTCAGACGTGTGCTCTTCCGATC TXXXXXXZZZZGTGBCAGCMGCCGCGGTAA-3') и (5'- AATGATACGGCGACCACCGAGATCTACACTCTTTCCCTACACGACGCTCTTCCGATCT XXXXXX ZZZZ GACTACNVGGGTMCTAATCC-3').

Этот набор праймеров охватывает 86% разнообразия последовательностей генов 16S рРНК архей и 84,3% бактерий (Меркель и др., 2019). Полученные последовательности 16S рРНК

были идентифицированы с помощью программы SILVAngs 1.4 (Quast et al., 2013) с использованием настроек по умолчанию: порог сходства 98% использовался для создания таблиц оперативных таксономических единиц (ОТЕ). Подробно методы биоинформатической обработки этих образцов описаны в (Cherbunina et al., 2018).

Сравнительный анализ микробных сообществ. Для того, чтобы оценить и наглядно показать, как различные среды обитания отличаются друг от друга по структуре микробного сообщества, используются различные методы (главных компонент, многомерного шкалирования, дендрограмм, «теплокарт» (heat maps) и другие методы визуализации данных (Gilbert, Dupont, 2011), такие отличия называются бета-разнообразием (разнообразием между сообществами) (Whittaker, 1972). Распространенным способом оценки бета-разнообразия является использование различных мер сходства (или мер различия – «distance metric») – математических функций, характеризующих сходство/различие между элементами множества.

Для сравнения профилей микробных сообществ в экологических исследованиях часто применяется метрика расхождения Брея-Кертиса (Bray-Curtis dissimilarity) (Bray, Curtis, 1957). Эта метрика рассчитывается по формуле:

$$\frac{\sum_j |x_{1j} - x_{2j}|}{\sum_j x_{1j} + \sum_j x_{2j}}$$

где x_{1j} и x_{2j} – значения j -го признака (представленность j -го таксона) в двух множествах (биологических сообществах). Значения метрики Брея-Кертиса заключены между 0 (абсолютная идентичность) и 1 (отсутствие общих признаков).

Кроме этого, одной из наиболее часто используемых метрик является UniFrac (Lozupone, Knight, 2005). Этот метод специально разработан для сравнения филогенетического состава сообществ – он учитывает степень родства таксонов (ОТЕ), представленных в сравниваемых сообществах (близость их расположения на филогенетическом дереве). UniFrac может использоваться в двух версиях – «unweighted», учитывающий просто наличие таксона (ОТЕ) в сообществе, и «weighted» («взвешенных расстояний»), учитывающий относительное обилие таксонов (количество сиквенсов, входящих в каждую ОТЕ) (Lozupone et al., 2011).

Статистический анализ проводился автором в программном обеспечении RStudio (RStudio Team, 2021), языке программирования R с открытым исходным кодом (RCore Team, 2021). Для статистического анализа и графического представления данных использовались пакеты «tidyverse» и «ggplot2» (Wickham, 2016). Метрики расстояния на основе несходства и сходства рассчитывались при помощи функции `vegdist()`, пакет «vegan» (Oksanen et al., 2020). Теплокарты были подготовлены с использованием функции `pheatmap()` пакета «pheatmap» (Kolde, 2018).

UniFrac и анализ основных координат (PCoA) также выполнялись в QIIME2 с помощью функции $q2$ -разнообразия (Lozupone et al., 2007). Значимость взвешенных матриц UniFrac рассчитывалась с помощью критерия Перманова (Anderson, 2001).

3.3. Обоснование выбора метода дегазации мерзлых образцов.

Необходимость проведения работы по выбору метода сбора газа из мерзлых образцов вызвана отсутствием единой методики, применяемой в различных научных исследованиях, как российских, так и зарубежных.

Для изучения газовой компоненты мерзлых пород необходимо выполнить дегазацию образца – выделить газовую фазу, при этом не допустить ее неконтролируемого смешивания с атмосферным воздухом. Так как газ находится в заземленном состоянии в закрытых порах, в растворенном виде в воде и в сорбированном состоянии, то для дегазации необходимо нарушить динамическое равновесие системы – открыть закрытые льдом поры, уменьшить растворимость газов в воде и вывести из метастабильного или стабильного состояния сорбированный газ. Это достигается путем оттаивания и/или механического разрушения образца.

Для того, чтобы выбрать способ дегазации образцов мерзлых пород и подземных льдов, в полевых условиях была проведена предварительная работа по сравнению двух распространенных методов дегазации мерзлых образцов с последующим определением концентраций газов (Чербунина и др., 2018).

3.3.1 Обзор существующих методов

Принципиально существуют три способа. В первом способе образец мерзлой породы механически разрушается в вакууме, таким образом удается собрать как газ из пузырьков льда, так и адсорбированный (в англ. литературе «dry extraction»). Существуют 2 основные разновидности: 1) «динамический» метод, где извлечению газов из монолитов льда массой около 200 г предшествует измельчение льда на мельнице при отрицательной температуре до размерности менее 0,25 мм, затем дегазация диспергированного льда проводится с помощью установки, в которой применяется динамический принцип извлечения газов, основанный на распылении воды, содержащей извлекаемые газы, до субмикронного уровня с одновременным созданием высокого разрежения в зоне распыления (Васильев и др, 2015); 2) метод сухой экстракции «dry extraction» (Shin, 2014), когда небольшой образец массой около 10 г измельчают при помощи системы игольчатых дробилок в вакуумной камере при температуре минус 37 °С с последующим высушиванием, пропуская его через ловушку для водяного пара минус 85 °С, рис.3.5 (Yang et al., 2020).

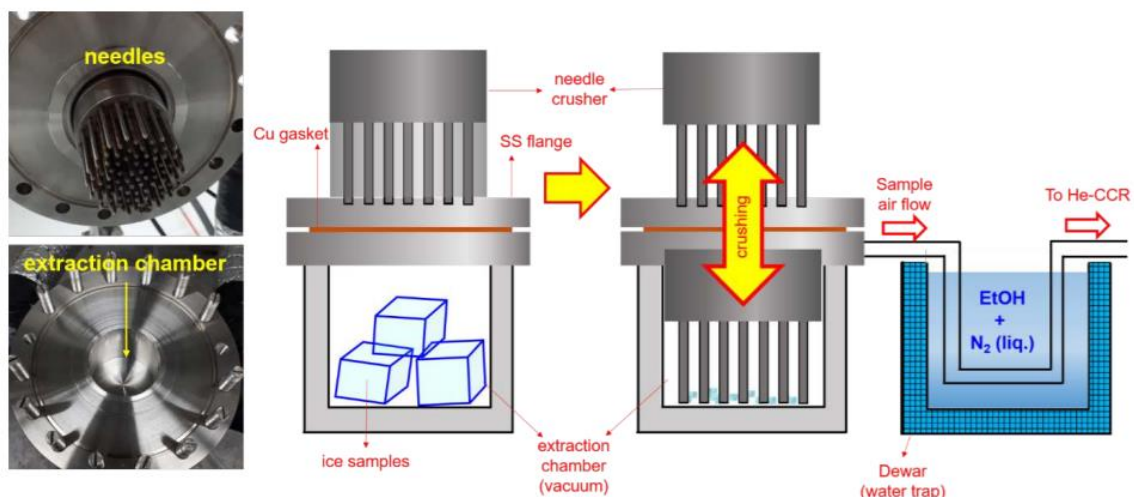


Рис. 3.5. Схема сбора газа из образца льда методом сухой экстракции «dry extraction» при помощи дробления образца системой игольчатых дробилок в вакуумной камере (Yang и др., 2020). Перевод основных элементов установки (авт.): needles – иглы, extraction chamber – емкость для дегазации, needle crusher – система дробления иглами, ice samples – образцы льда, vacuum – вакуум, sample air flow – поток воздуха из образца, dewar (water trap) – сосуд Дьюара (водная ловушка).

Во втором способе проводится оттаивание образца мерзлой породы (50-80 грамм) в вакуумированной емкости, после этого проводится медленное замораживание до минус 80 °С в жидком азоте, вследствие чего газ (как растворенный, так и находящийся в пузырьках льда) вытесняется в верхнюю часть емкости, откуда впоследствии собирается, в зарубежной литературе известен как «wet extraction method» (рис. 3.6.) (Raynaud, 1982; Zhou, 2014; Yang et al. 2017; Ryu et al., 2018).

Эти способы требуют довольно громоздкого оборудования и трудноосуществимы в полевых условиях (требуется оборудованная лаборатория), хотя их активно применяют за рубежом. По устным сообщениям зарубежных исследователей, авторов статьи (Yang et al., 2020), общий объем газа для методов, представленных на двух последних рисунках, определяется расчетным путем, и ввиду крайне малого объема выделяющегося газа (из-за размера образцов), может быть недостаточно точным. Следует упомянуть, согласно устным сообщениям зарубежных исследователей, второй способ часто модифицируют в следующем виде: образец льда помещают в вакуумный пакет, после чего откачивают лишний воздух вручную шприцом, после этого образец оттаивает и образовавшийся газ собирают, либо вместо оттаивания механически разрушают образец, далее точно так же собирают газ.

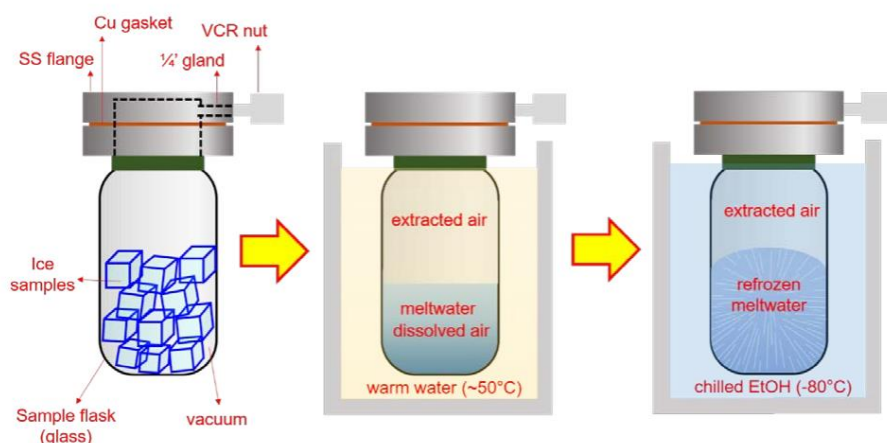


Рис. 3.6. Схема сбора газа из образца льда методом «мокрой экстракции», «wet extraction method» (Yang и др., 2020). Перевод основных элементов установки (авт.): ice samples— образцы льда, sample flask (glass) – флакон для образцов (стекло), vacuum – вакуум, extracted air – собранный воздух, meltwater dissolved air – воздух, растворенный в растаявшем льду (вода), refrozen meltwater – повторно замороженная вода.

Суть третьего способа заключается в оттаивании образцов в закрытой системе в жидкости, в которой практически не происходит растворение газов, чтобы фиксировать объем выходящего газа и не допустить его неконтролируемого смешивания с атмосферным воздухом. Наиболее подходящей средой для этого являются жидкости, в которых не происходит растворения газов, например, керосин. Возможно использование горячей соленой (до состояния насыщения, в случае с NaCl – до 350 г/л) воды, что позволяет добиться уменьшения растворимости выделяющегося газа, увеличения скорости оттаивания образца и уменьшения влияния газов, растворенных в воде, на результаты. В российских исследованиях чаще всего применяется так называемый метод «head space» (или «хэдспейс») (Alperin, 1985; Краев 2013) и модифицированный метод Б.А. Савельева (Савельев, 1963) разработанный Министерством геологии СССР, описанный в статье (Arkhangelov, 1991; Brouchkov, 2002) или «метод большого образца», как он назван в статье (Чербунина и др., 2018). Остановимся на двух последних методах подробнее.

На данный момент в литературе практически не встречается данных по сравнению методов дегазации мерзлых пород и льда. Зарубежные исследования по этому вопросу представлены единственной статьей (Yang et al., 2020), где показана достаточно хорошая сходимость результатов выделения метана методами сухой и мокрой экстракции. Тем не менее, для концентраций метана эта разница достигала 3–4 раз (чаще метод мокрой экстракции давал значения выше), для общего количества выделенного газа максимальная разница достигала 1,5

раз. В работе российских исследователей (Васильев и др., 2015) разница в результатах концентраций «динамического» метода и «хэдспейс» также не превышает 2–4 раза, что авторы считают допустимым в связи с большой изменчивостью содержания газа в одном и том же образце.

Методика «хэдспейс». После извлечения керна из бурового снаряда и описания образца проводится его дегазация. Мерзлый образец массой приблизительно 50–60 г помещают в 150 мл шприц, оснащенный тройным клапаном. Шприц наполняют известным количеством концентрированного раствора хлорида натрия (для минимизации растворимости газа) и известным объемом особо чистого (ОСЧ) азота (99,9%). После оттаивания образца шприц интенсивно встряхивают, грунт распадается на отдельные части, в результате чего газ переходит из образца в раствор и в атмосферу азота внутри шприца (Alperin M.J., 1985). Газовая смесь из шприца переводится через иглу во флакон объемом 30–50 мл, также заполненный концентрированным раствором хлорида натрия и закрытый пробкой из изобутиловой резины. Избыточный объем раствора при этом вытесняется вводимым объемом газа через компенсационную иглу. По факту, часто в полевых работах не используют азот, а смешивают газ из образца с известным объемом воздуха, отобрав предварительно образец этого воздуха. Это допустимо, так как концентрации в породах и льду на несколько порядков выше концентрации метана в атмосфере (рис. 3.7.).

Метод «большого образца». В работе (Arkhangelov, 1991) описана методика, схожая с методикой «хэдспейс», но в увеличенном масштабе. Суть этого метода в том, что большой образец (около 1–3 кг), помещается в высококонцентрированный раствор NaCl и накрывается воронкой. До этого на воронку герметично надевается шланг, который подсоединен к газосборной колбе, от колбы отходит второй шланг, конец которого расположен в емкости с воронкой. Вся система заполнена раствором NaCl. При таянии образца выделяющиеся пузыри поднимаются через воронку и трубку в газосборную колбу, которая заполнена жидкостью, лишняя жидкость по трубке вытесняется обратно в ведро. При дегазации необходимо набрать достаточное количество газа (около 10 см³).

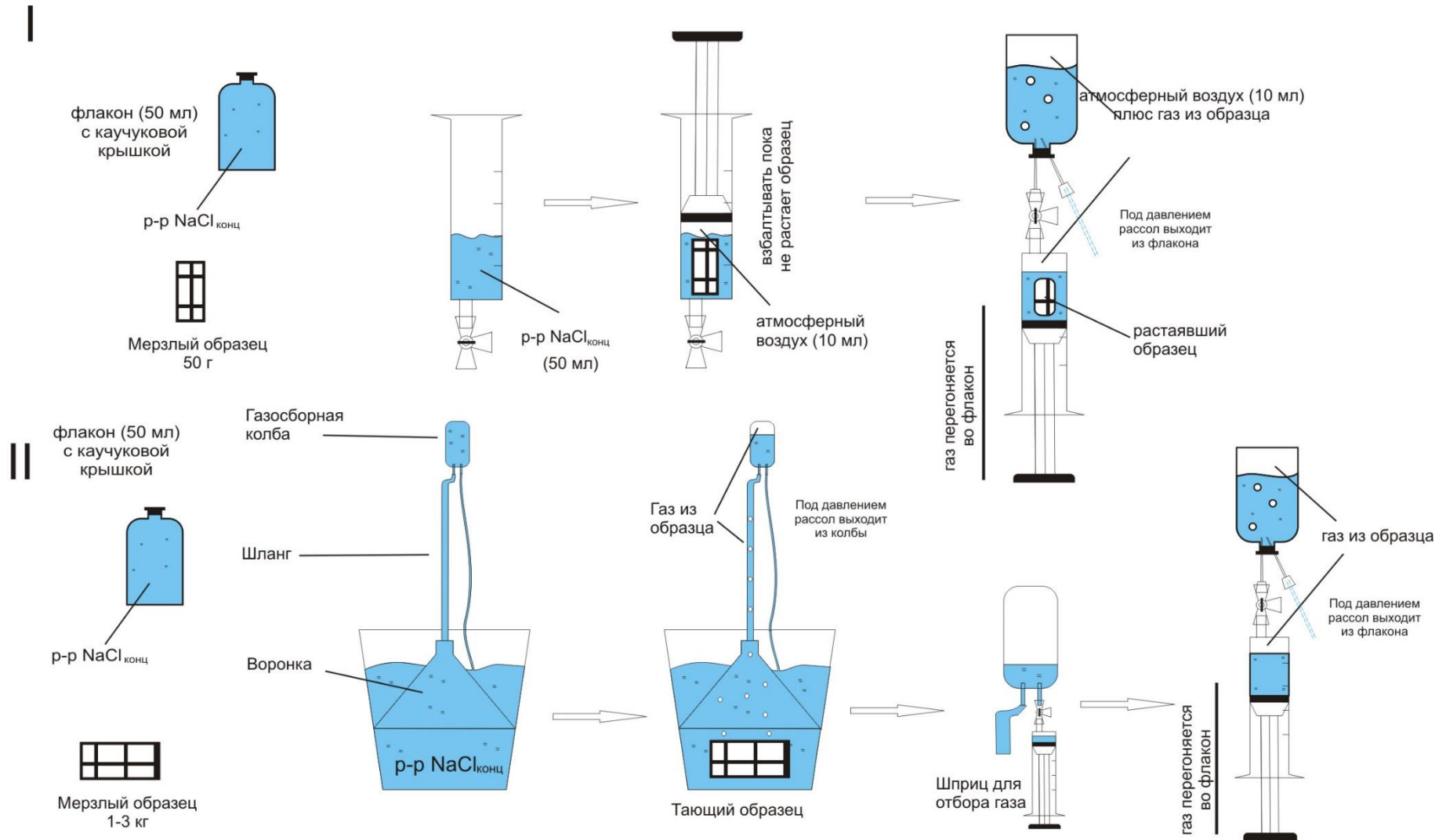


Рис. 3.7. Схемы дегазации образцов мерзлых пород (вне масштаба): метод 1 – метод «хэдспейс», метод 2 – метод «большого образца».

3.3.2. Объекты, для которых проводилось сравнение

Сравнение методов было выполнено на 36 образцах естественного сложения, которые были отобраны автором в ходе полевых работ в 2015-2016 гг. в Центральной Якутии (обнажения Мамонтова Гора, оз. Сырдах, ур. Нелегер – всего 30 образцов), а также использовались образцы, предоставленные Шмелевым Д.Г., отобранные им в оазисе Ларсеманна (6 образцов), Антарктида, в 2012-2013 гг. в ходе работ 58-й Российской Антарктической Экспедиции отрядом мерзлотоведения ИФХиБПП РАН (Демидов и др., 2013). Последние используются для увеличения выборки образцов естественного сложения. Образцы из Центральной Якутии были представлены следующими разностями: суглинки и супеси ледового комплекса, жильные льды ледового комплекса, среднеплейстоценовые и неогеновые пески. Все образцы из Антарктиды представляют собой позднеплейстоценовые среднезернистые пески.

Для образцов, отобранных в Центральной Якутии, дегазация выполнялась непосредственно в «поле», сразу после отбора образца из массива мерзлых пород. Образцы, отобранные в Антарктиде, были транспортированы в мерзлом виде (при температурах не выше минус 10°C) в Москву, после чего были подвергнуты дегазации двумя различными методами в лабораторных условиях на кафедре геокриологии МГУ. Между отбором образцов из Антарктиды и их дегазацией прошел значительный интервал времени (более года) и полученные концентрации метана могут не соответствовать истинным, полученным при дегазации образцов сразу после отбора и приведенным в работе (Демидов и др., 2013). Однако полученные таким образом значения концентрации метана двумя способами из антарктических образцов могут быть использованы для сравнения методов между собой и анализу достоинств и недостатков рассмотренных методов. Были исследованы следующие типы образцов:

1. Суглинки и супеси ледового комплекса (n= 5 шт.) Отложения представлены серыми и серо-коричневыми легкими суглинками, и супесями, с массивной, тонкошлировой или мелколинзовидной криотекстурой, с включениями тонких нитяных корешков. Средние значения влажности 30%, содержание органического углерода – 3,2%, pH 7,6, $D_{sal} = 0,4$ %.
2. Повторно-жильные льды ледового комплекса (n= 16 шт.). Лед мутновато-белый, с вертикальной слоистостью, с включениями пузырьков воздуха до 4-9% по объему и прослоями минерального вещества, M= 600 мг/л и pH – 7,4.
3. Среднеплейстоценовые и неогеновые пески (n = 9 шт.) аллювиального генезиса были опробованы на обнажении Мамонтова Гора, в нижней части 50-ти метровой террасы. Отложения представлены крупно- и среднезернистыми песками желтого и серо-желтого цвета с массивной криотекстурой, с включениями плавника (древесина, ветки, стебли растений разной степени разложения и минерализации) и гальки. Средние значения влажности песков составили 15%, содержание органического углерода – 1,3%, pH - 7,4, $D_{sal} = 0,4$ %.

4. Позднеплейстоценовые пески Антарктиды озерно-лагунного генезиса ($n = 6$ шт.) представлены серыми среднезернистыми песками с массивной криотекстурой и отдельными толстыми (до 2-3 см) косыми шлирами. Встречаются единичные крупные обломки, доля гравийных частиц может достигать 20 % от объема. Для отложений характерен сильный запах органики. Средние значения влажности составили 10–15%, общее содержание углерода около 1%, pH 5,8 -6,2, D_{sal} от 0,08 до 0,18%.

3.3.3. Результаты сравнения методов

Результаты исследования содержания метана в образцах различными методами приведены в табл. 3.1. Общее количество всего газа в образце получено путем дегазации монолита (метод «большого образца») и сбора всего газа из него на килограмм породы (столбец «Общее содержание газовой фазы (мл/кг)»), после этого концентрация метана в собранном газе ($ppmv$, в $млн^{-1}$ по объему газа) определена на хроматографе (столбец «Концентрация метана, $ppmv$ »). Таким образом, эта величина соответствует концентрации метана в пузырьках воздуха, зафиксированного во льду / мерзлой породе. Пересчитанное количество метана на килограмм образца (мкл/кг) приведено в столбце «Содержание метана, метод большого образца, мкл/кг».

Концентрация метана в смеси газа, выделившегося при оттаивании в трех повторностях того же монолита методом «хэдспейс», предполагающее смешение всего газа породы с известным объемом воздуха атмосферы известной концентрации, также измерена на хроматографе. Полученные значения представляют собой концентрацию метана в смеси воздуха атмосферы и газа из образца и не дают возможность получить представление о концентрации метана в пузырьках газа самого образца, так как выделившееся количество всего газа (из 50–70 г породы) очень маленькое по сравнению с воздухом, с которым происходит смешение (50 мл). Поэтому, учитывая количество метана в смеси воздуха и в самом исходном воздухе, производится пересчет его содержания в микролитрах на килограмм породы (столбец «Содержание метана, метод «хэдспейс», мкл/кг»).

Для наглядного представления полученных результатов они также приведены в виде графиков на рис. 3.8. В 70% случаев значения концентраций, определенные методом 2 (метод «большого образца»), попадают в диапазон концентраций, измеренных методом 1 (метод «хэдспейс»).

Таблица 3.1. Результаты определения содержания метана двумя методами

Номер образца	Тип грунта	Содержание метана, метод «большого образца» мкл/кг	Содержание метана, метод «хэдспейс», мкл/кг	Общее содержание газовой фазы, мл/кг	Концентрация метана, ppmv	
1	жильные льды ЛК	3,93	4,19	48,9	80,3	
			4,49			
			7,14			
2		2,04	5,12	49,4	41,3	
			2,02			
			2,38			
3		0,81	1,68	49,9	16,2	
			1,10			
			1,89			
4		плейстоценовый песок	31,34	1203,36	18,7	1671,4
				350,40		
				501,11		
5			151,15	397,57	16,9	8918,0
	350,00					
	657,61					
6	39,29		762,54	5,8	6813,6	
			500,00			
			60,42			
7	Позднеплейстоценовые суглинки ЛК		8,87	2,64	17,3	513,4
				25,00		
				13,80		
8			20,07	19,75	7,4	2707,4
		13,22				
		26,54				
9		жильные льды ЛК	8,02	6,14	37,00	216,82
				3,63		
				4,60		
10			2,11	7,29	31,00	68,18
				3,13		
				2,65		
11			0,73	24,33	42,93	17,10
	8,74					
	5,81					
12	1,71		6,54	42,86	39,93	
			4,90			
			5,00			
13	3,17		13,80	43,00	73,70	
		17,20				
		21,01				

14		22,13	17,99	32,67	677,59
			75,93		
			23,10		
15	плейстоценовый песок	784,92	552,10	7,78	100918,33
			607,06		
			429,82		
16		549,26	964,17	4,76	115344,88
			608,81		
			539,86		
17	неогеновый песок	5,42	9,99	3,40	1592,07
			24,25		
			4,88		
18		0,08	1,78	11,72	6,85
			3,17		
			9,63		
19		3,65	8,84	10,3	353,0
			12,40		
			7,50		
20	жильные льды ЛК	7,26	16,09	11,9	608,0
			9,20		
			24,10		
21		0,94	4,70	17,7	52,0
			1,10		
			2,31		
22	суглинки ЛК	1,41	1,00	24,5	72,0
			1,80		
			0,60		
23		1,98	6,31	30,4	65,2
			2,10		
			8,50		
24	жильные льды ЛК	2,67	6,31	30,4	65,2
			4,90		
			1,17		
25		5,68	11,17	7,4	768,8
			18,40		
			5,20		
26	жильные льды ЛК	2,29	7,12	8,5	268,8
			1,80		
			6,57		
27	жильные льды ЛК	0,84	0,88	20,8	40,7
			1,80		
			0,90		
28		0,38	1,37	27,7	13,7
			0,40		
			3,30		
29	неогеновый песок	0,37	6,76	6,0	61,6

			3,20		
			0,61		
30		40,57	218,88	8,6	4733,0
			207,00		
			194,11		
31	Позднеплейсто- ценовые пески (Антарктида)	1,40	28,16	10,6	132,1
			12,40		
			38,00		
32		9,50	315,00	6,0	489,9
			154,00		
			281,13		
33		5,28	5,00	12,42	424,79
			54,00		
			72,02		
34		23,99	18,38	26,5	920,5
			34,45		
			5,51		
35		39,76	36,58	8,7	4558,7
			43,40		
			93,40		
36	53,20	42,34	9,6	5556,4	
		42,35			
		171,12			

Для того чтобы сделать вывод о возможности и границах применимости обоих методов, был проведен статистический анализ полученных результатов, в качестве двух зависимых выборок выступали массивы концентраций метана, определённых каждым из методов. Все виды анализов проводились для уровня значимости $p < 0,05$ в программе STATISTICA 7.0 (Stat Soft Inc., США). Анализ вероятностных распределений обеих выборок показал, что они отличны от нормального. Согласно непараметрическому критерию Вилкоксона, полученные выборки соответствуют разным генеральным совокупностям, при этом между выборками присутствует корреляция, которая была выявлена по трём критериям (непараметрические коэффициенты ранговой корреляции Спирмена, Кендалла и коэффициент Гамма).

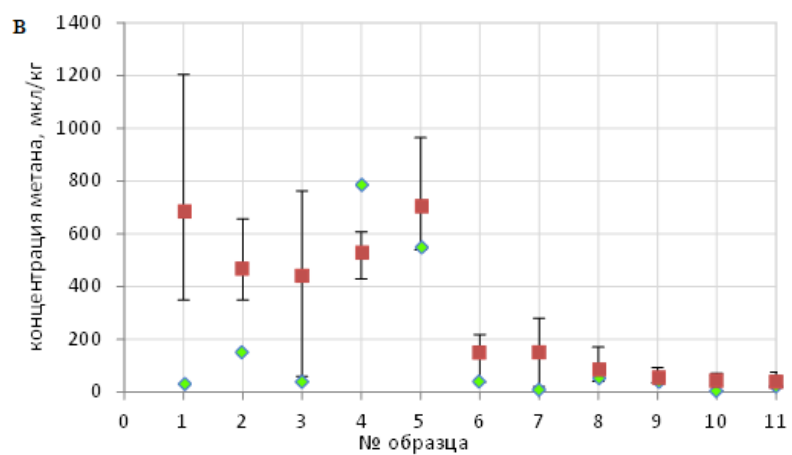
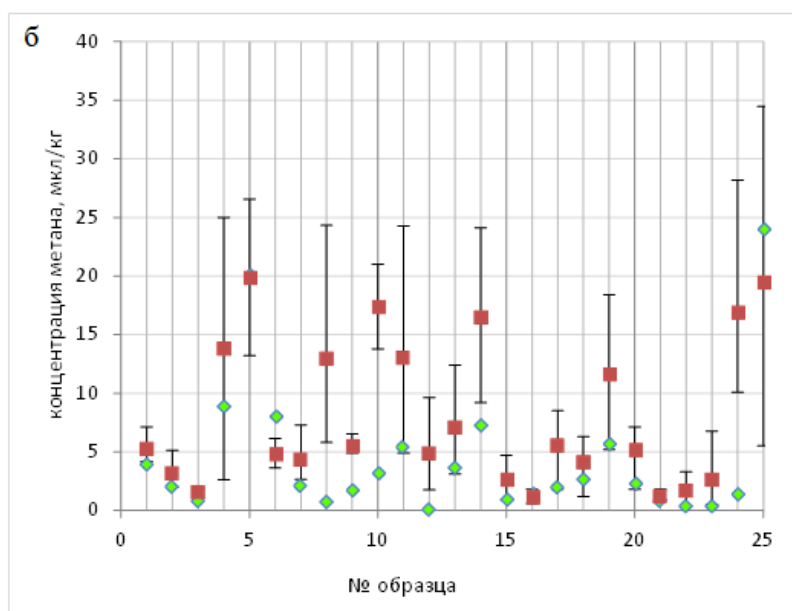
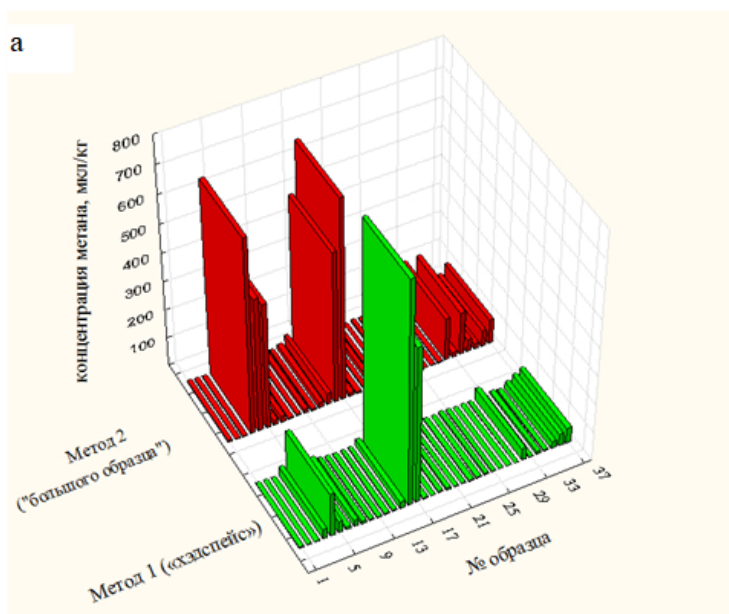


Рис. 3.8. Концентрация метана в исследуемых образцах: а) диаграмма сравнения средних значений концентраций, полученных двумя методами; б) для концентраций до 40 мкл/кг; в) для концентраций больше 40 мкл/кг.

Количественно данная корреляция может быть выражена в виде возрастающей степенной зависимости, описываемой уравнением $C_1 = (30,24 \pm 13,08) \cdot C_2^{0,47 \pm 0,08}$ (рис. 3.9), где C_1 – концентрация метана в мкл/кг, определённая методом 1, C_2 – средняя концентрация по трем значениям, полученная методом 2. Коэффициент корреляции 0,79, здесь и далее в качестве погрешностей коэффициентов указаны их стандартные ошибки.

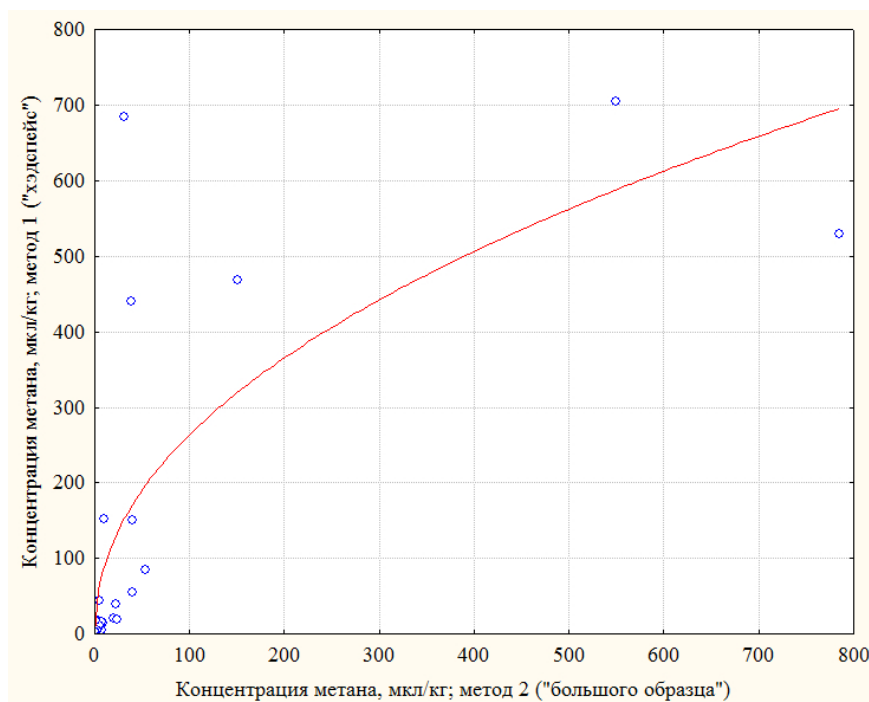


Рис. 3.9. Зависимость между результатами, полученными двумя методами.

Что касается небольших концентраций (до 100 мкл/кг), то наилучшей аппроксимацией в данном случае остаётся экспоненциальная, описываемая уравнением $C_1 = (2,63 \pm 1,02) \cdot C_2^{0,84 \pm 0,11}$ с коэффициентом корреляции $R = 0,88$ (рис. 3.10).

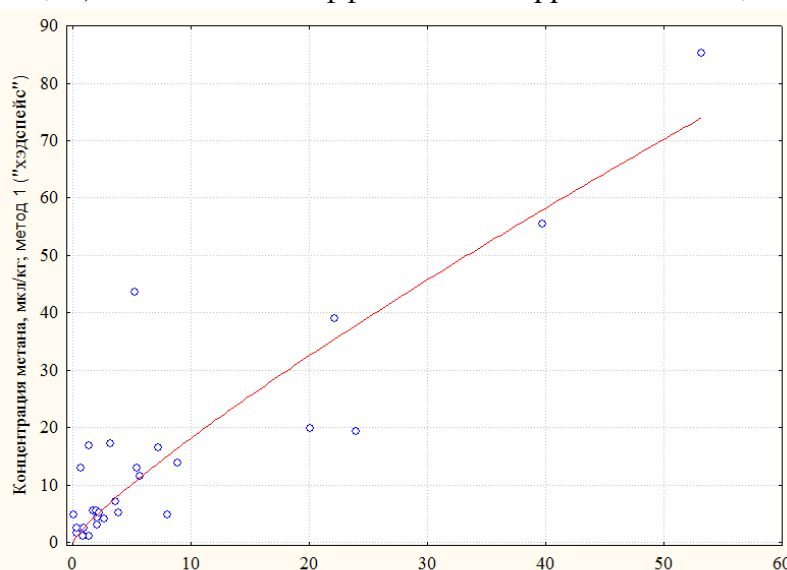


Рис. 3.10. Зависимость между результатами, полученными двумя методами для значений концентрации до 100 мкл/кг.

Так как в основе обоих методов лежит общий принцип дегазации (сбор газа при оттаивании образцов), где разница, по сути, в размере образца, то логичным является предположение о том, что усредненные концентрации в нескольких точках монолита должны примерно соответствовать значениям из дегазированного монолита целиком. Результаты, полученные обоими методами, хорошо коррелируют, зависимость нелинейная. Стоит отметить, что при рассмотрении небольших концентраций (меньше 100 мкл/кг) отдельно, куда попало 80% образцов, зависимость также экспоненциальная с более высоким коэффициентом корреляции. Но для остальных 20% образцов, в которые включены только песчаные льдистые отложения, независимо от генезиса, наблюдается большой разброс значений: средние величины, измеренные разными методами, отличались до 20 раз. Вероятно, это связано с большой неоднородностью распределения концентраций газа в этих отложениях, так как метод «хэдспейс» тоже показывает очень большой разброс значений в этих точках. Остается неясным, почему же метод «большого образца» дает в некоторых случаях результаты, не попадающие в диапазон значений метода «хэдспейс». Чаще метод 2 дает в среднем значения ниже метода 1.

Для обоснования выбора метода рассмотрим также плюсы и минусы этих методов для использования в полевых условиях.

Метод «хэдспейс» является простым и удобным методом, который достаточно распространен. Согласно оценке (Краев, 2019), общие потери метана и погрешности, связанные с хроматографическим анализом, оцениваются в $17,2 \pm 8,0\%$. Тем не менее, использование такого маленького объема образца и смешивание воздуха из образца с атмосферным вызывает вопросы несмотря на то, что обычно концентрации метана в мерзлых породах на несколько порядков больше, чем концентрации в атмосфере (около 2 ppmv, или млн^{-1}). Процесс метанообразования и последующего распределения очень локален, и при внешней гомогенности отложений распределение метана может быть неодинаковым (так, повышенные концентрации будут приурочены к включениям органики, следам оглеения или отдельным порам, куда газ мог быть отжат при промерзании). Таким образом, при «хэдспейсе» определяется конкретное содержание метана только в отобранных 50 граммах грунта, но в то же время его относительная простота позволяет отбирать большое количество образцов, что дает возможность провести статистическую обработку полученных данных.

Метод «большого образца» является гораздо более затратным по времени и объему требуемого оборудования. Главным его минусом является необходимость набрать достаточный объем породы для того, чтобы получить требуемое количество газа (от 10 см³), что в целом нетрудно в случае льда и довольно трудоемко в случае породы. Для выделения такого количества газа может потребоваться несколько килограмм мерзлых образцов. В то же время, в случае отбора образца методом 2, мы получаем интегральную характеристику, которая соответствует

средней по горизонту отложений, а случайные отклонения менее вероятны. Кроме того, получаем, в отличие от метода «хэдспейс», еще и общий объем газа, который содержится в породе. Значения общего объема газа хорошо коррелируют с имеющимися в литературе или полученными расчетным путем значений объема пор. Так, для жильных льдов Центральной Якутии общее количество газа, выходящее из 1 кг образца льда, составляет 40–60 мл, что соответствует опубликованным ранее многими исследователями данным о содержании пузырьков воздуха во льду в 4-9% (Романовский, 1977; Томирдиаро, 1980, Шумский, 1960). Из мерзлых суглинков в результате исследований получено около 4–5 мл газа с килограмма породы, что согласуется с данными Е.М. Чувиллина по общему газосодержанию в породах, где не фиксируются газопроявления, до 5 мл (Чувиллин и др., 1999). Аналитические расчеты, учитывающие растворимость газов, проведенные для льда, весом 2 кг, с общим содержанием газовой фазы 30 мл/кг, составом N_2 (84%), O_2 (5%), Ar (1%), CO_2 (10%), CH_4 (0,05%) и N_2O (0,005%), показали, что общее количество растворенной газовой фазы в концентрированном растворе $NaCl$ (6,15 моль/кг) не превышает 2%, а результирующее завышение концентрации метана будет не более чем на 1,6% (Yang, 2019).

На основании проведенных экспериментов, а также в связи с тем, что в работе частично используются данные по содержанию газа, полученные в ходе экспедиций А.В. Брушкова в 2002-2005 гг путем дегазирования больших монолитов в концентрированном растворе $NaCl$, для определения концентраций метана льда и мерзлой породы Центральной Якутии автором был выбран метод дегазирования «большого образца», который есть модифицированный метод Б.А. Савельева (Савельев, 1963).

Выводы к Главе 3

1. Выбранные участки исследований расположены в Центральной Якутии на различных геоморфологических уровнях, которые сложены аллювиальными отложениями и перекрыты позднеплейстоценовым ледовым комплексом. Полевые работы автором проводились на 3 природных площадках Центральной Якутии на террасах правого и левого берегов р. Лена на Лено-Алданском и Лено-Вилуйской междуречьях. Полевые работы 2011, 2012, 2016, 2017, и 2021 гг. проводились на стационаре (урочище) Нелегер (VI маганская терраса левого берега р. Лены), в районе аласа Сырдах (V тунгюлюнская терраса) правого берега р. Лена, в районе урочища Мамонтова гора (V и VI террасы левого берега и поймы правого берега реки Алдан). Также были опробованы отложения I и II террасы с вложенными в нее высокой и низкой поймой на участке «Якутского разбоя» (подземелье Института Мерзлотоведения). Кроме этого, в работе используются данные, предоставленные А.В. Брушковым, для урочища Нелегер, и для района аласа Юкэчи, который расположен на абалахской террасе правого берега р. Лены.

2. Для выбора метода дегазации выполнен обзор и экспериментальное сравнение двух методов, распространенных в полевых исследованиях в России – метод «хэдспейс» и модифицированный метод Савельева. На основании дегазирования и определения концентраций метана в 36 образцах льда и мерзлой породы естественного сложения получены выводы о том, что для небольших концентраций метана оба метода хорошо коррелируют, но при этом для концентраций более 100 мкл/кг, которая соответствовала песчаным сильнольдистым отложениям, обнаружена большая разница в значениях, что, вероятно, связано с большой неоднородностью распределения концентрации газа в этих отложениях. В связи с тем, что метод Б.А. Савельева является более информативным, позволяет кроме концентрации метана определить также общий объем газовой фазы образца, и позволяет получить осредненные значения для толщи, а не отдельных точек, а также что ряд предыдущих исследований по региону выполнен этим методом, автором он также выбран для дальнейших исследований.

3. Полевые работы включали в себя бурение и отбор монолитов из обнажений. Всего было отобрано 10 монолитов для определения физико-химических свойств подземных льдов; около 130 образцов породы и льда для определения грансостава, водно-физических, химических свойств и углерода, 128 образцов газа, 75 образцов подземного льда и поверхностных вод для изотопного анализа, 13 монолитов для микробиологического анализа. Лабораторные работы включали в себя стандартные методы определения грансостава, физических и основных физико-химических свойств пород и льда. Кроме этого, выполнялось определение содержания органического вещества, радиоуглеродное датирование отложений, определение стабильных изотопов воды в подземных льдах, определение концентраций метана в газе из отложений и льда,

определение изотопного состава углерода и водорода метана и углерода углекислого газа, определение структуры и таксономического состава микробных сообществ молекулярно-биологическими методами.

ГЛАВА 4. Результаты комплексных исследований мерзлых отложений

4.1. Мерзлые породы левобережья Лены (урочище Нелегер)

Район аласа Нелегер ($62^{\circ}18'52.45''N$ $129^{\circ}30'16.12''E$) расположен на левом берегу р. Лена на маганской террасе. С 1999 года Институтом мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, здесь проводятся работы по исследованию многолетней динамики температуры верхних горизонтов ММП, влажностного режима, глубины сезонного оттаивания, водно-теплового баланса и частично углеродных потоков (Федоров и др., 2006). Рельеф характеризуется чередованием аласов и межаласий, сложенных отложениями ледового комплекса. Строение ледового комплекса в этом районе сильно отличается от такового на правом берегу р. Лена. Согласно М.С. Иванову (1984), этот участок равнины, расположенный на левобережье Лены, отличается от правобережных участков спорадическим распространением и меньшей мощностью подземных льдов, развитых в основном в песчаных и супесчаных отложениях малых рек и водотоков. Судя по глубине аласных котловин, мощность ледового комплекса в этом районе не велика. Глубина залегания повторно-жильных льдов ледового комплекса не превышает 5-7 м, зрелые термокарстовые котловины врезаны не глубже 3 м от поверхности межаласья. В днищах аласов широко распространены многолетние бугры пучения (булгуны).

Формирование ледового комплекса на левом берегу р. Лена (стационар Нелегер) происходило в МИС-2, он накапливался одновременно с ледовым комплексом правого берега р. Лена (Гриненко и др., 1995). Датировки для оз. Спасское, долины руч. Мархинка и Кангаласского мыса укладываются в диапазон 19–23 тыс. л. н. (точки отбора образцов расположены на расстоянии не более 50 км от стационара Нелегер на том же гипсометрическом уровне) (Костюкевич и др., 1987). В суглинках, а нередко и в песках наблюдаются нитевидные корешки трав, что свидетельствует о субаэральном накоплении осадков (Иванов, 1984). Недавно полученные датировки непосредственно со стационара Нелегер, материала со следами криотурбации, показали возраст 12250 ± 60 с глубины 1,3 м и 37600 ± 600 кал.л.н. с глубины 1,7 м, тогда как для торфа аласа самый древний возраст с глубины 1,4 м составляет 3325 ± 35 (Siewert et al., 2015). В днище аласа наблюдаются многолетние бугры пучения (булгуны).

Здесь в ходе полевых работ при участии автора было проведено бурение 3 неглубоких скважин в 2017 году, для подтверждения и дополнения данных по газовому составу отложений, предоставленных Брушковым А.В., а также изучения водно-физических, химических свойств и содержания органического углерода. По этим, а также

литературным данным верхняя часть разреза представлена пылеватыми суглинками, слагающими СТС и верхнюю часть мерзлой толщи, ниже (с 4–6 м) залегают среднезернистые льдистые пески. Верхняя поверхность жильных льдов залегает на глубине 1,5–2,5 м. Ширина жил в верхней части составляет 0,5–1,0 м, а их вертикальная мощность не превышает 2,5–4,0 м. Результаты лабораторных анализов отложений по дополнительным скважинам 2017 года показали, что по химическому составу отложения, вмещающие ПЖЛ, имеют засоленность $D_{sal}=0,15-0,25\%$, в составе ионов преобладают гидрокарбонат и калий–натрий, характерна слабощелочная реакция (рН 8,4). Содержание $C_{орг}$ составляет около 1,6% на глубине 2,0–3,0 м из образцов, отобранных на склоне аласа.

В 2021 году были пробурены две 15-метровые скважины на возвышенном залесенном участке, для которого характерно распространение ледового комплекса и осушенной части аласа, которые позволили уточнить данные разреза (Рис. 4.1, Приложение А).

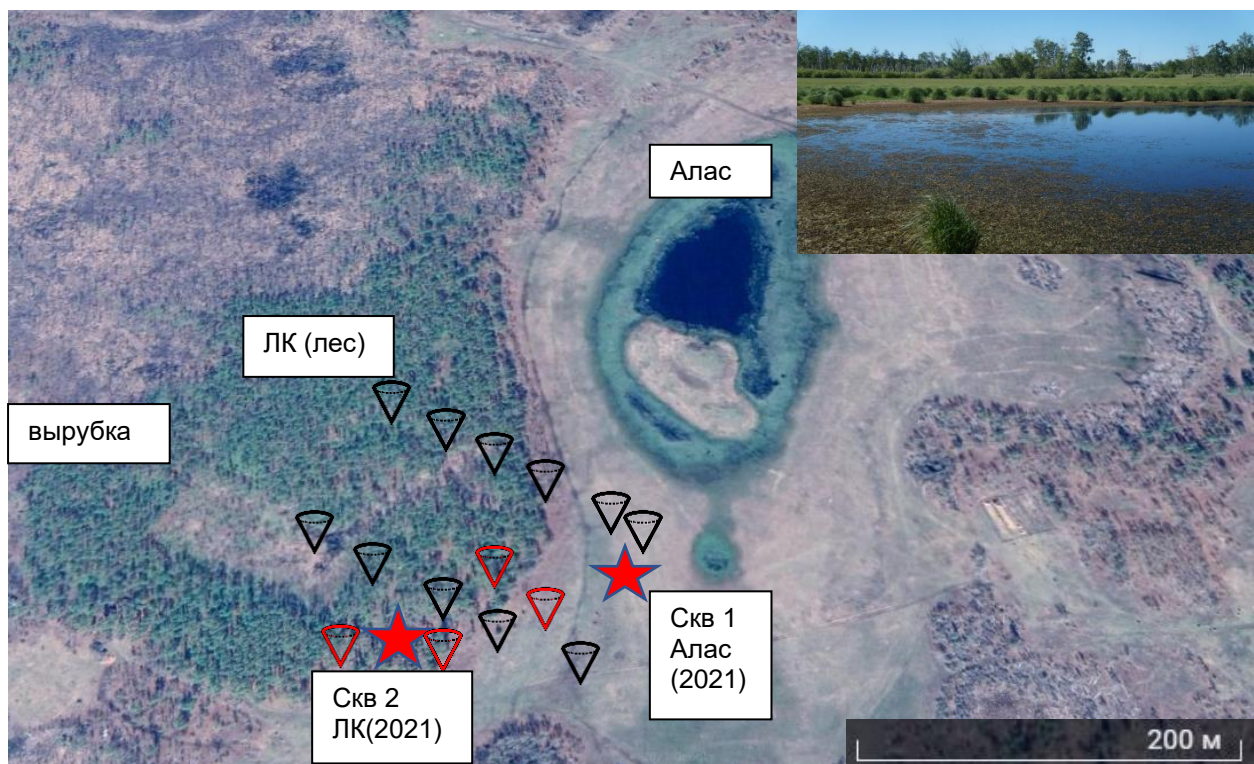


Рис. 4.1. План расположения скважин, пробуренных в разные годы для урочища Нелегер с целью изучения газового состава отложений. Красным цветом обозначены скважины, в бурении которых принимал участие автор (звездочкой- скважины 2021 г, 15 м; конусами- 2017 г, 3-4 м), , черным- скважины, пробуренные Брушковым А.В. в 2002-2004 г (2-6 м).

Ниже представлено описание скважин по результатам бурения и лабораторных анализов (рис. 4.2, 4.3).

Скважина 1. Алас (N 62°18.930' E 129°30.285):

1. 0–2,1 м. Сезонно-талый слой (фактическое оттаивание на 21.07.21 составило 1,6м). Пылеватая супесь тяжелая, с прослоями легкого суглинка, серо-коричневая, в мерзлой части слоя мелкошлировая криотекстура, $\rho_d = 1,55-1,65 \text{ г/см}^3$, влажность увеличивается от 10,4% до 19,8% к основанию слоя. Для этого горизонта характерны самые высокие показатели засоленности, 0,19-0,22%. Содержание органического углерода повышается от 0,38 до 0,85%, становясь максимальным на глубине 1,4 м от поверхности, далее содержание плавно снижается, достигая у основания 0,64%.
2. 2,1–7,3 м. Светло-коричневый мелкосреднезернистый песок с прослоями пылевой коричневой супеси тяжелой и легкой, криотекстура массивная, $\rho_d = 1,81-1,93 \text{ г/см}^3$, влажность максимальна в верхней части слоя, достигает 17,7 % на глубине 3,0 м. К основанию слоя влажность снижается, достигая минимальных значений в прослоях супеси (до 8,6 %). Более высокие значения засоленности приурочены к верхней части слоя, составляя 0,12–0,15%, снижаясь к середине-основанию слоя до 0,06-0,08 %. Отмечается значительное снижение содержания органического углерода по сравнению со слоем сезонного оттаивания, большая часть значений находится в диапазоне 0,04-0,08 %. У основания слоя $C_{\text{орг}}$ незначительно повышается до 0,10 %.
3. 7,3-8,7 м. Темно-серая супесь пылеватая тяжелая до суглинка легкого, с прослоями органики, $\rho_d = 1,70-1,83 \text{ г/см}^3$. Влажность до 17,6%, показания засоленности такие же как в предыдущем слое $D_{\text{sal}} = 0,06-0,07 \%$, а содержание органического углерода увеличивается до 0,2 %.
4. 8,7-9,3 м. Супесь светло-зелено-коричневая, пылеватая тяжелая до суглинка легкого, $\rho_d = 1,92 \text{ г/см}^3$, криотекстура массивная, влажность 11,6%, показатели засоленности несколько выше, $D_{\text{sal}} = 0,14\%$, содержание органического углерода $C_{\text{орг}} = 0,05\%$
5. 9,3-15,0 м. Песок серый, мелкозернистый до супеси крупной тяжелой серой, переслаивание рыжей крупной тяжелой супеси, мелкозернистого серого песка и суглинка легкого черного с 12,0 до 13,7 м. Криотекстура массивная, $\rho_d = 1,53-1,59 \text{ г/см}^3$, влажность увеличивается к основанию слоя от 21,4 до 24,8 %, небольшое падение влажности до 17,8% отмечается в горизонте переслаивания. $D_{\text{sal}} = 0,05-0,07 \%$, содержание органического углерода $C_{\text{орг}} = 0,03-0,04\%$, несколько выше в горизонте переслаивания, достигая 0,1%

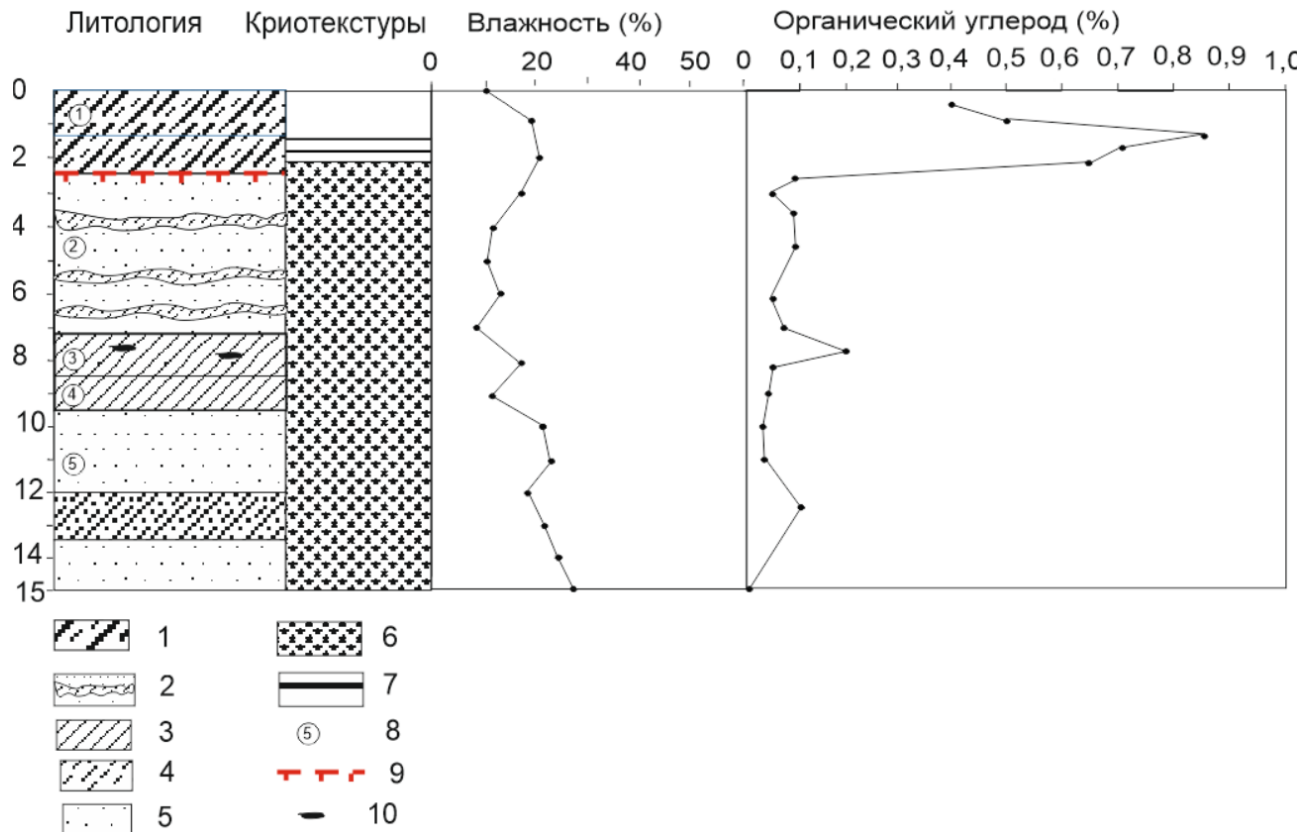


Рис. 4.2. Колонка скважины аласа Нелегер (N 62°18.930' E 129°30.285) от 21.07.21 по материалам бурения и лабораторных анализов. Условные обозначения: Литология: 1 – пылеватая супесь с прослоями суглинка, 2 – мелкосреднезернистый песок с прослоями пылеватой супеси 3 – супесь пылеватая до суглинка 4 – переслаивание суглинка, песка и супеси, 5 – песок мелкозернистый. Криотекстуры: 6 – массивная, 7 – тонкошлировая. Остальные обозначения: 8 – номер слоя согласно описанию колонки, 9 – граница СТС, 10 – органические включения.

Скважина 2. Ледовый комплекс (N 62°18.930' E 129°30.285):

- 0–1,3 м. Сезонно-талый слой (фактическое оттаивание на 22.07.21 составило 1,1 м). Пылеватая супесь тяжелая светло-коричневая, $\rho_d = 1,56-1,67 \text{ г/см}^3$, влажность увеличивается от 14,4% до 20,1% основанию слоя. Для этого горизонта характерны самые высокие показатели засоленности, 0,22-0,26%. Содержание органического углерода 0,29%.
- 1,3 – 1,7 м. Промежуточный слой. Переслаивание тяжелой пылеватой супеси светло-коричневой с мелкозернистым бежевым песком, в мерзлой части слоя тонкошлировая криотекстура для супеси и массивная для песка, с 1,6 м песок пылеватый, серый, $\rho_d = 1,70-1,81 \text{ г/см}^3$, влажность увеличивается к основанию слоя от 20,3 до 28 %, засоленность 0,15%. Содержание органического углерода 0,33%.
- 1,7–5,3 м. Вмещающие отложения ледового комплекса. Скважиной вскрыта левая верхняя часть (плечо) ледяной жилы в интервале 3,0-3,9 м. Вмещающие отложения представлены

сильнольдистым серым пылеватым песком влажностью от 38,4 до 50,2%, $\rho_d = 1,51-1,57$ г/см³. Содержание органического углерода от 0,35 до 0,41%.

4. 5,3-8,5 м. Пылеватая супесь от темно-серой до темно-коричневой. Криотекстуры в интервале 5,8-7,1 м — среднешлировая, 7,1-7,6 м — сетчатая, тонкошлировая, 7,6-8,5 м — массивная. Содержание органического углерода от 0,08 до 0,17%, увеличивается к основанию слоя.
5. 8,5–10,3 м. Суглинок пылеватый легкий и средний, от темно-коричневого до сине-серого, криотекстура мелкошлировая, с 9,4 м плетенчатая, $\rho_d = 1,60-1,66$ г/см³, влажность от 18,4 до 21,1%, засоленность составляет 0,05%, содержание органического углерода от 0,1 до 0,15%.
6. 10,3–13,8 м. Переслаивание суглинка пылеватого легкого, серо-темно-зеленого, пылеватого песка зелено-серого и супеси пылевой легкой коричневого цвета, массивной криотекстуры, $\rho_d = 1,42-1,56$ г/см³, влажность от 14,7 до 18,1 %, засоленность 0,05%, содержание органического углерода от 0,07 до 0,08 %.
7. 13,8–15,0 м. Песок мелкозернистый до пылеватого, зелено-серый до зелено-коричневого, массивной криотекстуры, $\rho_d = 1,43-1,53$ г/см³, влажность от 28 до 33%, содержание органического углерода от 0,09 до 0,12%.

Вопреки распространенному представлению о высоком содержании органического углерода в ЛК (см Главу 1.1.), для горизонта ЛК Нелегера $C_{орг}$ составляет от 0,35 до 0,41%. Такие низкие значения для ЛК автором встречены только в литературе по результатам бурения ЛК Юкэчи, где вмещающие отложения подземных льдов также представлены супесчано-песчаными отложениями с низким содержанием органики, содержание органического углерода там составляет в основном 0,1-0,5 %.

Стоит отметить, что сероцветные мелкозернистые до пылеватых, пески, вскрытые на глубине 13,8 м в скважине над ледовым комплексом, а также на 9,3 м на участке аласа, по описаниям опорного разреза «Кангаласский мыс-3», могут относиться к нескольким свитам неогенового возраста, либо неоген-четвертичным переходным свитам.

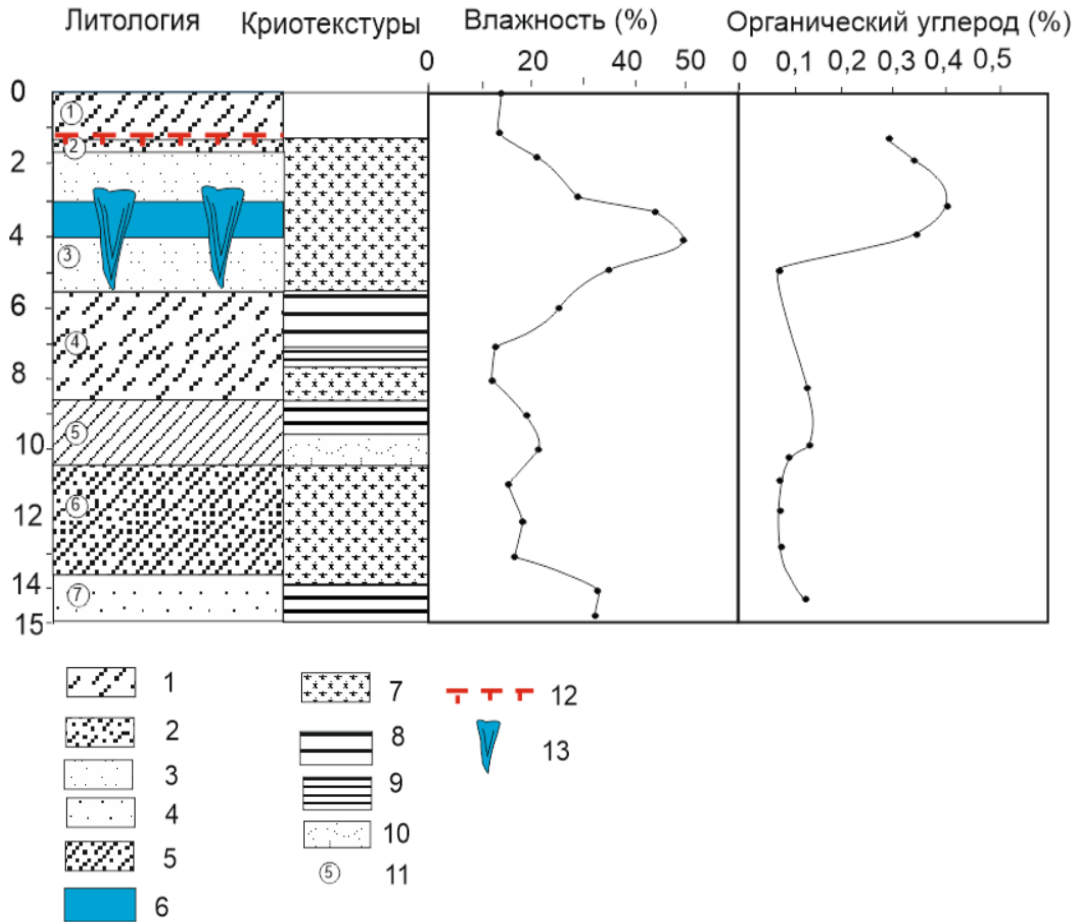


Рис. 4.3. Колонка скважины ледового комплекса урочища Нелегер (N 62°18.930' E 129°30.285') от 22.07.21 по материалам бурения и лабораторных анализов. Условные обозначения: Литология: 1– пылеватая супесь, 2 – переслаивание пылевой супеси с мелкозернистым песком, 3 – песок мелкозернистый до пылеватого, 4–песок пылеватый, 5 –переслаивание пылеватого суглинка, пылеватого песка и пылевой супеси, 6 – лед. Криотекстуры:7 – массивная, 8 – среднешлировая, 9 – тонкошлировая, 10 – плетенчатая. Остальные обозначения: 11 -номер слоя согласно описанию колонки, 12 – граница СТС, 13 – ПЖЛ.

4.2. Мерзлые породы правобережья Лены (оз. Сырдах)

Район аласа Сырдах расположен на правом берегу Лены в ее среднем течении на тунгюлюнской террасе (V) Лено-Амгинского междуречья. Алас имеет вытянутую форму, его длина составляет 2 км, а ширина 1 км, высота борта аласа 30 м. Предыдущими исследованиям (Босиков, 1985) на берегу оз. Сырдах подземные льды вскрыты четырьмя скважинами на глубине 2,2 – 16,6 м. Многочисленные скважины, пробуренные на межаласье, вскрыли мощные повторно-жильные льды, нижние концы которых, как правило, на несколько метров ниже дна озера. Глубина залегания льда в прилегающем межаласье достигает 45 и 34 м в аласах Онер и

Сырдах, соответственно. В ходе экспедиции было исследовано обнажение ($62^{\circ}32.638'N$ $130^{\circ}57.915'E$) в термоэрозионном овраге глубиной 6 м, шириной 10–15 м (рис. 4.4). Рассматриваемые породы ледового комплекса имеют возраст 13 700–19 600 л.н. (датировки ИМ-360 (Костюкевич и др, 1978) и ИМ-433 (Костюкевич и др., 1980) для оз. Сырдах и оз. Енер соответственно). По органике, отобранной из плейстоценовой жилы в обнажении на оз. Сырдах с помощью AMS получена датировка 21710 ± 680 л.н. (KIA-26367) с глубины 2 м (Popp, 2006). Органика из расположенных недалеко ледяных жил на оз. Улахан Сырдах датирована в $13\,110 \pm 680$ л.н. на краю жилы и 3755 ± 30 л.н. в центре жилы (KIA- 26364), здесь, вероятно, имеет место как минимум два более поздних эпизода развития жилы. Эти похолодания соответствуют соответственно позднему дриасу и суббореальному этапу голоцена, сигналы которых широко представлены в опубликованных региональных палеоклиматических данных (Fradkina et al., 2005; Katamura et al., 2006; Nazarova et al., 2013). Достаточно полная открытая база данных по имеющимся радиоуглеродным датировкам Центральной Якутии представлена в (Тапанаев, 2021). Изучение разреза межжаласья, отбор образцов, в том числе для газового и микробного состава здесь проводилось автором в 2017 г.



Рис. 4.4. Термоэрозионный овраг, выходы подземного льда в районе оз. Сырдах, 2017 г.

Ниже представлено описание видимой части обнажения, здесь отчетливо выделяются два слоя:

1) Верхний слой 0 – 2,7 м представлен переслаиванием супеси и суглинка. СТС, вскрытый на момент работ, составляет 1,2 м и обогащен включениями плохоразложившейся органики в виде войлока сизого цвета. Влажность 25–29%, содержание органического углерода 2,0 %. Ниже СТС залегает промежуточный слой, содержащий практически то же количество органического

углерода 2,1–2,2 %, хотя и оторфованный местами. Криотекстура массивная, у подошвы слоя появляются ледяные шпирсы. Из этого слоя автором получена датировка 10 662 кал.л.н. (Приложение Б).

2) Слой в интервале 2,7–5,1 м представляет собой отложения ледового комплекса — ледяные жилы и вмещающие отложения. Ледяная жила имеет ярко выраженную вертикальную слоистость. Вмещающие отложения представлены суглинками, влажностью 46–65%, содержание органического углерода колеблется в диапазоне от 1,2 до 2,1 %

Литонологическая колонка с соответствующими данными по составу отложений, приведена на рис. 4.5.

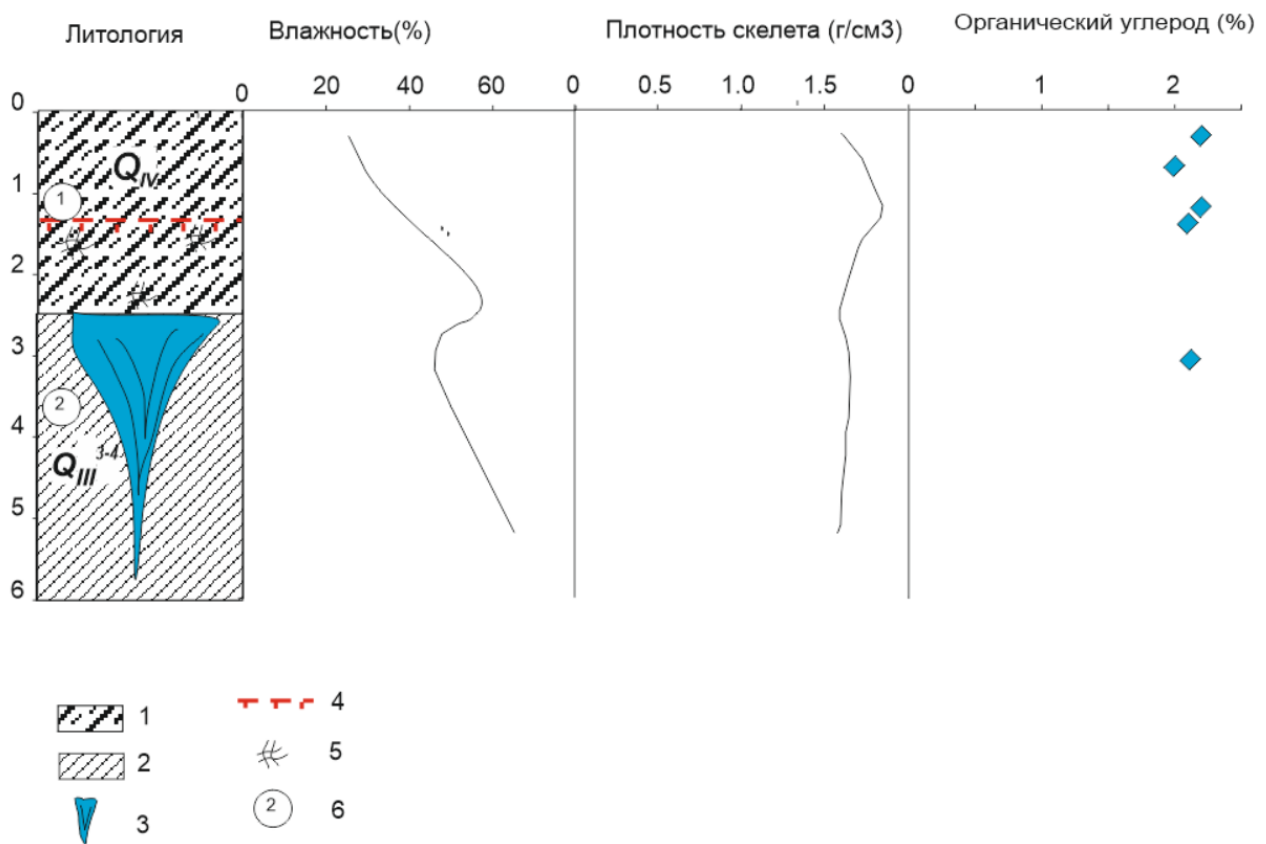


Рис. 4.5. Характеристики обнажения Ледового Комплекса района оз. Сырдах. Условные обозначения: 1 – переслаивание супеси и суглинка пылеватых, 2 – пылеватый суглинок, 3 – ПЖЛ, 4 – граница СТС, 5 – оторфованность, 6 – номер слоя согласно описанию колонки.

Химический состав водной вытяжки отложений верхнего, покровного слоя (слой 1) обнажения оз. Сырдах — гидрокарбонатно-натриево-калиевый, нижнего слоя, вмещающих суглинков ледового комплекса — гидрокарбонатно-кальциевый, минерализация от 51 до 121 мг/100 г, со слабощелочной реакцией (рН 8,1–8,4). Жильный лед пресный (М=0,26 г/л) имеет слабощелочную реакцию, преимущественно гидрокарбонатно-натриевого состава. Преобладание натрия среди катионов нередко встречается во вмещающих отложениях тунгюлюнской террасы (Анисимова, Павлова, 2014).

Изотопный состав подземного льда

Схема отбора образцов для определения стабильных изотопов воды представлена в Главе 3 (рис. 3.2.), ниже на рис. 4.6. показаны профили отбора образцов непосредственно на обнажении. Результаты изотопных анализов представлены в (Васильчук и др., 2017; Васильчук и др., 2019; Cherbunina et al, 2021).

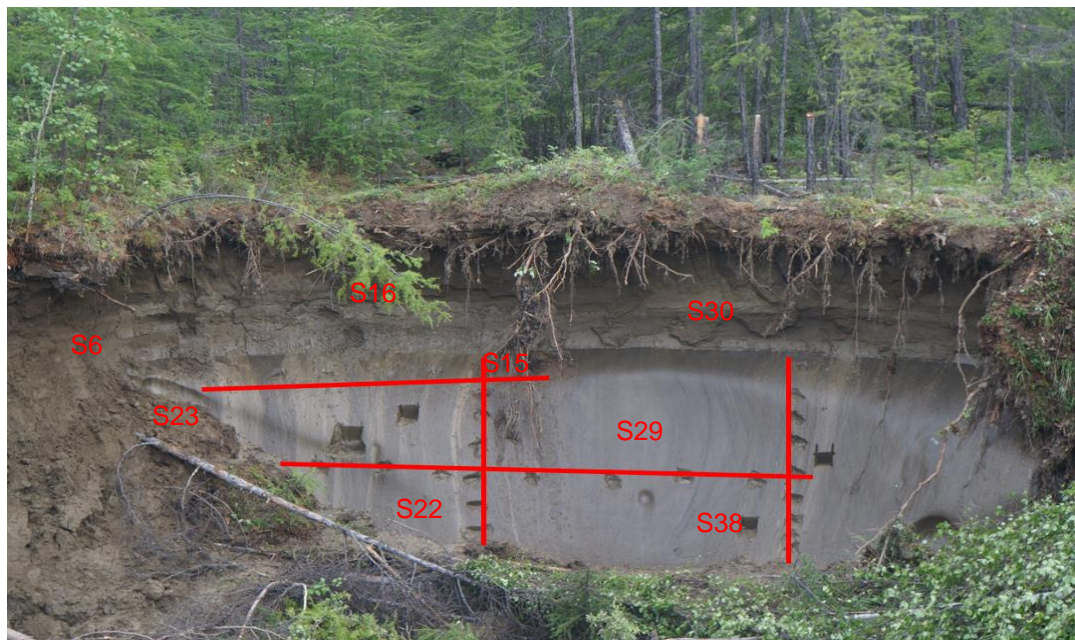


Рис. 4.6. Профили отбора образцов подземного льда на изотопный анализ обнажения термоэрозийного оврага в районе оз. Сырдах.

Изотопные вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по горизонтали составили от $-29,2$ до $-32,5$ ‰ (на глубине 0,5 м) и от $-30,5$ до $-31,5$ ‰ (на глубине 1,2 м). По вертикали величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменялись в узком диапазоне от -30 до $-31,8$ ‰, и -231 до -251 ‰ соответственно (Рис. 4.7) профиль S6-S39 рис. 3.5.) Соотношение $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во льду характеризуется низким коэффициентом, равным 6,3. Это, возможно, отражает сравнительно постоянное участие в формировании льда жилы вод, подвергавшихся испарению.

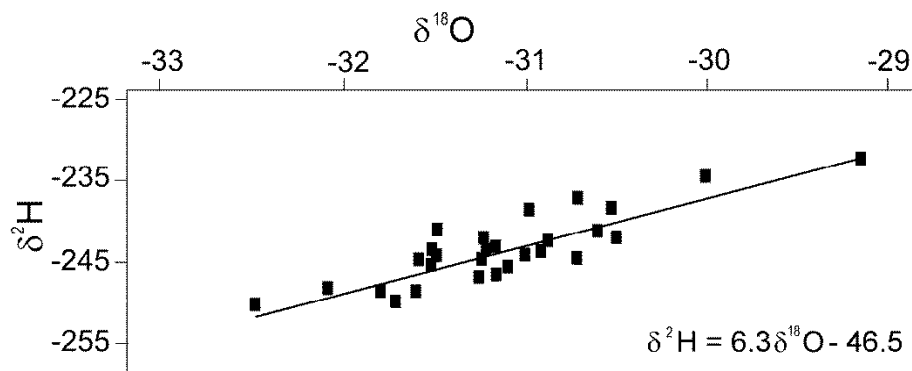


Рис. 4.7. Соотношение величин $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в позднеплейстоценовой ледяной жиле обнажения оз. Сырдах.

4.3. Мерзлые породы правобережья Лены (урочище Юкэчи)

Район аласа Юкэчи ($61^{\circ}35' \text{ N}$, $130^{\circ}40' \text{ E}$) расположен в 50 км на восток от г. Якутск, на правом берегу р. Лена, на абалахской террасе. Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, начиная с 1992 г., проводит здесь наблюдения за динамикой термокарстовых процессов, которые показали, что на термокарстовых понижениях за эти годы средние темпы просадок поверхности составили 5–10 см в год, а когда понижения обводнялись, темпы просадок достигли 13–18 см в год. Район характеризуется широким развитием термокарстовых форм рельефа. Мощность ПЖЛ достигает 23–24 м (Босиков, 1998). Ширина жил в верхней части варьирует от 1–1,5 до 2,5–3 м, при этом ширина блоков между жилами менее 5–6 м (Fedorov, Konstantinov, 2003). Температура пород на глубине 10–15 м в коренном лиственничном лесу составляет минус 3 °С, на разнотравно-злаковом лугу минус 2 °С. Глубина сезонного протаивания в этих ландшафтах составляет 1,3 и 2,0 м соответственно (Федоров, 2020). Автором для этого региона не проводились полевые исследования, здесь были обработаны полевые и лабораторные материалы, предоставленные А.В. Брушковым, а также литературные источники. Согласно предоставленным данным А.В. Брушкова, в ходе полевых работ, проведенных ранее в 2002 г., кровля льда вскрыта на глубине от 1,8 до 4,1 м. Вмещающие отложения подземных льдов здесь представлены супесчано-песчаными отложениями с низким содержанием органического углерода, большая часть значений попадает в диапазон 0,1–0,5 % (Windirsch, et al, 2020).

Возраст отложений ледового комплекса зоны сочленения тюнгюлюнской террасы с абалахской от 13700 ± 530 до 22300 ± 1200 лет (Катасонов, Иванов, 1979). Недавние датировки отложений Юкэчи 49 232–21890 кал.л.н (Windirsch et al, 2020) подтверждают полученные ранее датировки абалахской террасы, которые могут быть отнесены к МИС-3 (60–24 тыс. лет назад по (Катасонов и др, 1979)). Датировки аласных отложений Юкэчи предполагают начало образования аласа в МИС-2, в диапазоне 15300–27800 кал.л.н. (Windirsch et al., 2020). Таким образом, если накопление абалахской террасы продолжалось на протяжении МИС-3–МИС-2 (60–12 тыс. л. н.), то тюнгюлюнская терраса имеет более молодой возраст и может быть целиком отнесена к МИС-2 (24–14 тыс. л. н.).

4.4. Мерзлые породы долины Алдана (Мамонтова гора)

Урочище Мамонтова Гора располагается в 310 км от устья реки Алдан. Оно представляет собой фрагмент левого берега р. Алдан протяженностью около 12 км, в пределах которого расположено несколько надпойменных террас. Начинается урочище с высокого уровня, которым является обнажение Мамонтова Гора. С нижней по течению Алдана стороны этот уровень ограничен долиной руч. Ана-Аппа, за которой на протяжении 5–5,5 км протягивается V

надпойменная терраса (рис. 4.8). Ещё ниже в пределах урочища располагаются низкие террасовые и пойменные уровни. По правому берегу располагается обширная аллювиальная равнина — поверхность низких террас реки, постепенно переходящая в долину р.Хадынги.

Разные исследователи выделяют здесь разное количество террас. Абсолютная высота

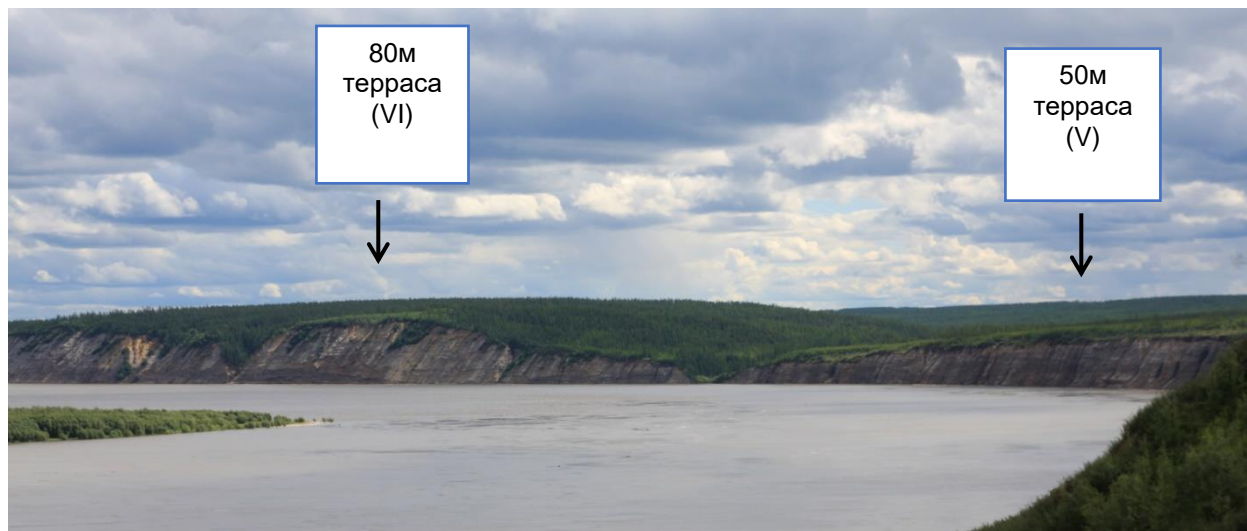


Рис. 4.8. V и VI надпойменные террасы р.Алдан.

поверхности в районе Мамонтовой горы изменяется от 90 м (урез реки) до 200 м (в нескольких километрах по левобережью). Непосредственно над Алданом обрывы Мамонтовой горы возвышаются на 60–80 м. Склоны, сложенные преимущественно песчаными отложениями, постоянно осыпаются, образуя слабосортированные массы – осыпи.

Разрез Мамонтова Гора в Центральной Якутии является опорным для стратиграфии неоген-четвертичного времени Восточной Сибири, его изучение началось еще со времени его открытия в 1912 г. Этот разрез подробно изучался с точки зрения гранулометрического и минералогического состава, остатков фауны, было проведено комплексное изучение отложений сопряженным палеогеографическим методом (Разрез новейших отложений..., 1973), в ходе которого выделены общие черты развития природы этого района и Центральной Якутии в неогене и плейстоцене.

В течение неогена район Мамонтовой горы испытывал продолжительное тектоническое прогибание, компенсированное осадконакоплением. Накапливалась монотонная песчаная толща, для которой характерны высокая дисперсность осадка, небольшой коэффициент сортировки, малые углы наклона (18–20°), слабая окатанность гальки и т.д. В неогене территория была максимально залесена. Климатические условия этого времени – среднегодовые температуры воздуха около плюс 12 °С, количество осадков за год – до 1500 мм. После длительного этапа тектонического прогибания и аккумуляции мощных песчаных толщ, в неогене наступил период тектонической стабилизации и, возможно, поднятия и размыва (Разрез новейших

отложений..., 1973). Наблюдается резкий переход монотонной толщи косослоистых песков в галечный горизонт, который лежит на песках с разрывом и угловым несогласием (рис. 4.9).

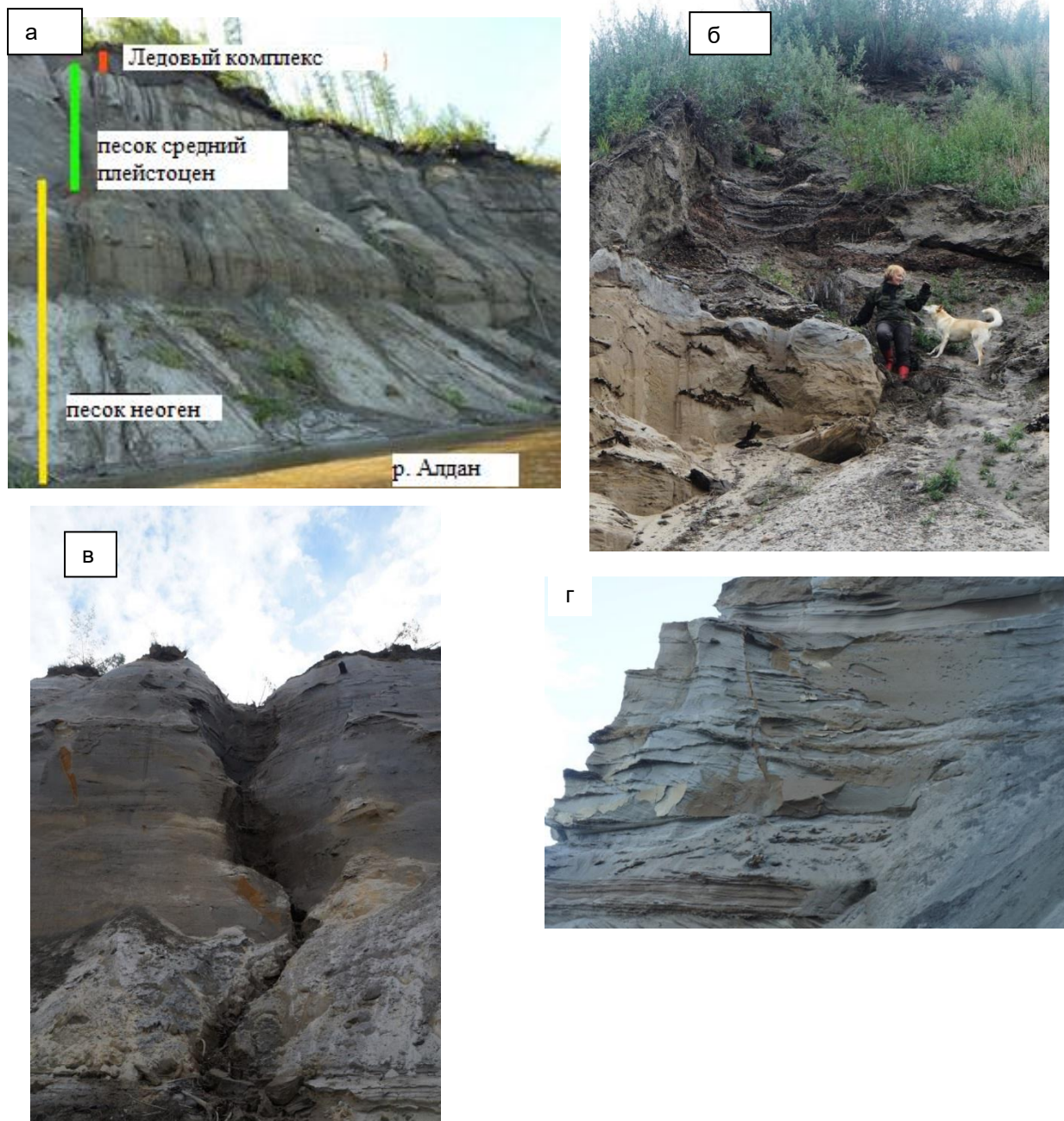


Рис. 4.9. а – обнажение 50-метровой террасы, вид с реки (из Zhang et al., 2013); б – галечный горизонт, перекрывающий монотонную толщу косослоистых песков (неогеновую); в – формирующиеся конуса выноса у подножия неоген-среднеплейстоценовой толщи вследствие протаивания вышележащего ЛК; г – фрагмент слоистой толщи песков (неогеновых).

Пески 80-метровой (VI) террасы не содержат никаких криогенных образований, одни исследователи их считают дочетвертичными (Баранова и Биске, 1964), другие выделяют 3 горизонта: нижний миоценовый горизонт, средний переходный и верхний нижнечетвертичный (Равский, 1960). В основании 50-метровой террасы цоколь представляет из себя те же миоцен-плиоценовые пески. Палеоботанические данные по флоре Мамонтовой горы указывают на ее формирование в среднем миоцене (Никитин, 2007; Фрадкина, 1983). Соответствующие реконструкции для этого периода показывают распространение умеренно-теплолюбивой флоры, которой соответствует климат с короткими мягкими зимами, температурами зимой воздуха не ниже минус 20 °С и среднегодовым количеством осадков около 1000 мм (Баранова и др., 1976). В дальнейшем, в позднем плиоцене климат уже становится умеренным со среднегодовой температурой воздуха до плюс 3°С. В этот период, скорее всего, вечная мерзлота еще отсутствовала, был достаточно влажный климат, но зимы становились холоднее (Fradkina et al, 2005; Лазарев, 2005). По (Бакулина, Спектор, 2000) похолодание и промерзание отложений началось здесь в конце плиоцена. По данным палеоклиматических реконструкций региона температуры воздуха в плейстоцене составляли от минус 12 до минус 32 °С зимой и от плюс 12 до плюс 16 °С летом (Бакулина, Спектор, 2000).

На неогеновом цоколе 50-метровой террасы Мамонтовой горы залегает русловая фация песков с галечниками, которая несет следы сингенетического морозобойного растрескивания (Геокриология СССР, 1989) в виде земляных жил отгибания (Катасонов, Иванов, 1973), также жильный лед в верхней части этих песков, непосредственно под отложениями вышележащей термокарстовой котловины, описан в (Марков, 1973). Эти пески включают в себя маломощные горизонты отложений, связанных с заболачиванием, в виде заторфованных суглинков, к которым относятся термолюминесцентные датировки возрастом $300\ 000 \pm 5700$ лет (рис.4.10) (Катасонов, Иванов 1973). Выше по разрезу залегают озерные супесчано-суглинистые отложения, предположительно среднего плейстоцена согласно имеющейся термолюминесцентной датировке в 176000 ± 2000 лет. Согласно (Разрез новейших отложений..., 1973) в пределах среднего плейстоцена выделяются 2 эпохи — потепления и похолодания. Потепление привело к частичному протаиванию многолетней мерзлоты и появлению процессов термокарста. Ледяные жилы в раннеплейстоценовых отложениях уменьшились, но полностью не вытаяли, среднегодовые температуры воздуха составили минус 8°С, а количество осадков 300-500мм. Вторая половина - конец среднего плейстоцена ознаменовался похолоданием и увеличением сухости климата. Уменьшение атмосферных осадков до 100-200 мм и снижение среднегодовых температур воздуха до минус 15°С. Конец среднего плейстоцена (МИС-6, 170-130 тыс. л.н.) характеризуется холодным и суровым климатом (Chlachula, 2003; Марков, 1973). Значительным похолоданием ознаменовался период зырянско-каргинского криохрона (МИС4 – МИС2), с

которым связано формирование отложений ледовых комплексов, широко распространенных на территории Центральной Якутии. На 50-метровой террасе эти отложения венчают разрез, находясь как бы во вкладках озерных отложений, достигая мощности в 10 метров. Согласно (Разрез новейших отложений..., 1973), во время периодов потепления в позднем плейстоцене, когда наблюдалось некоторое смягчение климатических условий, вероятно, происходило частичное протаивание среднеплейстоценовых отложений, среднегодовая температура воздуха была около минус 10 °С, среднегодовое количество осадков 300-400 мм. В периоды похолоданий нарастала континентальность климата, и среднегодовые температуры воздуха опускались до минус 16 °С, количество осадков уменьшалось до 100-200 мм.

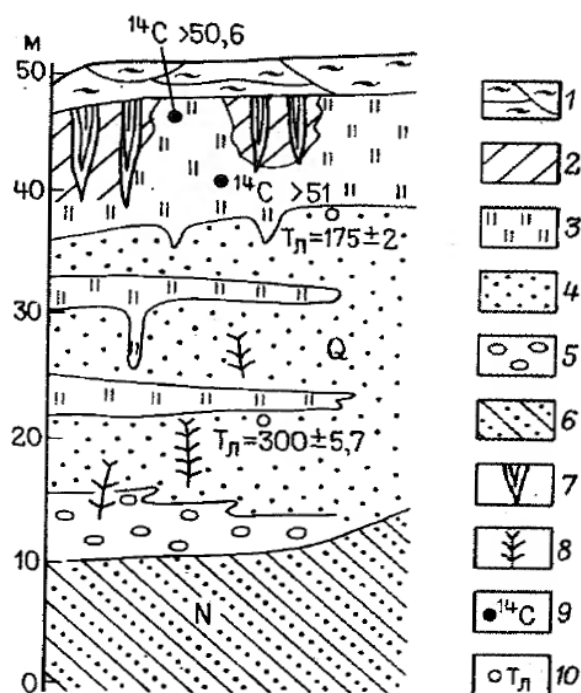


Рис. 4.10. Криолитологический разрез Мамонтовой горы по Катасонову (1973). 1 – покровные лессовидные породы с пологоволнистой криогенной слоистостью; 2 – лессовидные, зиланенные и опесчаненные породы с вогнутой криогенной слоистостью; 3 – водные осадки с косыми криогенными текстурами; 4 – пески разнозернистые; 5 – галечники; 6 – пески неогеновые; 7 – ледяные жилы; 8 – земляные жилы заполнения и отгибания; 9 – место взятия образцов для определения радиоуглеродного возраста (тыс. лет); 10 – термолюминисцентные датировки (тыс. лет).

Несмотря на хорошую изученность и обилие датировок, нельзя сказать, что есть полная определенность с возрастом ледового комплекса Мамонтовой горы. Так, возраст вмещающих жилы отложений определяется каргинским временем (МИС-3): датировки 46700 ± 1500 л.н. и 34020 ± 1500 л.н. (на глубинах 2,0-8,8 м) (Pewe', Jougnaux, 1983), датировка отложений рядом с головой жилы 41230 л.н. (Popp, 2006), за исключением датировки с 5,5 м в $26\ 100$ л.н., которую ранее (Разрез новейших отложений..., 1973) сочли переотложенной. В то же время для жильных

льдов по рассеянной органике получен ряд датировок из диапазона 13–19 т.л.н. (Vasilchuk et al, 2004), и на основании сопоставлении с вышеуказанными датировками было выдвинуто предположение об их эпигенетическом формировании. В работе (Porr, 2006) отмечены интервалы, когда климатические условия были особенно холодными и сухими - около 41, 21, и 13 тыс. л н.

Поверхность V надпойменной террасы осложнена термоцирками глубиной до 15-20 м и диаметром более 200 м, которые образуются в результате протаивания ледового комплекса. В одном из термоцирков (N62°58.975' E133°57.112') в ходе полевых исследований обнаружено два яруса жил, которые ранее были подробно описаны Кузнецовым (1976). Общая видимая мощность отложений с повторно-жильными льдами достигает 8-10 м. Нижний горизонт представлен сильнольдистыми суглинками, вмещающими широкие ледяные жилы, их видимая вертикальная мощность около 5 метров, ширина достигает 3 метров, ширина грунтовых блоков между жилами составляет 6-10 м. Лед содержит большое количество суглинистых частиц, включений пузырьков льда. Верхний горизонт представлен ледяными жилами более тонкими и менее мощными, их длина меньше 3 метров, ширина до 1 м в верхней части жилы, вмещающие суглинки содержат значительные включения органики (растительные остатки), лед молочно-белый, с большим включением пузырьков. Ледяные жилы верхнего яруса пересекают жилы нижнего. Ледовый комплекс перекрыт покровными суглинками. Ниже представлен схематический разрез, представляющий из себя поперечный профиль через р. Алдан, пересекающий 50 м террасу (V), и пойму правого берега реки. (рис. 4.11 а).

Фрагмент термоцирка с двухъярусным строением подземных льдов показан на рис. 4.11 б. На пойме правого берега обнажаются тонкие жилы льда голоценового возраста, беломолочного цвета, высотой до 2 м (рис. 4.11 в).

Послойное описание обнажения 50-метровой (V) террасы сверху вниз, представлено ниже:

1. 0-1,5 м. Суглинок легкий пылеватый до среднего пылеватого с большим количеством корней, растительными остатками, талый, темно-серый. Мощность слоя сезонного оттаивания на момент исследования составляла 0,9 м (25.07.2017). Влажность составляет от 27 до 31%, увеличиваясь к подошве слоя. Находящийся под ним, так называемый «переходный», «защитный» слой характеризуется более высокими значениями влажности, до 60 % (Конищев, 2009; Shur et al., 2005). Наблюдается отличие в содержании органического углерода между слоями – для слоя СТС значения от 1,4 до 2,0 %, а для защитного слоя от 2,2 до 3,5 %.
2. 1,5-3,7 м. Верхний горизонт ледяных жил и вмещающих отложений. Лед молочно-темный, косой слоистости, содержание частиц породы во льду составляет 1,1–1,3 % от объема, вмещающие отложения представлены темно-серыми тяжелыми пылеватыми суглинками,

частично оторфованными, влажностью 47–48 %, криогенная текстура – толстошлировая и содержание органического углерода составляет 4,1–4,2 %, в оторфованных прослоях влажность 129–160 % и содержание органического углерода повышается до 6,6–6,8 %. В минеральной части жилы содержание органического углерода составляет 3,7–4,2 % от массы высушенных минеральных частиц. Из оторфованного суглинка этого слоя автором получена датировка 43 268 кал.л.н (Приложение Б).

3. 3,7–15,7 м. Нижний горизонт ледового комплекса представлен мощными ледяными жилами шириной 2–3 метра, с вмещающими их пылеватыми суглинками и супесями серого цвета, расстояния между блоками жил достигают 6–10 м. На контакте с ледяными жилами концы поясков изгибаются вверх. Влажность изменяется в диапазоне 49–66 %, содержание органического углерода 2,1–4,2 %. Минеральные включения ледяной жилы составляет 1,9–2,4 %, что выше, чем в предыдущем горизонте, а содержание органического углерода ниже, составляя 2,1–3,2 %, уменьшаясь к низу слоя.

4. 15,7–19,0 м. Тяжелый пылеватый, оторфованный, местами ожелезненный суглинок сизовато-серого цвета, в котором наблюдается интересный процесс при взаимодействии с воздухом, когда он покрывается пленкой 1–2 мм, похожей на биогенные маты. Криотекстура сетчатая, с размером ячеек 3–4 на 7–10 см. Влажность от 28,0 до 35,5 %, содержание органического углерода от 3,4 до 4,0%.

5. 19,0–38,67 м. Пески от мелко до крупнозернистых, в основном крупнозернистых, горизонтально- и косослоистых, светло-серых, содержащие железистые конкреции и включающих прослой темно-серых супесчано-суглинистых отложений. Влажность составляет 18–24 %. Криотекстура массивная в песках и горизонтально-слоистая в суглинках, толщина шлиров 1–3 мм, расстояние между шлирами 5–8 мм

6. 38,4–46,2 м. Хорошо окатанные гравийно-галечные отложения с прослоями крупнозернистых песков. Влажность составляет 18–20 %, содержание органического углерода 0,9–1,4 %.

7. 46,2–61,0 м. Пески желтовато-серого цвета, разной крупности, от мелкого до крупного, с остатками древесины, галькой, с ожелезненными прослоями, криотекстура массивная. Влажность составляет 19–32 %, содержание органического углерода от 0,7 % в основной массе до 4,3 % в визуально определяемых органических прослоях. Существуют сведения о нахождении псевдоморфоз в этих отложениях (Разрез новейших отложений..., 1973).

Литологическая колонка обнажения 50-метровой (V) террасы соответствующими данными по составу отложений, приведена на рис. 4.12.

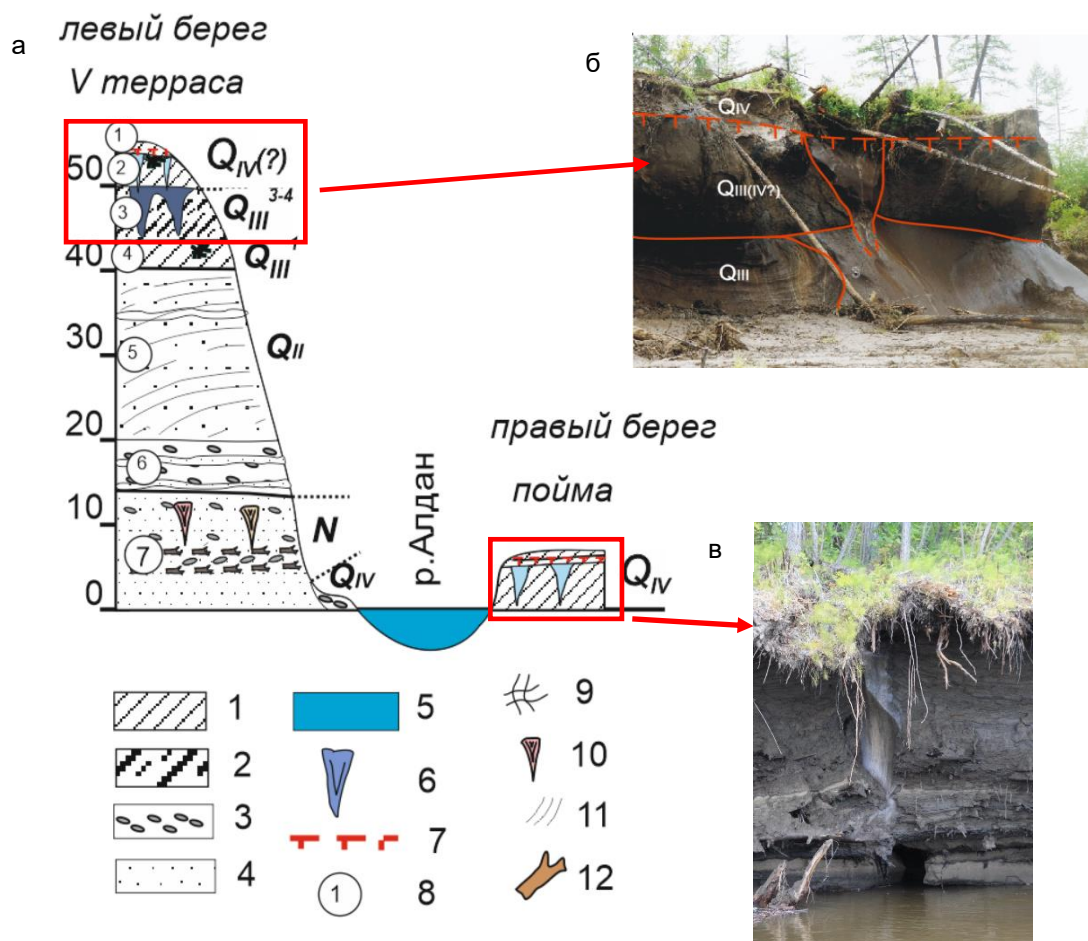


Рис. 4.11. Поперечный разрез через р. Алдан, вскрывающий отложения V террасы на левом берегу и поймы на правом. Условные обозначения: а) 1 – суглинки пылеватые, 2 – переслаивание суглинков и супесей, 3 – галечники с прослоями песков крупных, разнозернистых, 4 – песок, 5 – вода, 6 – ПЖЛ, 7 – граница СТС, 8 – номер слоя согласно описанию колонки, 9 – оторфованность, 10 – псевдоморфозы (согласно литературным данным), 11 – литологическая слоистость, 12 – остатки древесины. Врезки: б) Термоцирк с обнажающими двумя ярусами подземного льда; в) жилы льда поймы правого берега голоценового возраста (Q_{IV}).

Высокая VI терраса изучалась автором менее подробно, здесь были исследованы только песчаные отложения, которые представляли собой достаточно однородную толщу разнозернистого песка -от мелко-среднезернистого до крупного (иногда встречена пылеватая разность) песка с остатками древесины, галькой, железистыми конкрециями. Влажность составляет 19-31 %, содержание органического углерода 0,9-3,5 %. По составу и свойствам этот слой соответствует 7 слою соседней V террасы (см выше). Существуют представления о том, что в верхних горизонтах терраса также перекрыта супесчано-суглинистыми отложениями (Разрез новейших отложений..., 1973), но автору не удалось обнаружить эти горизонты в ходе полевых исследований.

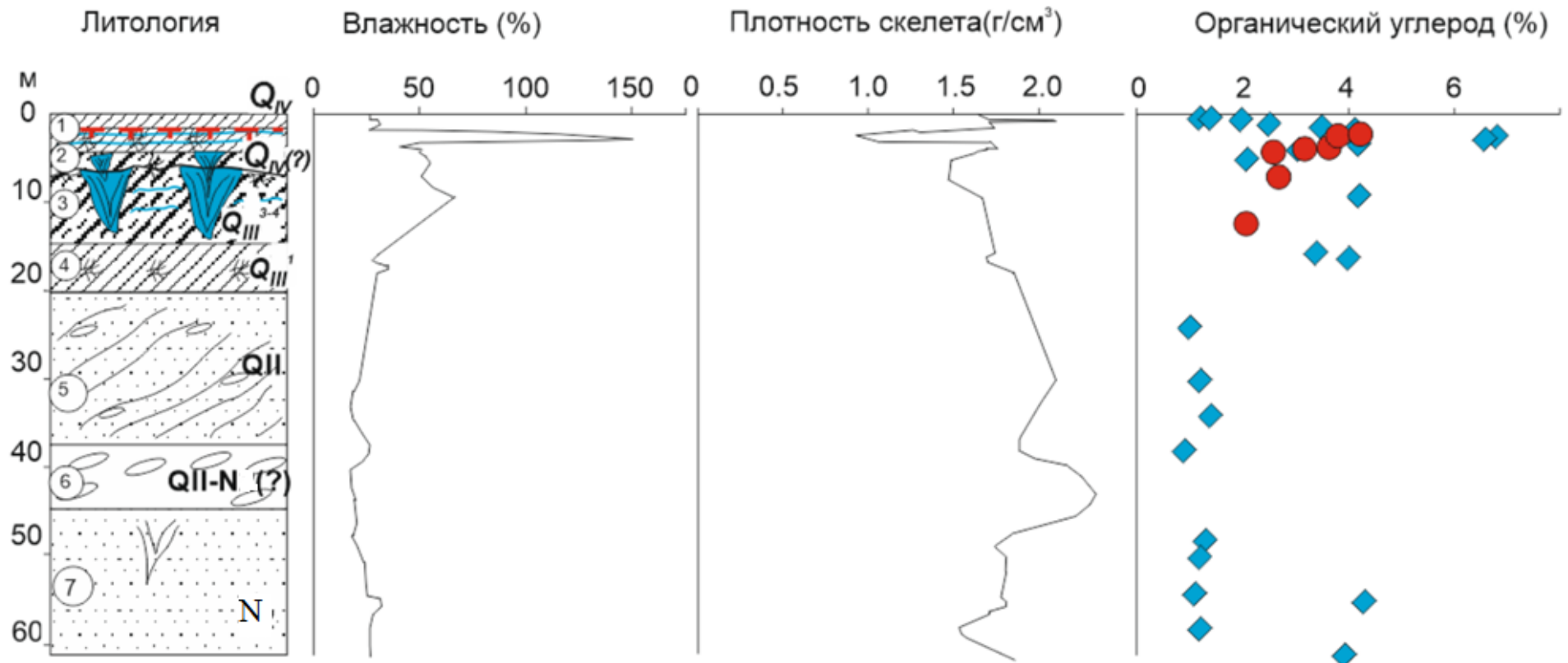


Рис. 4.12. Характеристики обнажения V террасы обнажения урочища Мамонтова гора. Условные обозначения:

а) 1 – суглинки пылеватые, 2 – переслаивание суглинков и супесей, 3 – галечники с прослоями песков крупных, разнозернистых, 4 – песок, 5 – ПЖЛ, 6 – граница СТС, 7 – номер слоя согласно описанию колонки, 8 – оторфованность, 9 – псевдоморфозы (согласно литературным данным), 10 – литологическая слоистость, 11 – содержание углерода в отложениях, 12 – содержание углерода в минеральной части ПЖЛ.

Химический состав отложений и подземных льдов

Определение химического состава выполнено в основном в образцах обнажения Мамонтова гора, где были опробованы отложения различных ярусов подземных льдов двух термоцирков V «50-ти метровой» надпойменной террасы р. Алдан. Также образцы были отобраны в массивах современной поймы р. Алдан противоположного берега.

Химический состав льдов и отложений обнажения Мамонтова гора изучался ранее (Кузнецов, 1976; Vasilchuk et al., 2004; Васильчук и др., 2016) как один из базовых генетических признаков и индикатор эволюции мерзлотных ландшафтов. По данным Ю.В. Кузнецова (1976), химический состав повторно-жильных льдов (ПЖЛ) может быть поставлен в соответствие их возрасту и положению в долине: минерализация ПЖЛ в отложениях четвертой ПНТ выше, чем в отложениях первой «6-9-метровой» или «голоценовой» террасы: от 230 до 640 мг/л и от 71 до 219 мг/л, соответственно.

По полученным данным, опробованные льды имеют значительную минерализацию, от 265 до 645 мг/л. Химический состав льда верхнего яруса ПЖЛ гидрокарбонатно-магниевый, гидрокарбонатно-кальциевый, нижнего яруса ПЖЛ – гидрокарбонатно-кальциевый или гидрокарбонатно-натриево-калиевый, современный лёд представлен единственным образцом с гидрокарбонатно-натриево-калиевым составом. ПЖЛ нижнего яруса неоднородны по химическому составу и, вероятно, также по генезису. Значения минерализации в целом соответствуют данным Ю.В. Кузнецова, по которым минерализация льда верхнего яруса, который он относит к сарганскому возрасту (МИС-2), составляет 230-640 мг/л, по химическому составу гидрокарбонатно-магниевый либо натриевый, а минерализация нижнего яруса, который он относит к зырянскому 320-520 мг/л, гидрокарбонатно-магневого состава, при этом Ю.В. Кузнецов считает верхний ярус льдов эпигенетическими, нижний сингенетическими. Ниже на рис. 4.13 и 4.14 представлены данные химического состава подземного льда урочища Мамонтова гора.

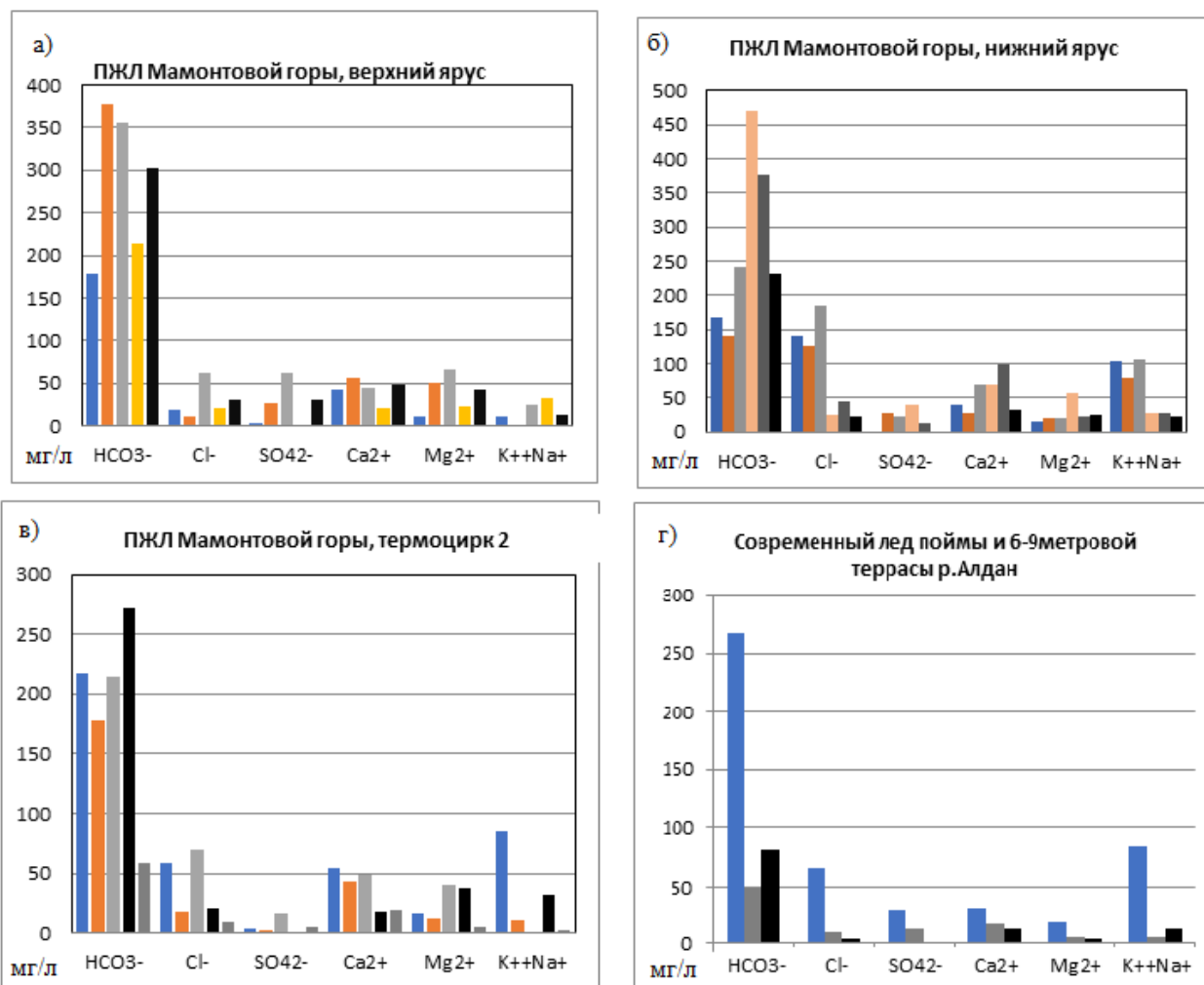


Рис. 4.13. Химический состав подземного льда урочища Мамонтова гора: а) подземный лед верхнего яруса V (50-метровой террасы) р. Алдан, б) подземный лед нижнего яруса V (50-метровой террасы) р. Алдан; в) подземный лед малого термоцирка V (50-метровой террасы) р. Алдан; г) современный лед поймы р. Алдан. Обозначения: Относительное содержание элементов по различным источникам. Цветом обозначено: черным– данные по (Кузнецов, 1976); серым по (Васильчук, 1990), остальные цвета-образцы из этой работы.

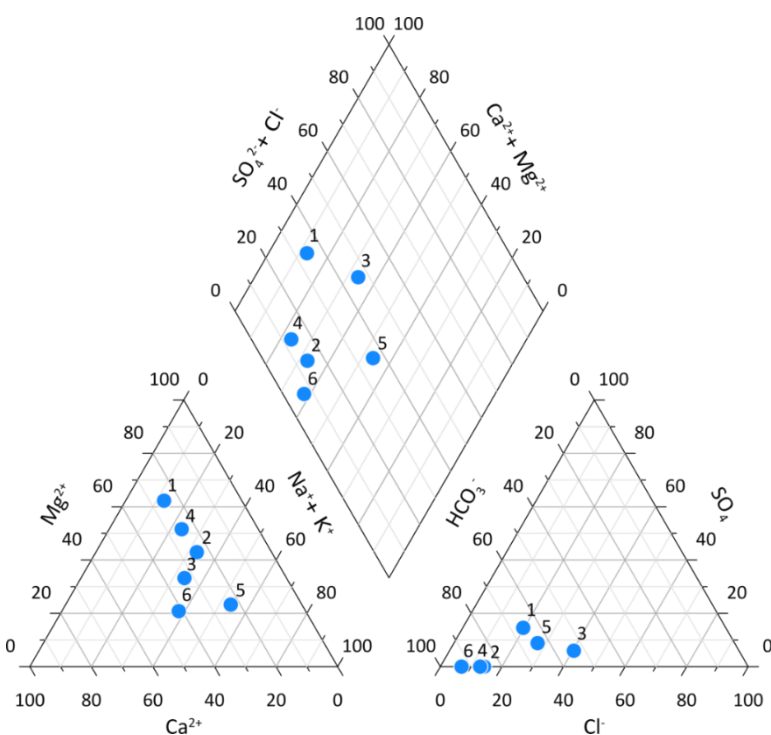


Рис. 4.14 Диаграмма Пайпера химического состава повторно-жильных льдов урочища Мамонтова гора по данным этой работы и Ю.В. Кузнецова (1976), %%-экв. 1 – ПЖЛ верхний ярус (по результатам данной работы), 2 – ПЖЛ верхний ярус (Кузнецов, 1976), 3 – ПЖЛ нижний ярус (по результатам данной работы), 4 – ПЖЛ нижний ярус (Кузнецов, 1976), 5 – современный лед поймы (по результатам данной работы), 6 – голоценовый лед 6-9-метровой террасы (Кузнецов, 1976). Рисунок из (Cherbunina et al., 2021).

Следовательно, логично предположить происхождение данных льдов из разного типа вод, в том числе поверхностных, грунтовых вод, а также различия в химическом составе объяснить различиями в механизмах формирования льдистой толщи либо разной степенью криогенной метаморфизации химического состава природных вод и льдов.

В процессе криогенной метаморфизации изменяется соотношение между основными ионами, в первую очередь – катионами, в частности – между Ca и Mg (Иванов, Власов, 1974), а также рост содержания натрия. Показательна группировка точек Na- и Cl-нормированных концентраций Ca и Mg, указывающая на значительную криогенную метаморфизацию современных пойменных льдов и части образцов нижнего яруса ПЖЛ.

ПЖЛ нижнего яруса неоднородны по химическому составу и, вероятно, также по генезису; некоторые их элементы сформировались из вод деятельного слоя или поверхностных вод, например, речных или озерных, другие элементы возможно при льдообразовании в условиях закрытой системы.

При этом минерализация повторно-жильных льдов, по данным Ю.К. Васильчука с соавторами (2016), в подробно изученной жиле ПЖЛ Мамонтовой горы весьма разнородна,

колеблется от 80 до 476 мг/л. Тот факт, что минерализация льда жил здесь лишь в 2–5 раз меньше, чем во вмещающих породах, говорит по мнению авторов, что наряду с талыми снеговыми водами в морозобойные трещины, вероятно, проникали почвенные растворы. На заболоченность полигонального массива и засоление по континентальному типу указывает довольно высокое содержание во льду фтора (17,7 мг/л). Возможно, в период накопления повторно-жильного льда происходило засоление почв на водосборной площади аласной депрессии (Васильчук и др., 2016). Химический состав льдов гидрокарбонатно-кальциевый, в интервале глубин от 7,0 до 7,8 м гидрокарбонатно-магниевый. При этом величина рН по разрезу меняется от 4,4 до 7,6, свидетельствуя, по мнению авторов, о чередовании классов водной миграции от слабощелочного до кислого глеевого. Изученную жилу Ю.К. Васильчук с соавторами относят к сингенетическим (с отсылкой к тому, что она начинала формироваться в озерных суглинках, эпигенетически, в тот период, когда озерная вода в значительной степени была преобразована испарением) а собственно массив ПЖЛ считают по происхождению старично-озерным, его химический состав – сформированным под влиянием континентального засоления, в то же время химический состав части жилы вероятно, обусловлен смешением талых снеговых и надмерзлотных почвенных растворов. Вариабельность величины рН по вертикали в толще жилы, а также высокие концентрации Fe, свыше 40 мг/л, и растворенного органического вещества, до 53 мг/л, могут свидетельствовать о значительном участии грунтовых вод, в первую очередь надмерзлотной верховодки, в формировании тела жилы.

Вмещающие отложения по химическому составу водной вытяжки относительно однородны, составляя от 90 до 390 мг/100 г сухого вещества в отложениях верхнего яруса, от 60 до 350 мг/100 г в отложениях нижнего яруса, от 100 до 180 мг/100 г – в голоценовых отложениях I террасы (Кузнецов, 1976). Состав водной вытяжки почти неизменно гидрокарбонатно-кальциевый, реже магниевый (в верхнем ярусе) или гидрокарбонатно-кальциево-натриевый (в нижнем ярусе). В озерных отложениях, подстилающих ледовый комплекс, содержание карбоната натрия выше, чем в укрывающих их лёссах, что Ю.В. Кузнецов (1976) считает признаком субаэрального накопления лёссовой толщи, но также может подтверждать существование промерзающего подозерного талика как источника высокого содержания натрия.

Изотопный состав подземных льдов

Были опробованы жилы нижнего яруса Мамонтовой горы, жилы верхнего яруса и современной жилы поймы правого берега р.Алдан. Результаты представлены в (Васильчук и др., 2017, 2019; Cherbunina et al, 2021). На рис. 4.18 показано соотношения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ из льдов нижнего яруса, верхнего яруса, жилы поймы Мамонтовой горы. Точки отбора показаны на

рис. 3.3 Главы 3 «Методика исследований», профили отбора представлены ниже, на рис. 4.15-4.17. Полученные значения представлены на рисунке 4.18.

Нижний ярус ЛК. В точке, расположенной непосредственно под жилой верхнего яруса (точка 2 рис. 4.15(а) соответствует профилю М9-М31 рис. 3.2.) значения изменяются от $-27,9$ до $-30,9$ ‰ (вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ вдоль вертикального профиля составили 3‰, вдоль горизонтального профиля не более 2‰). Вариации значений $\delta^2\text{H}$ составили около 20 ‰ по горизонтали – от -215 до -237 ‰ и 26 ‰ по вертикали – от -205 до -231 ‰. При этом отмечена явная тенденция повышения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной и в левой краевой части жилы.

В точке, расположенной на расстоянии 3 метров (точка 3 рис. 4.15 (б), соответствует профилю М32-М40 рис. 3.3) диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ около 5‰: от $-24,69$ до $-29,58$ ‰, изотопно более тяжелые значения приурочены к верхней части жилы. Также по вертикали зафиксировано снижение значений от -192 до -223 ‰ для $\delta^2\text{H}$. Ранее было показано, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных жилах этой террасы меняются от $-28,5$ до $-31,5$ ‰ (Popp, 2006), а также получены данные о более широком диапазоне вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ от $-25,9$ до $-29,2$ ‰ в верхней части жилы и от $-16,5$ до $-22,7$ ‰ в высокоминерализованном “хвосте” жилы (Vasil'chuk, 1998).

Результаты определений изотопного состава жил верхнего яруса обнажения демонстрируют меньшую неоднородность. Так, для первого профиля значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в диапазоне от $-24,4$ до $-29,6$ ‰, величины $\delta^2\text{H}$ от -192 , -227 ‰, для второго интервал более узкий от $-27,4$ до $-28,8$ ‰ для величин $\delta^{18}\text{O}$ и от -207 до -219 ‰ для значений $\delta^2\text{H}$. В некоторых образцах с более тяжелым изотопным составом, значения дейтериевого эксцесса (*d-excess*) ниже 3,0, что может говорить об участии в формировании жилы не только атмосферных осадков, но и вод из слоя СТС, а также смешанных поверхностных вод, подвергшихся значительному испарению.

В голоценовых (современных) ледяных жилах в обнажении высокой поймы на правом берегу р.Алдан (М63-М68 рис. 3.3.), вскрытой до 1,5 м, значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ заметно более тяжелые, по сравнению со значениями обоих ярусов льда V террасы р. Алдан: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-23,2$ до $-25,9$ ‰, утяжеление происходит сверху вниз, значения $\delta^2\text{H}$ от -178 до -196 ‰ (рис. 4.16)



Рис. 4.15. Профили отбора образцов подземного льда на изотопный анализ. Нижний ярус подземного льда обнажения V террасы Мамонтовой горы: а – точка 2; б – точка 3.



Рис. 4.16. Профили отбора образцов подземного льда на изотопный анализ. Верхний ярус подземного льда обнажения V террасы Мамонтовой горы: а – точка 5; б – точка 6.

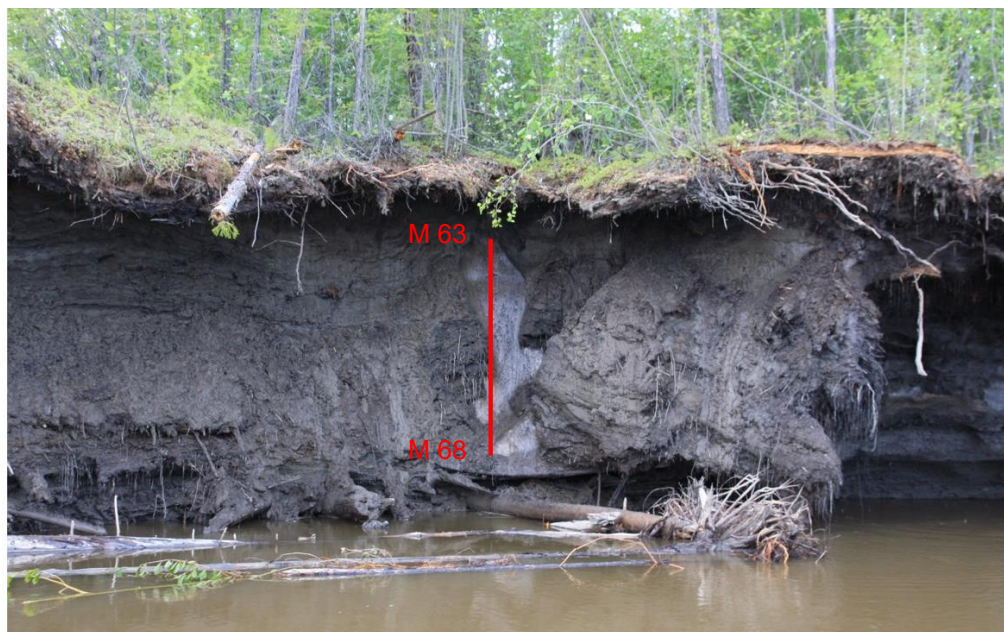


Рис. 4.17. Профиль отбора образцов подземного льда в обнажении высокой поймы на правом берегу р.Алдан.

Для сравнения, в современных жилках на пойме р.Алдан, значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-26,3$ до $-25,1$ ‰, а в жиле на пойме ниже сезонно-талого слоя значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-25,1$ до $-24,9$ ‰.

Известно, что что изотопный состав ледяных жил отражает преимущественно зимние условия накопления влаги, и является функцией температуры (Васильчук, 1992; Dereviagin et al., 2002; Meyer et al., 2015). Опубликованные результаты для жил возраста голоцена и плейстоцена показывают значительные различия в значениях изотопов кислорода и водорода, позволяющих относить их на этом основании к плейстоцену или голоцену - изотопный состав становится более легким по направлению от современных жил к позднему плейстоцену (Васильчук, 1990; Васильчук, 1992; Meyer et al., 2002; Wetterich et al., 2008; Meyer et al., 2010; Opel et al., 2011; Voereboom et al., 2013).

Полученные значения изотопного состава жил двух ярусов крайне неоднородны, можно отметить лишь значительное различие между изотопным составом современной (голоценовой) поймой левого берега р. Алдан и подземными льдами изучаемого обнажения V террасы, но между значениями самих подземных льдов обоих ярусов. Согласно (Буданцева, Васильчук, 2017; Рорр и др., 2006), позднеплейстоценовые жилы Центральной Якутии могут содержать фрагменты изотопно-обогащенного льда. Совместный анализ гидрохимических и изотопных данных позволил (Буданцева, Васильчук, 2017) выявить систему индикаторов формирования континентального засоления мерзлотных ландшафтов, к которым относятся аномально тяжелый изотопный состав, расположение значений изотопного состава на линии испарения, угол

наклона, которой ниже угла наклона ГЛМВ, и высокая засоленность повторно-жильных льдов и вмещающих их отложений и преобладание в составе солей континентального типа.

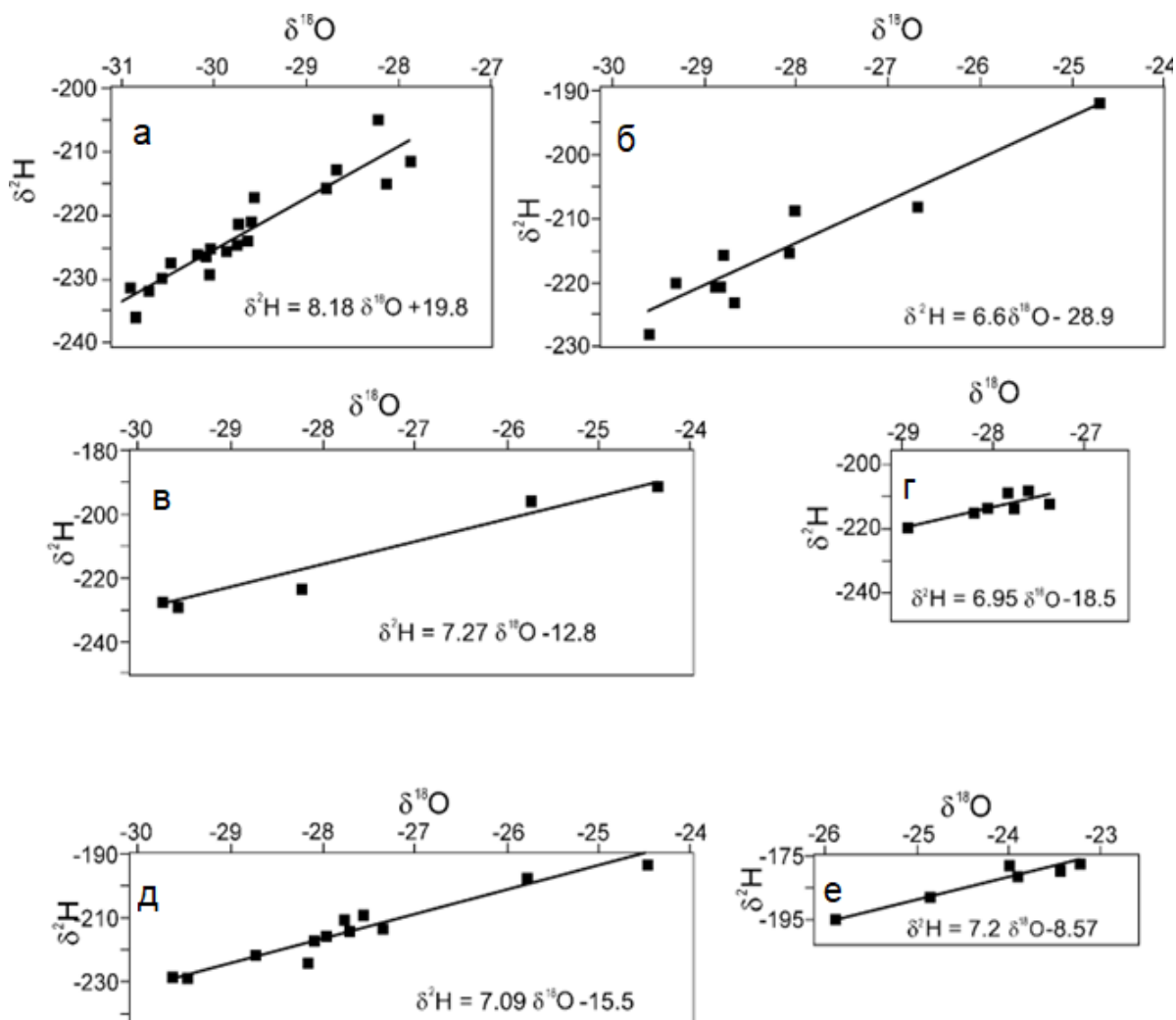


Рис. 4.18. Соотношение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в ледяных жилах обнажения V террасы правого берега р.Алдан и оз. Сырдах: а, б –подземный лед нижнего яруса Мамонтовой горы (поздний плейстоцен; в, г–верхний ярус спорного возраста (подзеплейстоценовые или голоценовые), д – общий график для в, г; е – голоценовая (современная) ледяная жила на правом берегу р.Алдан, з- подземный лед оз. Сырдах (рис. Буданцева Н.А.)

Ниже на рис 4.19 показано соотношение изотопов для исследованных голоценовых и плейстоценовых жил обнажения V-террасы урочища Мамонтова гора относительно ГЛМВ, отдельно отмечены образцы с более тяжелым изотопным составом.

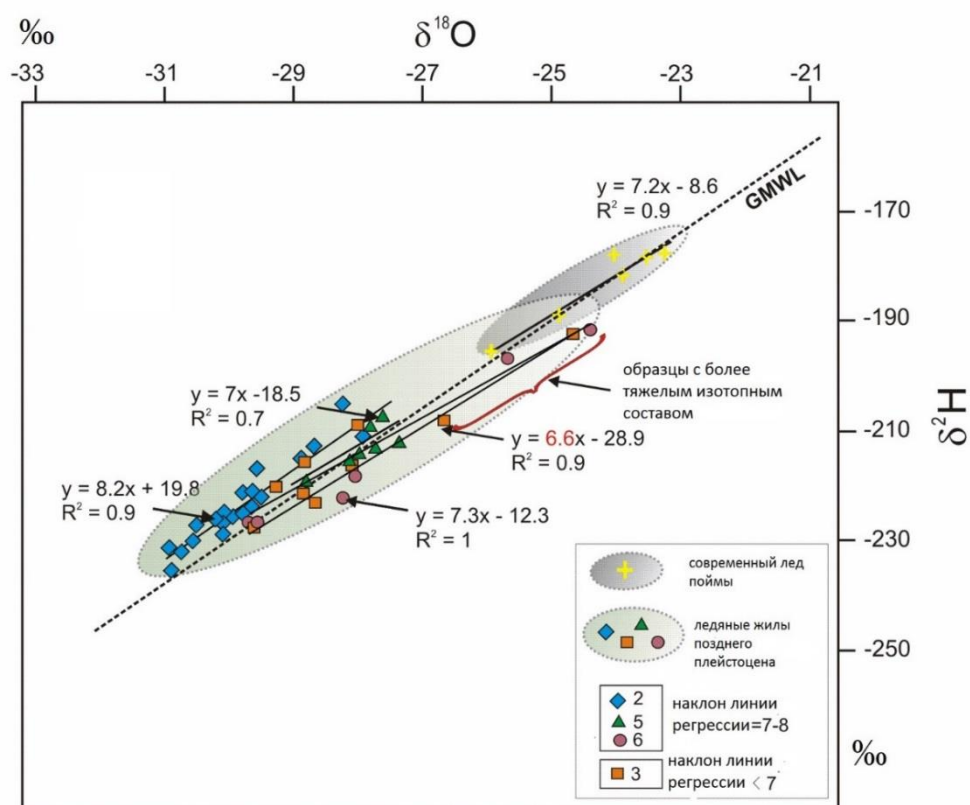


Рис. 4.19. Соотношение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в позднелейстоценовых и голоценовых жилах обнажения V-террасы урочища Мамонтова гора. Цифрами обозначены профили отбора проб. 2 и 3 относятся к нижнему ярусу ледового комплекса, 5 и 6 – к верхнему ярусу. GMWL – глобальная линия метеорных вод (из Cherbunina et al., 2021).

Наклон линии регрессии, в координатах $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, отражает природу воды — метеогенную природу по соответствию ГЛМВ, изотопно-трансформированную воду по смещению значений относительно ГЛМВ – в основном это обусловлено процессами испарения, которые понижают наклон линии. Так, исследования голоценовых жил р. Дянушка в Центральной Якутии Ю.К. Васильчуком показали, что тяжелые значения изотопного состава связаны с участием вод, подвергшихся испарению, в графическом выражении данные изотопного состава этих жил расположены ниже ГЛМВ, что, по мнению С.Поппа с соавторами (Popp et al., 2006), является результатом участия в строении жил озерной воды, подвергшейся интенсивному испарению в течение летнего периода (Васильчук, Буданцева 2017).

По соотношению значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в ледяных жилах нижнего яруса наблюдается их генетическая неоднородность. Так, жила в точке 2, наиболее вероятно, формировалась из зимнего снега, т.к. коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ для всех образцов льда составляет 8,18, а ледяная жила в соседней точке 3 возможно, формировалась с заметным участием как поверхностных вод, так и испарившихся вод (сезонно-талого слоя или болотных вод из полигональной ванны),

коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}=6,6$. Для подземного льда верхнего яруса коэффициент соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составляет 7,2 и 6,9 соответственно, что близко соответствует атмосферному происхождению льда, при этом указывая на незначительное участие вод неатмосферного происхождения. Кроме этого, в (Васильчук, Буданцева, 2017) отмечен наклон линии соотношения $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$, равный 4,7, в образцах льда с более тяжелым изотопным составом, что может служить надежным критерием участия в формировании льда жил испарившихся озерно-болотных (аласных) вод.

Таким образом, на основании изотопных и гидрохимических данных, можно говорить о том, что в формировании жил участвовали не только талые снеговые воды. Наличие подземных льдов повышенной минерализации вместе с более тяжелым изотопным составом свидетельствует о затекании в морозобойные трещины минерализованной воды из небольшого испаряющегося водоема, что, скорее всего, связано с проникновением по трещинам в жильный лед озерной или болотной воды, вод СТС.

4.5. Мерзлые породы левобережья Лены («Якутский разбой»)

Кроме того, опробовано несколько точек в аллювиальных отложениях террасы р. Лена на участке «Якутский разбой». Район относится к так называемому Якутскому сегменту (местное название - долина Туймаада), где развита одна надпойменная терраса, сложенная голоценовыми отложениями (голоценового возраста (Q_{IV}), возрастом 11–9 тыс. лет) и вложенные в нее высокая и низкая поймы (Спектор и др., 2008). Образцы отобраны из Подземелья Института мерзлотоведения СО РАН г. Якутск, представлены мелкозернистыми песками, содержание водорастворимых солей в водных вытяжках грунтов около 400–610 мг/кг, с преобладанием ионов гидрокарбоната и натрия с калием со слабощелочной реакцией (рН 8,1). Содержание органического углерода варьирует в диапазоне 0,5–1,2% для глубин 8 и 12 м.

Выводы к Главе 4

1. В главе представлены результаты определения водно-физических, химических свойств и содержания органического углерода пород и подземного льда, отобранных автором в ходе полевых работ в Центральной Якутии в июле-августе в 2011, 2012, 2016, 2017, и 2021 гг. Полевые работы проводились на 3 природных полигонах Центральной Якутии на террасах правого и левого берегов р. Лена на Лено-Алданском и Лено-Вилюйском междуречьях: стационар Нелегер, район оз. Сырдах, урочища Мамонтова гора, а именно V и VI террас левого берега и поймы правого берега реки Алдан, а также отложения 1 н/п террасы р. Лена с вложенными в нее высокой и низкой поймой на участке «Якутского разбоя». Кроме этого, представлены имеющиеся литературные данные по району аласа Юкэчи. Полученные данные позволили уточнить разрезы и их характеристики. Для подземных льдов обнажений урочища Мамонтова гора и Сырдах выполнен анализ стабильных изотопов воды, который позволил уточнить генезис ПЖЛ.

2. Ледовый комплекс аласа Нелегер отличается от правобережных участков спорадическим распространением и меньшей мощностью подземных льдов, развитых в основном в песчаных и супесчаных отложениях, с глубиной залегания повторно-жильных льдов ледового комплекса не превышающей 5-7 м. Пробуренные в 2021 году 15-метровые скважины на ЛК и аласе подтвердили небольшую мощность ЛК, вскрыв плечо жилы и сильнольdistые вмещающие отложения, максимальной льdistостью 50,2 % представленные пылеватыми песками, до глубины 5,5 м. Максимальная засоленность приурочена к СТС и составляет 0,19–0,22% для аласа и 0,22–0,26% для ЛК. Максимальное содержание органического углерода также приурочено к самым верхним горизонтам и составляет для аласа от 0,38 до 0,85%, и от 0,29 до 0,33 % для горизонтов над ледяной жилой. Вопреки общепринятому представлению о высоком содержании органического углерода в ЛК, для ЛК Нелегера его содержание составляет от 0,35 до 0,41%. Такие низкие значения для ЛК автором встречены только в литературе по результатам бурения ЛК Юкэчи, где вмещающие отложения подземных льдов также представлены супесчано-песчаными отложениями с низким содержанием органики, содержание органического углерода составляет в основном 0,1–0,5 %. Также низкие значения характерны и для углерода скважины аласа, составляя в основном меньше 0,1%.

3. Для района аласа Сырдах описано обнажение в термоэрозионном овраге глубиной 6 м, шириной 10 – 15 м. Автором выполнена датировка горизонта, залегающего непосредственно над ЛК, возрастом 10662 кал.л.н., что согласуется с ранее приведенным в литературе данными о возрасте ЛК 13 700–19 600 л.н., а также возрасте органики из плейстоценовой жилы 21710 ± 680 лет. Содержание органического углерода колеблется в диапазоне 1,2–2,1 %. Вмещающие отложения представлены суглинками, влажностью 46–65 %, с минерализацией от 51 до

121 мг/100 г, жильный лед пресный ($M=0,26$ г/л), преимущественно гидрокарбонатно-натриевого состава. Что касается изотопного состава воды, то вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по горизонтали составили от $-29,2$ до $-32,5$ ‰ (на глубине 0,5 м) и от $-30,5$ до $-31,5$ ‰ (на глубине 1,2 м). По вертикали величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменялись в узком диапазоне от -30 до $-31,8$ ‰, и -231 до -251 ‰. Соотношение $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во льду характеризуется низким коэффициентом, равным 6,3, что, возможно, отражает сравнительно постоянное участие в формировании льда жилы вод, подвергавшихся испарению.

4. Для района аласа Юкэчи проанализирована имеющаяся литература, согласно которой недавно полученные датировки отложений возрастом 49 232 – 21890 кал.л.н подтверждают полученные ранее датировки абалахской террасы, 60–24 тыс. л.н. Датировки аласных отложений Юкэчи предполагают начало образования аласа в диапазоне 15300-27800 кал.л.н.

5. Наиболее полно изучен район урочища Мамонтова гора, а именно обнажение левого берега р. Алдан, V и VI террасы, и современная пойма правого берега. В одном из термоцирков в ходе полевых исследований обнаружено и описано два яруса жил (ранее описаны Кузнецовым, 1976). Они отличаются мощностью, цветом, характером контактов с вмещающими отложениями, представленными пылеватыми суглинками. Содержание органического углерода самое высокое из изученных в работе обнажений и составляет 3,7–4,2 % для верхнего горизонта и 2,1–4,2 % для нижнего. Также высокое содержание углерода отмечено в слое озерных суглинков, подстилающих ЛК, достигая от 3,4 до 4,0%. Содержание минеральных включений во льду в нижнем горизонте выше, чем в верхнем.

6. Выполнен большой объем изотопных определений, на основании которых, а также гидрохимических данных, можно говорить о том, что в формировании жил участвовали несколько видов вод — не только талые снеговые воды, но наличие подземных льдов повышенной минерализации вместе с утяжеленными значениями изотопного состава свидетельствует о затекании в морозобойные трещины минерализованной воды из очень небольшого испаряющегося водоема, скорее всего связано с проникновением по трещинам в жильный лед озерной или болотной воды, вод СТС. При этом по изотопному составу нельзя четко разделить горизонты двух ярусов жил, хотя опубликованные результаты по другим обнажениям для жил возраста голоцена и плейстоцена показывают значительные различия в значениях изотопов кислорода и водорода, позволяющих относить их на этом основании к плейстоцену или голоцену. Здесь нет такого деления. При этом наблюдаются значительные отличия от изотопного состава современного льда поймы. Так как ситуация с возрастом отложений ЛК Мамонтовой горы неоднозначна, то также получена датировка оторфованного суглинка, расположенного около головы жилы верхнего яруса, возрастом 43 268 кал.л.н., что также противоречит предположению о голоценовом возрасте жил верхнего яруса.

7. Опробовано несколько точек в аллювиальных отложениях террасы р. Лена на участке «Якутский разбой», где развита одна надпойменная терраса, сложенная голоценовыми отложениями и вложенные в нее высокая и низкая поймы (Спектор. и др, 2008). Образцы представлены мелкозернистыми песками, содержание водорастворимых солей в водных вытяжках грунтов, около 400-610 мг/кг, с преобладанием ионов гидрокарбоната и натрия с калием. Содержание органического углерода варьирует в диапазоне 0,5-1,2 % для глубин 8 и 12 м.

ГЛАВА 5. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах мерзлых пород Центральной Якутии

5.1. Общее содержание газа и концентрации метана в отложениях верхних горизонтов мерзлых пород Центральной Якутии

Общее содержание газа и концентрации метана в мерзлых породах и подземных льдах определялось на 5 природных площадках: урочища Нелегер и Юкэчи, алас (озеро) Сырдах, урочище Мамонтова гора, 1-я надпойменная терраса (I н.п.) терраса и пойма левого берега р. Лена. На площадках охарактеризованы следующие типы отложений Центральной Якутии: песчаные синкриогенные аллювиальные отложения террас долины р.Лена, отложения ледового комплекса и аласные отложения маганской (VI) террасы левого берега Лены (стационар Нелегер), отложения ледового комплекса и аласные отложения абалахской (VI) террасы правого берега р.Лена (урочище Юкэчи), отложения ледового комплекса тюнгилюнской (V) террасы правого берега р.Лена (район аласа Сырдах), отложения террас р.Алдан в урочище Мамонтова гора: V терраса—отложения ледового комплекса в 3х термоцирках, покровный слой, подстилающие среднеплейстоценовые– неогеновые песчаные отложения, VI терраса—неогеновые песчаные отложения, а также современные льды поймы р. Алдан на противоположном берегу урочища Мамонтова гора. Основные результаты опубликованы в (Чербунина и др.,2017).

Нелегер

Изучение общего содержания газа и концентраций метана проводилось в дополнение к имеющимся сведениям, предоставленным Брушковым А. В. (данные 2002–2005 г), частично опубликованным в (Brouchkov, Fukuda, 2002). Ранее им было исследовано газосодержание до глубин 4,5 м в 2-х профилях, пересекающих различные элементы рельефа — от залесенного водораздела, где расположен ледовый комплекс, до аласа (рис. 5.1).

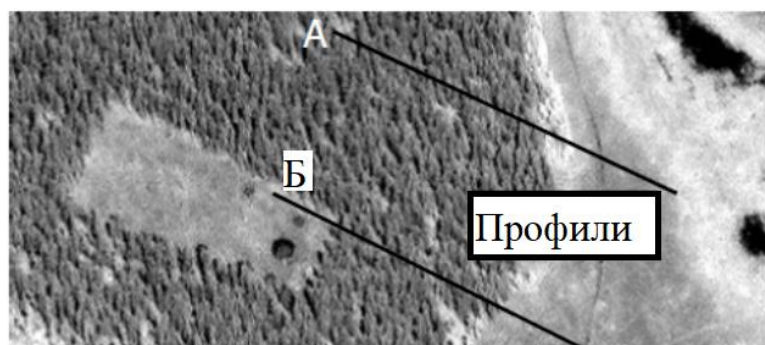


Рис. 5.1. Профили исследования газосодержания в мерзлых породах для стационара Нелегер, пересекающие участок лесного водораздела, залесенный склон, и пологую часть аласа (из Brouchkov, Fukuda, 2002). Профиль Б пересекает вырубку.

В ходе полевых работ 2017 года автором было пробурено 3 неглубоких скважины для уточнения имеющихся данных. Исследование проводилось вдоль профиля (А) длиной 250 метров от залесенного склона к участку аласа. Перепад высоты между аласом и залесенной верхней частью склона около 2 м. На рис. 5.2 (а) показан профиль, пересекающий участок лесного водораздела, залесенный склон и пологую часть аласа, а также значения концентрации метана и общего газосодержания (б).

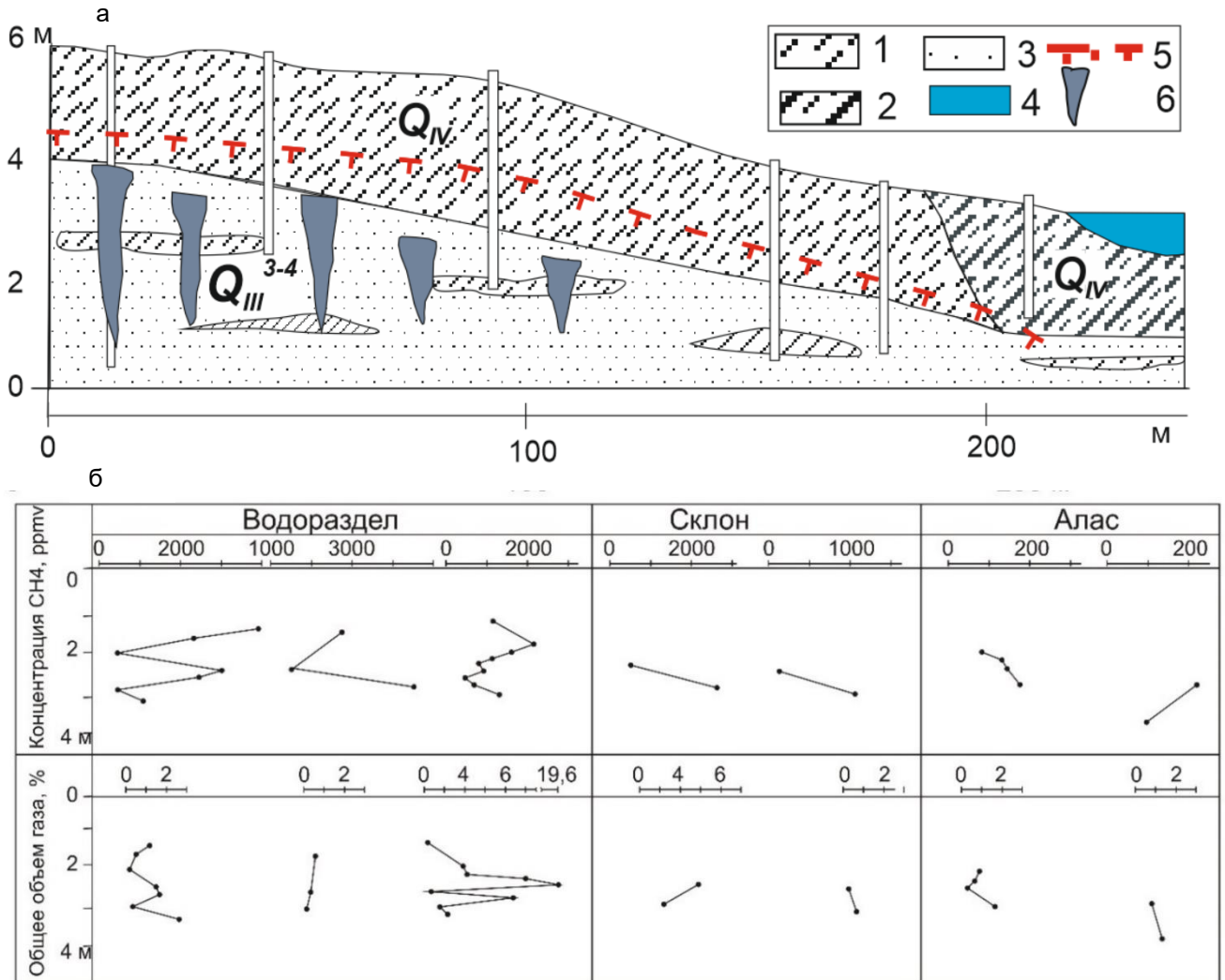


Рис. 5.2. а) Мерзлотно-геологический разрез ледового комплекса в районе аласа Нелегер. б) Концентрация метана (ppmv, или млн⁻¹) и общее газосодержание (%) в отложениях и льдах для различных типов рельефа. Условные обозначения: 1 – пылеватая супесь, 2 – пылеватая супесь с прослоями суглинка, 3 – песок, от пылеватого до мелкосреднезернистого, 4 – оз. Нелегер, 5 – граница СТС, 6 – ПЖЛ.

Второй профиль (Б), расположенный параллельно на расстоянии 300 м от первого, отличается тем, что пересекает на водоразделе вырубку. Данные представлены на рис.5.3, без учета глубины отбора. Все образцы отобраны ниже слоя СТС, на глубинах 2,0-4,5 м.

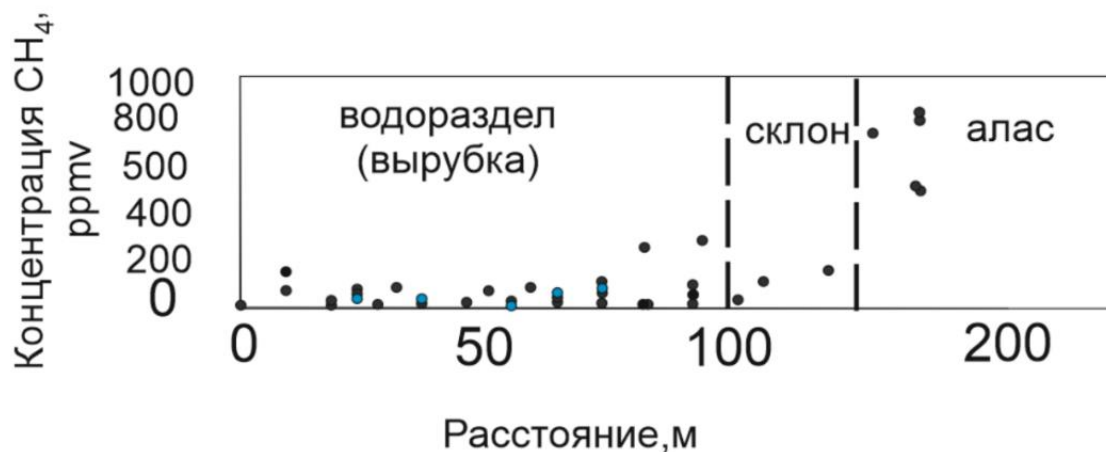


Рис. 5.3. Концентрация метана вдоль профиля Б стационара Нелегер. Черные точки – порода, синие точки – подземный лед.

Кроме этого, исследовано содержание метана в отложениях аласа, расположенного в 2,5 км к западу от урочища Нелегер, на той же террасе. Все результаты представлены в табл. 1

Район оз.Сырдах

Обнажение оз. Сырдах исследовалось автором в 2017 году в термоэрозионном овраге глубиной 6 м, шириной 10 – 15 м (62°32.638'N 130°57.915'E), так как основное обнажение было недоступно. Эти данные также дополнили имеющиеся опубликованные данные А.В. Брушкова, из основного обнажения (Brouchkov, Fukuda, 2002). На рис. 5.4 показан мерзлотно-геологический разрез ледового комплекса в районе берегового склона оз. Сырдах, с соответствующими результатами исследований содержания газа и концентрации метана в подземном льду на глубине до 7 м от поверхности. Включения газов во льду составляют 3–5% от объема льда, концентрация CH₄ изменяется от 84 до 12 ppmv (млн⁻¹), уменьшаясь с глубиной.

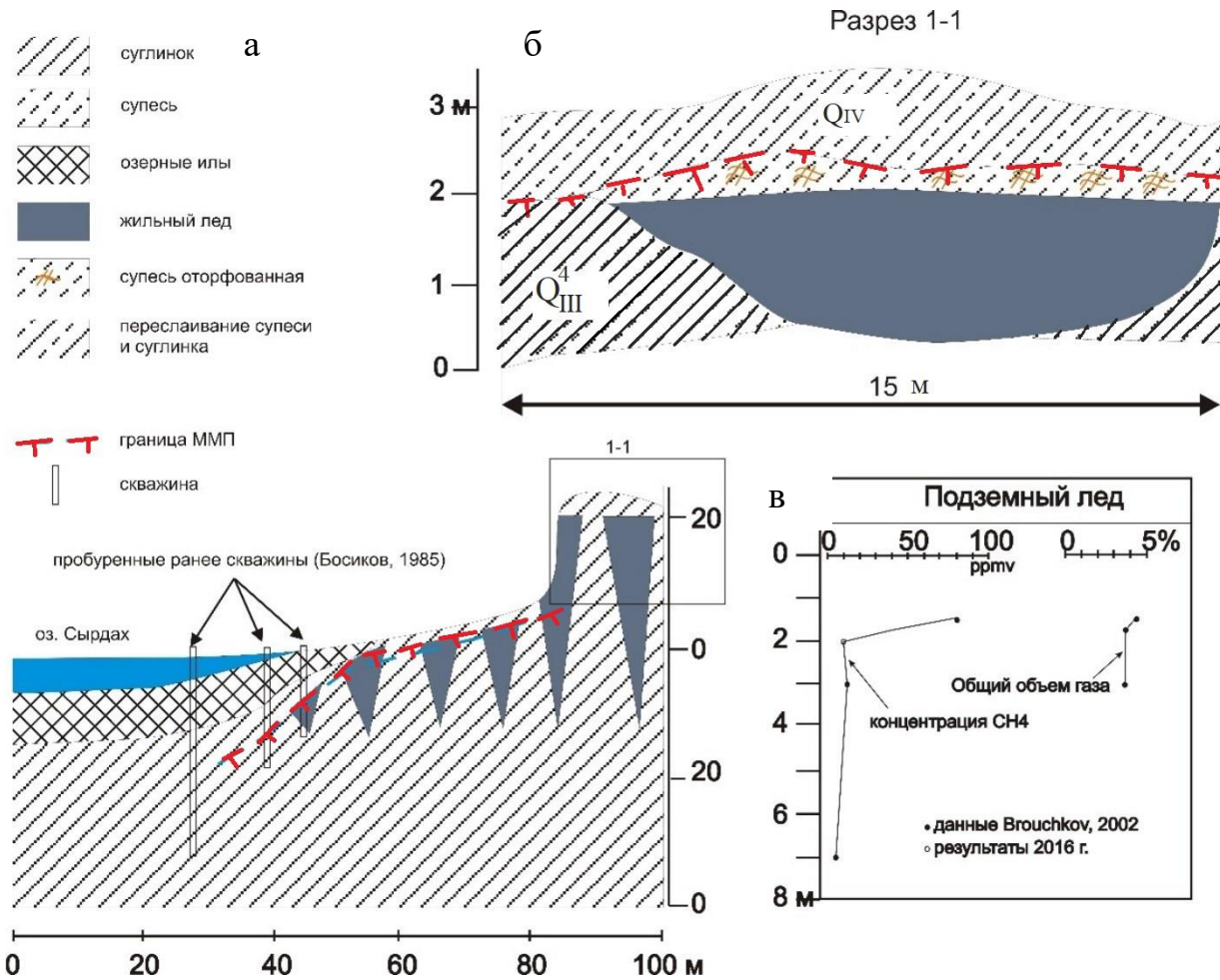


Рис. 5.4. Мерзлотно-геологический разрез ледового комплекса в районе берегового склона оз. Сырдах: а) схематический разрез отложений берегового склона с архивными скважинами (Босиков, 1985); б) обнажение ледового комплекса, исследованное нами в ходе экспедиции 2016 году; в) концентрация метана (ppmv, или млн^{-1}) во льду и общее газосодержание (%).

Юкэчи

Анализ содержания метана для обнажения Юкэчи сделан на основании данных, предоставленных А.В. Брушковым (неопубликованные данные). Ниже на рис. 5.5 представлен профиль, пересекающий участок лесного водораздела, залесенный склон, и пологую часть аласа, покрытую злаковым разнотравьем и осокой, и соответствующие концентрации метана и общее газосодержание в некоторых скважинах, показывающие изменения по глубине.

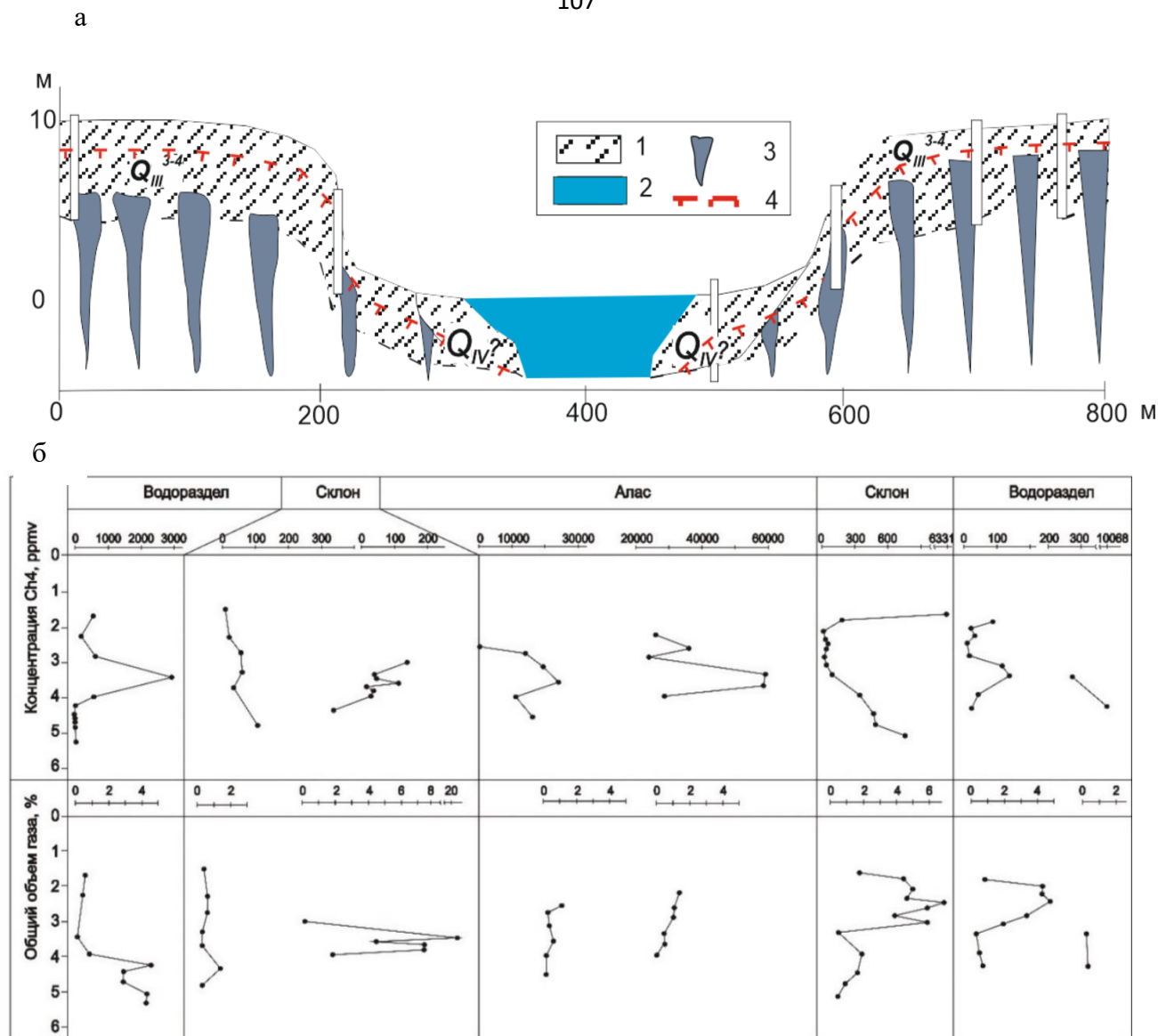


Рис. 5.5. а) Мерзлотно-геологический схематический профиль ледового комплекса в районе аласа Юкэчи. б) Концентрация метана (ppmv, или млн⁻¹) и общее газосодержание (%) в отложениях и льдах для различных типов рельефа. Условные обозначения: 1– супесчано-песчаные отложения, 2– вода аласа, 3– ПЖЛ, 4–СТС.

Кроме этого, А.В. Брушковым были отобраны образцы из небольшой термокарстовой котловины в 2,0 км к югу от основного профиля Юкэчи (результаты см в табл. 5.1.)

Мамонтова гора

Здесь автором были опробованы отложения 50 и 80-метровой (V и VI) террас правого берега р.Алдан и подземных льдов современной поймы левого берега в 2012, 2016 и 2017 гг. Ниже представлено содержание газа и концентрация метана в трех термоцирках, а также из подстилающих и перекрывающих ледовый комплекс отложений, и современных льдов поймы р. Алдан. Распределение содержания газа и концентрации метана в зависимости от типа отложений и геоморфологического уровня представлены на рис. 5.6 и 5.7.

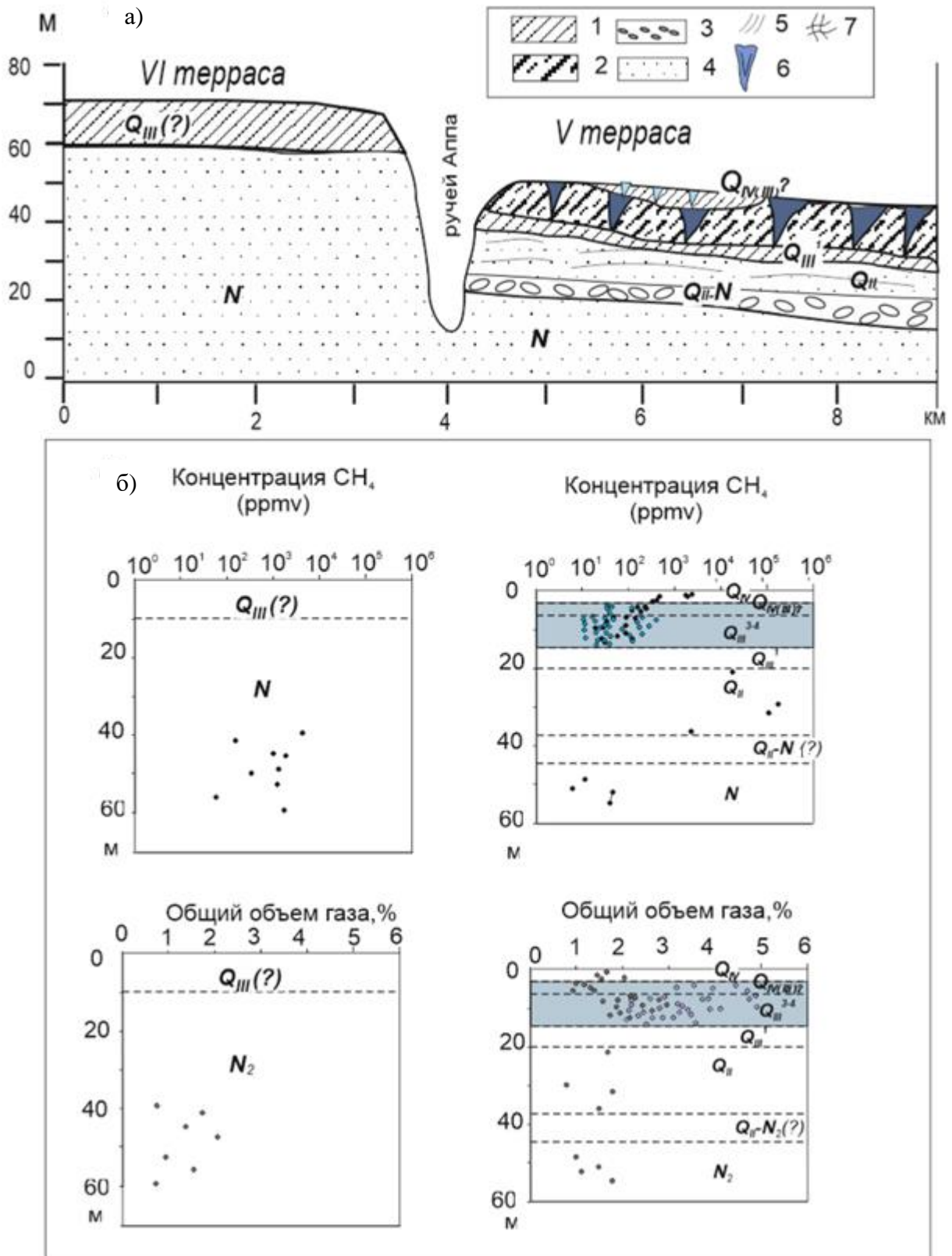


Рис. 5.6. а) Мерзлотно-геологический профиль обнажений урочища Мамонтова гора; б) Концентрация метана (ppmv, или млн^{-1}) и общего газосодержания (%) в отложениях и льдах для различных типов рельефа. V и VI терраса правого берега р.Алдан. Серым цветом выделен горизонт содержащий подземный лед. Условные обозначения: 1—пылеватый суглинок, 2 — суглинок до супеси, 3 — галечный горизонт, 4—песок, 5-литологическая слоистость, 6-ПЖЛ, 7 — оторфованность. Черные точки соответствуют данным по породам, синие по льду. Шкала концентрации логарифмическая. Глубина показана от поверхности.

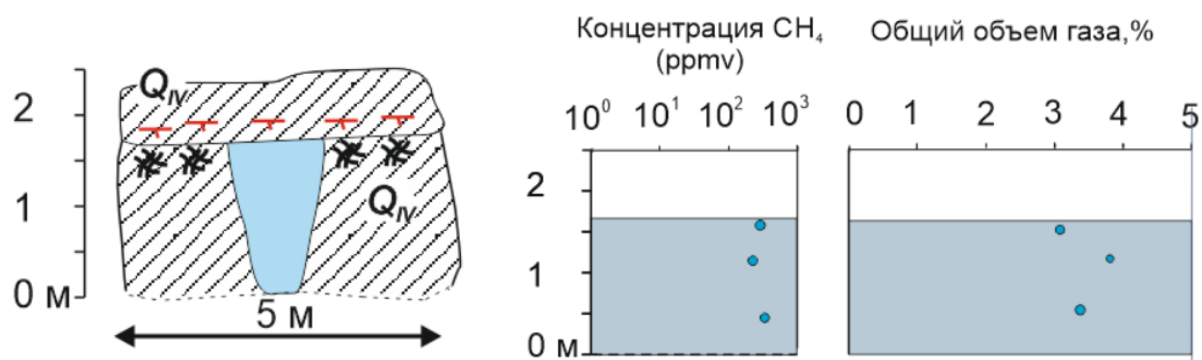


Рис. 5.7. Распределение концентрации метана (ppmv, или млн⁻¹) и общего газосодержания (%) в подземном льду современной поймы р. Алдан. Серым цветом выделен горизонт, содержащий подземный льды. Черные точки соответствуют данным по породам, синие по льду. Условные обозначения к разрезу см рис.5.6. Шкала концентрации

Более подробно содержание метана для отдельных обнажений термоцирков также приведено в Приложении В. Включения газов во льду составляют 2,2–4,9% от объема льда, в перекрывающих суглинках их содержание от 1,7 до 2,1%, вмещающие суглинки верхнего горизонта подземных льдов содержат 0,9–1,3%, а нижнего 1,4–2,9%. Подстилающие пески содержат от 0,7 до 2,0% выделенной газовой фазы из образцов.

Якутский разбой

Кроме этого, автором опробовано несколько точек в аллювиальных отложениях террасы р. Лена на участке «Якутский разбой» в 2017 году. Район относится к так называемому Якутскому сегменту (местное название «долина Туймаада»), где развита одна надпойменная терраса, сложенная голоценовыми отложениями (голоценового возраста (Q_{IV}), возрастом 11–9 т.л.н.) и вложенные в нее высокая и низкая поймы (Спектор и др, 2008). Для песков, отобранных с глубин 8 и 12 м в подземелье Института Мерзлотоведения, объем выделенной газовой фазы составил от 0,9 до 1,8%.

Все полученные результаты исследований автора по распределению метана в верхней части толщи многолетнемерзлых пород Центральной Якутии представлены в табл. 5.1.

Таблица 5.1

Результаты статистической обработки содержания метана в мерзлых породах Центральной Якутии.

Точка	Геоморфологический уровень		Отложения, возраст	N (количество образцов)	Среднее значение, рртм (млн ⁻¹)	Медиана, рртм (млн ⁻¹)	Минимум, рртм (млн ⁻¹)	Максимум, рртм (млн ⁻¹)	Стандартное отклонение	
Нелегер	межаласье	водораздел	профиль 1	ПЖЛ (Q _{III})	13	1385,4	1172,9	491,8	3118,1	824,7
				вмещающие суглинки, (Q _{III})	18	1949,3	1498,1	324,8	6145,5	1485,8
				покровный слой, (Q _{IV})	6	1819,4	1449,7	562,4	3951,4	1200,9
		профиль 2	ПЖЛ (?)	5	37,4	34,8	14,9	65,2	19,8	
			вмещающие суглинисто-супесчаные отложения, (?)	26	34,9	20,8	3,4	309,9	59,2	
		склон	профиль 1	вмещающие суглинки, (Q _{III})	12	477,8	169,9	6,7	2707,4	760,0
	профиль 2			вмещающие суглинки, (Q _{III})	5	100,1	100,1	37,9	162,3	71,8
	алас	днице аласа 1	профиль 1	суглинки, (Q _{IV})	6	298,0	127,9	29,4	1016,3	407,4
				профиль 2	суглинки, (Q _{IV})	5	616,4	754,0	162,3	841,8
		днице аласа 3	суглинки, (Q _{IV})	13	13242,7	7326,6	594,5	48410,2	18016,9	
	Юкэчи	межаласье	водораздел	жильный лед, (Q _{III})	23	203,3	38,7	8,6	1576,4	331,7
				вмещающие суглинки, (Q _{III})	7	82,8	45,3	3,1	275,9	96,8
покровный слой, (Q _{IV})				7	2914,0	642,3	88,3	10067,7	3899,1	
склон			жильный лед, (Q _{III})	11	73,7	32,8	4,5	318,8	99,2	

Точка	Геоморфологический уровень		Отложения, возраст	N (количество образцов)	Среднее значение, рртп (млн ⁻¹)	Медиана, рртп (млн ⁻¹)	Минимум, рртп (млн ⁻¹)	Максимум, рртп (млн ⁻¹)	Стандартное отклонение
	алас	Днище аласа	вмещающие суглинки, (Q _{III})	10	177,7	80,9	17,2	493,8	187,1
			суглинки, (Q _{IV})	7	90,1	17,2	56,5	331,6	110,2
		2 (небольшой алас в лесу)	суглинки, (Q _{IV})	5	170855,4	167931,5	115975,4	234346,0	46591,3
Оз. Сырдах	межаласые	водораздел	жильный лед, (Q _{III})	5	26,4	16,2	12,6	49,0	17,4
Долина р.Лены		I н/п терраса пойма	аллювиальный песок (Q _{IV})	3	5800,7	6813,0	1671,0	8918,0	3728,1
				4	312,6	369,0	73,8	438,0	163,8
Урочище Мамонтова гора	50-метровая (V) терраса р.Алдан		покровный слой, (Q _{IV})	4	5325,0	5369,4	5140,8	5420,1	126,2
			жильный лед, (Q _{III?,IV})	5	80,4	68,0	50,0	128,0	25,0
			вмещающие суглинки, (Q _{III?,IV})	5	274,0	273,9	146,0	360,0	70,0
			жильный лед, (Q _{III})	27	117,6	60,6	11,1	608,7	143,0
			вмещающие суглинки, (Q _{III})	12	78,8	78,7	35,0	141,0	30,7
			аллювиаль-ный песок (Q _{II})	4	72863,8	77298,7	4733,5	164778,4	60971,7
			аллювиаль-ный песок (N ₂)	4	39,6	38,0	8,1	74,3	33,2
	80-метровая (VI) терраса р.Алдан		аллювиаль-ный песок (N ₂)	5	1676,4	1565,6	70,0	6400,0	1883,1
пойма		ПЖЛ, (Q _{IV})	3	676,1	677,6	650,4	700,2	24,9	

5.2. Генезис метана

Как было сказано выше, по происхождению метан в ММП может иметь различный генезис. Метан может возникать в результате химической трансформации органического вещества. В том случае, если органическое вещество подвергается воздействию бактерий, метан называется биогенным (бактериальным, или микробным). Если его возникновение обязано термохимическим процессам, то он называется термогенным. Метан, возникший в результате химических реакций неорганических соединений, называется абиогенным. Он образуется на больших глубинах в мантии земли. Шахтный (угольный) метан по источнику образования относится к термогенному (Бажин, 2000, 2010; Shoel, 1988).

В зависимости от условий образования метана существует широкий спектр соотношений стабильных изотопов углерода ^{13}C и ^{12}C (Галимов, 1968). Различия в массе обуславливают изотопное фракционирование углерода во многих природных процессах, в том числе и при образовании CH_4 . Для анализа изотопного состава углерода метана используется PDB – международный стандарт, по которому $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,0112372$. Соответственно, определяется смещение изотопного состава углерода относительно международного стандарта PDB (^{13}C) используя формулу:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} - 1 \right] 1000, \text{‰}.$$

Метан однозначно считается абиогенным при $\delta^{13}\text{C} \geq -20 \text{‰}$, при этом в отдельных публикациях указаны значения $\delta^{13}\text{C} \geq -30 \text{‰}$, для термогенного метана характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ от -20‰ до -50‰ , для бактериального ниже -60‰ (встречается от -50‰), четких границ здесь не существует, т.е. диапазоны значений изотопных показателей для газов разного генезиса пересекаются. Поэтому указанные границы следует рассматривать как примерные (Ершов, Бондаренко, 2020). Кроме соотношения стабильных изотопов углерода, для определения генезиса метана также используется стабильный изотоп водорода ^2H (D), что позволяет в некоторых случаях решать вопрос о генезисе.

Значение $\delta^2\text{H}$ микробного метана варьирует от -400 до -150‰ , а термогенного от -275 до -100‰ (Whiticar, 1999). В абиогенном метане, как правило, вариации $\delta^2\text{H}$ лежат в пределах от -419 до -100‰ (Ni, Dai, 2009). Кроме этого, для определения генезиса проводится также совместное сопоставление $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) и $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) (Гуцало, Плотников 1981; Whiticar, 1999; Milkov, Etiope, 2018).

Как известно, основные пути образования бактериального метана — восстановление из углекислого газа (гидрогенотрофный) и ацетокластический. Анализ изотопного состава метана,

выделенного бактериями из разных субстратов, показал, что более легкий метан образуется первым путем (Ривкина, 2006). Помимо метанобразования, накопление и эмиссия CH_4 контролируются процессом метаноокисления. Аэробные метаноокисляющие бактерии (метанотрофы) представляют собой группу микроорганизмов, использующих CH_4 и метанол в качестве источника углерода и энергии. Кроме этого, существует и анаэробное окисление метана, сопряженное с сульфатредукцией или нитрификацией (Поздняков и др., 2011). Происходящее одновременно с метаногенезом в анаэробных условиях окисление метана может существенно изменить (в сторону утяжеления) изотопный состав метана (Леин, Иванов, 2009).

Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4), $\delta^2\text{H}$ (CH_4), $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) ‰ определен в 6 образцах подземного льда обоих ярусов Мамонтовой горы и льда современной поймы, а также подземного льда обнажения оз. Сырдах для определения генезиса метана.

Для подземного льда современной поймы характерны самые легкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) = $-64,5$ ‰, $\delta^2\text{H}$ (CH_4) = $-381,9$ ‰. Для верхнего яруса обнажения Мамонтовой горы (V терраса) значения несколько тяжелее: $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) = $-61,2$ ‰, $\delta^2\text{H}$ (CH_4) = $-354,3$ ‰, для нижнего яруса $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) еще более тяжелые: от $-49,3$ до $-54,0$ ‰. Для подземного льда обнажения оз. Сырдах значения составляют от $-53,0$ ‰ до $-55,7$ ‰. Для нижнего яруса МГ и оз. Сырдах не удалось получить значения $\delta^2\text{H}$ (CH_4).

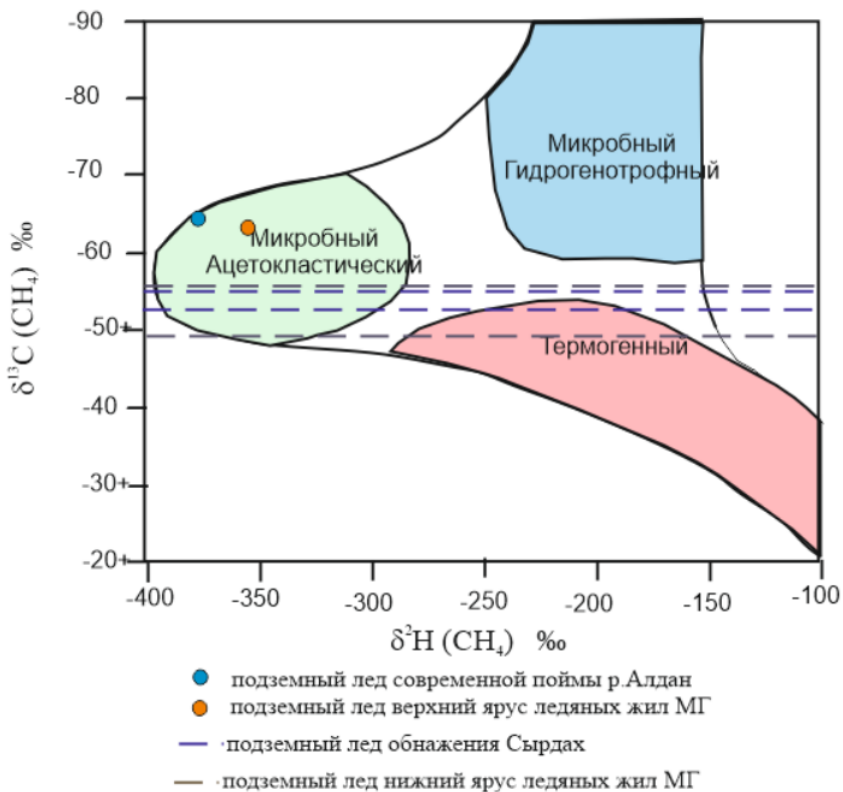


Рис. 5.8. Значения изотопного состава метана (точками отмечены для образцов, где определены $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) и $\delta^2\text{H}$ (CH_4), пунктирными линиями – для образцов, где определен только $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4)) содержащегося в газовой фазе подземных льдов урочища Мамонтова гора и оз. Сырдах на классической $\delta^{13}\text{C} - \delta^{12}\text{H}$ диаграмме (Whiticar, 1999).

Согласно рис. 5.8, метан имеет биогенное (микробное) происхождение в отложениях современной поймы и верхнего яруса ледяных жил обнажения Мамонтова гора. А относительно низкие значения $\delta^{2}\text{H}$ позволяют предполагать, что его образование в основном было связано с процессами метилотрофного метаногенеза (ацетокластический путь).

Самые легкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) получены для подземного льда Сырдах от $-22,4$ до $-22,8$ ‰, несколько более тяжелые $-19,1$ ‰ для подземного льда современной поймы р. Алдан. Самые тяжелые значения получены для обоих горизонтов жил Мамонтовой горы: от $-17,2$ до $-18,3$ ‰. На рис. 5.9 представлен результат совместного сопоставления $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) и $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2).

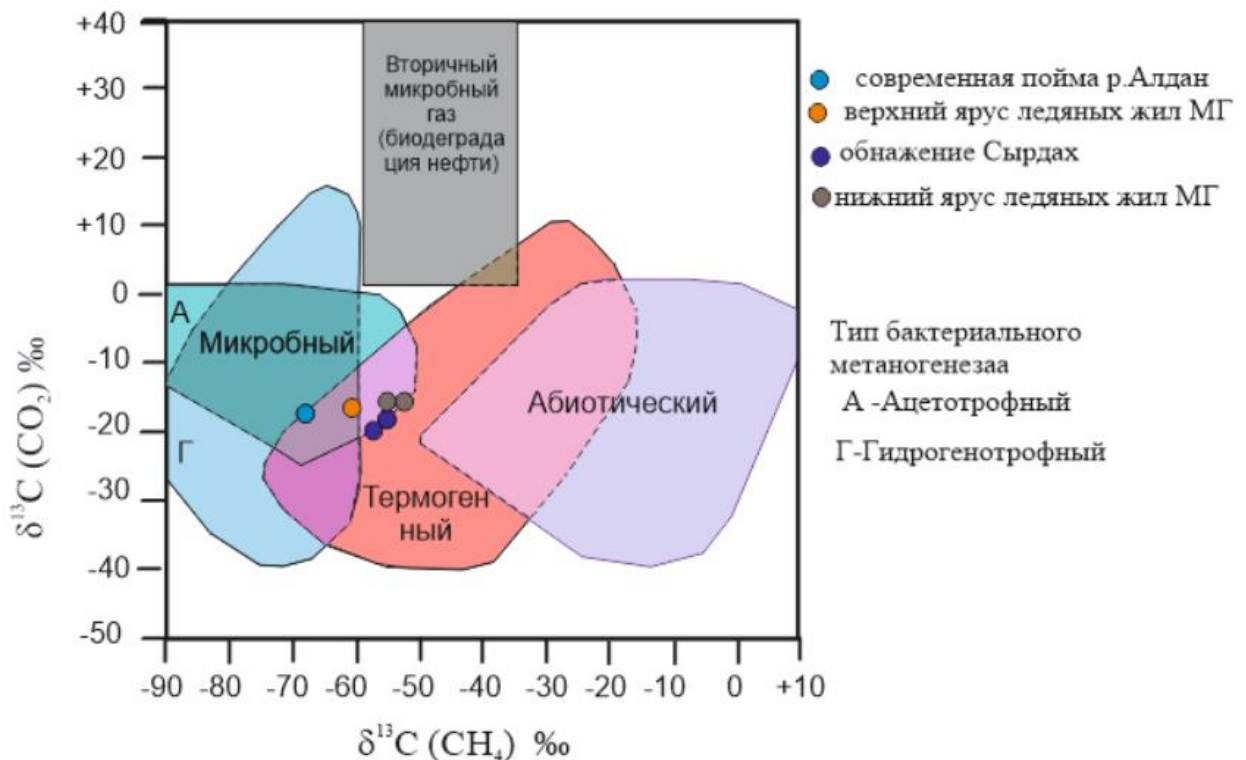


Рис. 5.9. Генетическая диаграмма для метана, основанная на сопоставлении стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) и $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) для подземных льдов урочища Мамонтова гора и Сырдах (Milkov, Etiore, 2018).

Исходя из рис. 5.9., образцы попадают в зону, которая может относиться как к микробному, так и термогенному генезису. При этом для современной поймы и верхнего яруса Мамонтовой горы (МГ) эта зона является также пересечением ацетокластического и гидрогенотеротрофного метаногенеза, тогда как остальные образцы (нижний ярус МГ и льды оз. Сырдах) попадают на зону исключительно ацетокластического метаногенеза. Для того чтобы исключить термогенный генезис, а также смешивание биогенного и термогенного газа, ниже приводятся значения $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4), $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2), $\delta^{13}\text{C}$ органики для различных регионов Якутии (рис. 5.10). Что касается метана других ледовых комплексов, то для едомного надгоризонта Северо-Востока Якутии, где в течение многих лет проводилось изучение концентрации метана,

однозначно показано, что метан является продуктом жизнедеятельности метаногенных архей с диапазоном $\delta^{13}\text{C}$ в нем от $-60,7$ до $-95,9\%$. Имеющиеся данные по стабильным изотопам в газе термокарстовых озер Центральной Якутии показывают значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -61,1 \pm 4,4$ и $\delta^{2}\text{H} = -363 \pm 20\%$, что близко к значениям, полученным автором по подземным льдам, но при этом там более тяжелое соотношение $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$, составляя $-8,0 \pm 6,5 \%$ (Brosius et al., 2012). Отложения ледового комплекса (ЛК) Центральной Якутии обогащены CO_2 (Brouckov, 2002, Kim, 2019) до 10%, причем изотопный состав свидетельствует ($\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = -27,8\%$) о биогенном его происхождении. При этом для ЛК значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ Северо-Востока попадают в весьма узкий интервал от -12 до -17 . Данных по $\delta^{13}\text{C}$ отложений ЛК региона немного — для вмещающих отложений ЛК Юкэчи, расположенного на абалахской (VI) террасе, значения составляют от $-24,4$ до $-28,07 \%$ (Windirsch и др., 2020), а для Мамонтовой горы значения получены ранее Васильчуком Ю.К. в ПЖЛ и составляют от $-22,9$ до $-40,9 \%$, самые низкие значения также приурочены к верхним горизонтам ПЖЛ. Более низкие значения для верхних горизонтов логичны, так как здесь органический материал является самым свежим и, следовательно, наименее разложенным. В более глубоких горизонтах постоянные, более высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ указывают на то, что материал подвергся значительному разложению.

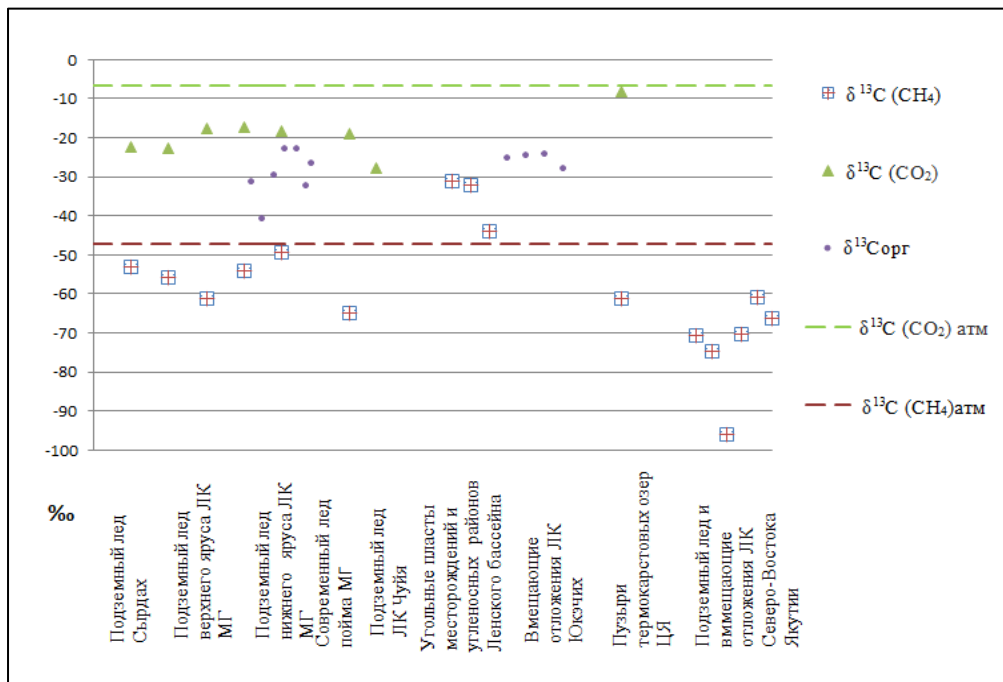


Рис. 5.10. Результаты определения $\delta^{13}\text{C}$ в различных районах Якутии. Значения в подземном льду оз.Сырдах и Мамонтовой горы являются результатами, полученными автором, остальное — угольные пласты месторождений и угленосных районов Центральной Якутии из (Угольная база России,1999), вмещающие отложения ЛК Юкэчи из (Windirsch и др., 2020), пузыри термокарстовых озер (Brosius и др, 2012), $\delta^{13}\text{C}$ органики для Мамонтовой горы из (Васильчук, 2006), для Северо-Востока Якутии из (Краев, 2010). Данные по атмосферному $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ из (Leuenberger и др., 1992). Данные по атмосферному $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ из (Quay и др., 1999).

Таким образом, по полученным данным метан ледовых комплексов Центральной Якутии имеет более тяжелый изотопный состав, чем ледовые комплексы Северо-Востока Якутии. Из совместного анализа величин $\delta^{13}\text{C}$ для углекислого газа и метана может быть получен коэффициент фракционирования (α_C), индикатор метаногенного пути, используя следующее уравнение:

$$\alpha_C = (\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} + 10^3) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} + 10^3),$$

на основании которого можно предположить основной путь метаногенеза: для значений $1.055 < \alpha_C < 1.090$ = восстановление углекислого газа, $\alpha_C < 1.055$ = ацетокластический путь (Whiticar et al., 1986; Whiticar, 1999; Hornibrook et al., 1997; Chanton, 2005).

Для ледовых комплексов Северо-Востока величина фракционирования составляет 1,086. Это, а также экстремально низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ метана в некоторых образцах (–90...–99 ‰) позволяют заключить, что образование метана происходило в основном при восстановлении CO_2 (Ривкина, 2006). Для образцов из данной работы получены следующие значения – от 1,032 до 1,049. Самые высокие значения для современного льда поймы и верхнего яруса льда МГ (1,046 и 1,049), для остальных горизонтов значения от 1,032 до 1,039 что соответствует метилотрофному (ацетокластическому) метаногенезу.

Что касается термогенной примеси метана, стоит отметить, что район исследования относится к Ленскому угленосному бассейну, который соответствует понятию углеметанового бассейна – крупнейшего генерационно-аккумулятивного “хранилища” метана, углекислого газа, углеводородных газов, водорода и источника основных выбросов парниковых газов в атмосферу региона (Гресов, Яцук 2011). Уголь в пределах Ленского бассейна в основном распространен в юрских и меловых отложениях, но также встречен в неогеновых породах в Нижне-Алданском районе в верхней части тандинской свиты (Геология месторождений..., 1973). К характерным особенностям углеметановых бассейнов региона относится формирование аномальных концентраций метана в приповерхностном горизонте: в Ленском – на Джебарики-Хайском, Сангарском, Чечумском – от 0,5 до 12,5% в интервале глубин 8–16 м, где также в интервале глубин 20–40 м в скважинах и на дневной поверхности установлены свободные газопроявления с концентрациями метана до 24–47% и дебитом газа до 0,1 м³/мин.

В целом, в зоне распространения угленосных отложений исследованных бассейнов, согласно (Гресов, Яцук, 2013), присутствуют газы атмосферного, биохимического, бактериального, магматического происхождения с доминированием углеметаморфогенных газов, в большинстве случаев с примесью газов из подстилающих нефтегазоносных и газонасыщенных отложений. Имеющиеся данные по изотопному составу углерода метана угленосных толщ относятся к Джебарики-Хайскому месторождению (входит в состав Ленского

бассейна), где наличие метана фиксируется уже на глубинах 3–5 м с концентрациями около 1 %, достигая с увеличением глубины залегания угольных пластов концентрации метана 70-90 %) , где выделяется 2 типа метана по изотопному составу:

- 1) метан, извлеченный при термовакуумной дегазации угля со средним изотопным составом $\delta^{13}\text{C} = -44 \text{ ‰}$;
- 2) метан свободных газопроявлений, связанный с угольными пластами и изотопным составом $\delta^{13}\text{C} = -32 \text{ ‰}$, и метан подстилающих угленосную толщу газоносных отложений со средним изотопным составом $\delta^{13}\text{C} = -31,1 \text{ ‰}$.

Таким образом, в угленосных свитах бассейна, помимо метана, генетически связанного с процессами регионального термального метаморфизма, присутствует более «тяжелый» метан, привнесенный из подстилающих отложений, вероятно, по зонам крупных тектонических нарушений (Угольная база России, 1999).

Несомненно, основными путями миграции метана в угленосных массивах являются зоны разломов и тектонических нарушений, а также зоны сквозных таликов (Гресов и Яцук, 2013). Длительное время существовало представление о том, что мерзлые толщи являются флюидоупором, согласно (Якушев, 2009). В.С.Якушев обобщил и проанализировал огромный материал по возможности фильтрации газа в многолетнемерзлых породах и пришел к заключению, что высокольдистые отложения криолитозоны (до 40–50 м) являются практически непроницаемыми для газа. Правда, в последнее время появляются работы, в том числе результаты экспериментов, свидетельствующие о том, что миграция газа в многолетнемерзлых породах все же возможна, и многолетнемерзлые породы не являются экраном для мигрирующих из залежей углеводородных газов (Хименков и др., 2019, Чувилин и др., 2016, Карпенко и др., 2020). Возможно, это связано с трещинами или тектоническим нарушениями.

Согласно вышеприведенным данным, на Колымской низменности и в восточной части Яно-Индибирской низменности, в отложениях до глубины около 40 м от поверхности, включающих ледовый комплекс, и подстилающие его отложения, метан биогенного происхождения с изотопным составом от -64 до -99 ‰ (Краев, 2010; Ривкина и др., 2006; Rivkina, Kraev, 2008), и судя по карте (рис. 5.11), на этой территории нет значительных угленосных бассейнов, в то время как образцы из исследованных нами обнажений в Центральной Якутии имеют более тяжелый изотопный состав $\delta^{13}\text{C} (\text{CH}_4)$ от $-49,3$ до $-61,2 \text{ ‰}$, с увеличением легкого изотопа по направлению от основания жил к поверхности, и расположены на территории Ленского угленосного бассейна.

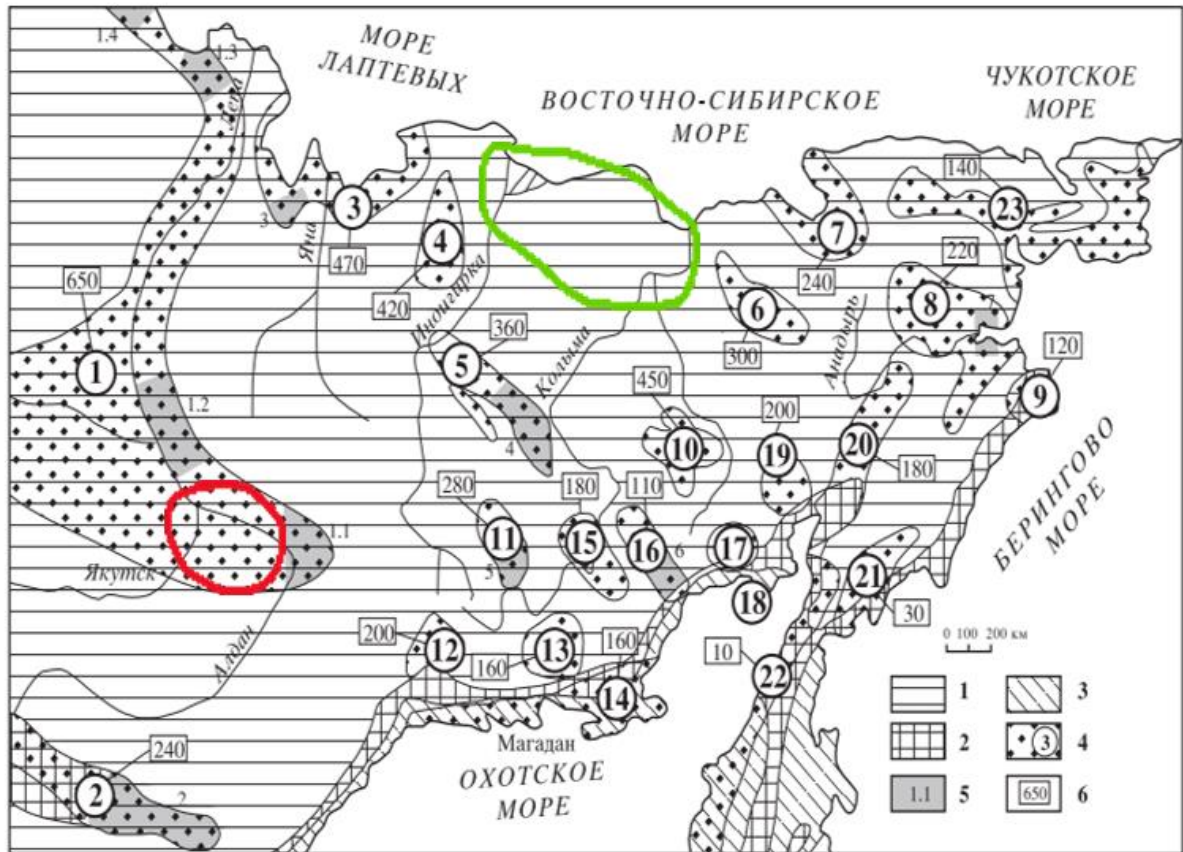


Рис. 5.11. Схематическая карта распространения угленосных районов Восточной Арктики и Северо-Востока России (Гресов, Яцук 2013). 1-3 – площади распространения мерзлоты: 1- сплошной, 2- прерывистой, 3- массивно-островной, 4- угленосные бассейны: 1- Ленский, 2- Южно-Якутский, 3- Лаптево-Янский, 4- Тастахский, 5- Зырянский, 6- Анойский, 7- Чаунский, 8- Анадырский, 9- Беринговский, 10- Омолонский, 11- Аркагалинский, 12 – Челомджинский, 13- Хасынский, 14- Охотский, 15- Сеймчано-Боюдинский, 16- Омсукчанский, 17- Авековский, 18- Тайгоноссикий, 19- Пареньский, 20- Пенжинский, 21- Олюторский, 22- Западно-Камчатский, 23- Чаун-Чукотский; 5- районы целевых исследований: 1.1. - Нижне-Алданский, 1.2.- Сангарский, 1.3 - Оленекский, 1.4- Анабаро-Хатангский 2- Алдано-Чудбманский, 3- Куларский, 4- Зыряно-Сиялпский, 5- Нижне-Аркагалинский, 6- Галимовский, 7- Онеменский, 8- Беринговский; 6- абсолютные значения мощности мерзлоты. Красным контуром отмечен изучаемый регион в диссертации, зеленым – район распространения ледового комплекса Северо-Востока.

Самые легкие значения $\delta^{13}\text{C} (\text{CH}_4) = -64,5 \text{ ‰}$, характерны для подземного льда современной поймы. Таким образом, более тяжелый изотопный состав углерода метана верхних горизонтов мерзлых пород является региональной особенностью, которая связана, вероятно, со смешением угольного метана, из угольных пластов неогеновых или меловых отложений, мигрировавшим сквозь мерзлую толщу, с биогенным метаном, который продуцировался одновременно с формированием отложений, хотя не исключается возможность формирования

биогенного метана и при отрицательных температурах. Стоит отметить, что в некоторых случаях наблюдается ошибочное отнесение биогенного метана к термогенному в случае неучета процесса окисления метана (Whiticar, 1999). Для уточнения генезиса метана в главе 6.3.2. рассмотрен состав метаногенных и метанотрофных микроорганизмов из образцов ЛК Мамонтовой горы и района оз. Сырдах.

5.3. Закономерности распределения метана в различных типах отложений верхних горизонтов мерзлых пород

Ледовые комплексы. Для отложений позднеплейстоценового ледового комплекса (ПЖЛ и вмещающие их отложения) тюнгюльонской (V) и абалахской (VI) террасы правого берега р. Лена, а также V террасы р. Алдан (Мамонтова гора), средние значения концентрации метана в газовой фазе многолетнемерзлых отложений и льда (далее в тексте «средние значения концентрации метана») составляют первые десятки–сотни ppmv (млн⁻¹). Так, для ПЖЛ в районе оз. Сырдах средние значения концентрации метана составляют 26,4 ppmv с максимумом 49,0 ppmv, для ПЖЛ и вмещающих отложений межаласья участка Юкэчи средние значения – 73,7 и 177,7 ppmv соответственно с максимумами 1576,0 и 279,9 ppmv. Для жильного льда и вмещающих отложений 50-метровой террасы р.Алдан урочища Мамонтова гора получены следующие данные: 80,4 и 274,0 ppmv соответственно с максимумами 128,0 и 360,0 ppmv, для верхнего яруса и 117,6 и 78,8 ppmv с максимумами 608,7 и 141,0 ppmv, для нижнего. Такие концентрации метана в позднеплейстоценовых ледовых комплексах региона дополняют и достаточно хорошо согласуются с ранее опубликованными данными по обнажениям Мамонтовой горы, скважинам в урочище Юкэчи и оз. Сырдах (Brouchkov, 2002), а также с опробованными другими позднеплейстоценовыми обнажениями ЛК абалахской террасы: средние значения составляют первые десятки , с максимумом до 131 ppmv для обнажения Чуйя (датировка вмещающих отложений 27140 ± 150 т.л.н , датировки по газовым включениям CO₂ во льду составляет 18130 ± 190 и 19270 ± 360 т.л.н.) и Чурапча (Kim et al., 2019; Yang et al., 2019).

Для подземного льда маганской (VI) террасы левого берега р. Лена наблюдается иное распределение. Так, концентрация метана в ледовом комплексе на урочище Нелегер (ПЖЛ и вмещающие суглинки) значительно превышает его содержание в аналогичных отложениях на правом берегу р. Лена. Для подземного льда средние значения составляют 1385,4, изменяясь в диапазоне от 491,8 до 3118,1 ppmv, а для вмещающих суглинков 1949,3 ppmv, варьируя в интервале от 324,8 до 6145,5 ppmv (млн⁻¹). Низкие значения концентраций, около 37,4 ppmv, характерны для верхнего горизонта и приурочены к участкам лесной вырубке, где вследствие изменения температурного режима произошло протаивание отложений с последующим высвобождением запасов метана и дальнейшим промерзанием отложений (Чербунина и

др.,2017).

Данные для ЛК Северо-Востока Якутии, полученные в результате многолетних исследований концентрации метана в пробуренных скважинах на Колымской низменности и в восточной части Яно-Индигирской низменности коллективом сотрудников Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН г. Пущино, позволили им сделать вывод о том, что в отложениях позднеплейстоценового ледового комплекса на Северо-Востоке Якутии метан отсутствует или присутствует в следовых количествах (Ривкина и др., 2006; Краев 2017), средние значения концентраций метана составляют $4,1 \pm 1,6$ нмоль/г. Определенную сложность вызывает сравнение с этими данными в связи с различиями в методиках измерений концентрации (в работах ИФХиБПП г. Пущино для дегазации мерзлых образцов применялся метод «хэдспейс», см. Главу 3.3), а также единицах измерения. В первом приближении можно сказать, что полученные значения по содержанию метана в ЛК Мамонтовой горы, Сырдах и Юкэчи соответствуют полученным данным по Колымской низменности, являются значениями одного порядка. В то же время существуют сведения, что для ледового комплекса Северо-Востока в районе Зырянки получены более высокие значения - от 1080 до 21000 ppmv (млн^{-1}), что соответствует 0,6-29,9 нмоль/г, то есть концентрации метана значительно выше и соответствуют скорее тому, что получено в этой работе по району Нелегер (Yang et al., 2019). Что касается других регионов, то имеющиеся данные, например, для ледяных жил позднеплейстоценового ледового комплекса тоннеля Фокс Аляски показывают, что средние концентрации метана составили 8000 ppm (Douglas et al., 2011) с максимумом 12000 (Brouchkov, Fukuda, 2003б), тогда как для других ПЖЛ Северо-Восточной части Аляски (неуказанного возраста) от 558,7 до 44160 ppm (млн^{-1}) (Yang и др., 2019). Таким образом, диапазон разброса значений большой, как для разных ледовых комплексов, так и в пределах одного комплекса. Отдельно следует отметить низкое содержание органического углерода в отложениях ЛК и аласа урочищ Юкэчи и Нелегер, но при этом там фиксируются отдельные высокие значения концентрации метана, в отличие от остальных ЛК, где ситуация обратная. Общим для этих ЛК (Нелегер и Юкэчи) является то, что жилы льда развиваются в песчаных-супесчаных отложениях, а не суглинистых, как в большинстве других ледовых комплексов.

Высокие значения концентрации метана свидетельствуют о переувлажненных условиях во время накопления отложений с большим количеством органического материала, достаточного для генерации метана, что, согласно (Brouchkov, 2002) также может говорить о более высоких летних температурах. Согласно (Краев, 2006) максимальные концентрации приурочены к горизонтам эпигенетического происхождения, и практически отсутствуют в синкриогенных толщах.

Что касается различий, которые наблюдаются в отложениях ЛК террас, расположенных

на правом и левом берегу р. Лена, то можно предположить, что позднеплейстоценовый ледовый комплекс на левом берегу р. Лена накапливался благодаря большому количеству временных и постоянных ручьев и склоновому смыву в более суровых, чем в голоцене, но в то же время в достаточно влажных условиях. Влага могла поступать за счет талых вод снежников, образовавшихся на Приленском плато. Учитывая, что в районе оз. Нелегер ледовый комплекс хоть и залегает покровно, но характеризуется малой мощностью, то можно полагать, что в МИС–2 он накапливался в условиях разлива большого количества мелких водотоков, берущих свое начало на юге, на более высоких уровнях Приленского плато. Этот район и в современное время характеризуется достаточно развитой сетью малых водотоков, текущих к р. Лена с Приленского плато. В МИС–2 более высокий базис эрозии в регионе (Спектор и др., 2015) способствовал уменьшению скорости потоков, заболачиванию и накоплению более дисперсных отложений, что подтверждается сменой в разрезе песков пылеватыми суглинками. Периодические разливы водотоков, частая смена русла приводили к покровному накоплению отложений ледового комплекса, а постепенное заболачивание территории способствовало накоплению метана. В то же время за счет сноса материала, который изначально откладывался в аэральных условиях выше на Приленском плато, и быстрому переходу в многолетнемерзлое состояние в суровых условиях МИС-2, растительные остатки не подвергались полному разложению. Ранее, в работе (Windirsch et al., 2020), авторы связывают низкое содержание органического углерода на обнажении Юкэчи с исходным малым количеством органики, что, вероятно, происходило вследствие изменения условий накопления отложений, в частности, приходят к выводу об их отложении вследствие переноса из дальних регионов. Так, делается вывод, что наиболее вероятным сценарием является временное существование на абалахской террасе в этом районе притоков рек с высокими скоростями течения и чередованием русел в результате климатических изменений. Таким образом, из исследованных автором в районе Центральной Якутии ЛК выделяются 2 группы: 1) с высоким содержанием органики, средним-малым содержанием метана, суглинистыми вмещающими сильнольдистыми отложениями (Мамонтова гора, оз. Сырдах); 2) с низким содержанием органики, отдельными высокими значениями концентрации метана, вмещающими пылеватыми песками и супесями.

Для перекрывающих отложений ледового комплекса (промежуточный слой), как правого, так и левого берега характерны высокие значения концентраций – до 3951,4 ppmv (млн⁻¹) для Нелегера и 5325,0 ppmv для Мамонтовой горы, до 10067,7 ppmv для Юкэчи. Такие результаты не противоречат имеющимся, где для ЛК Северо-Востока Якутии максимальные значения концентрации метана также приурочены к перекрывающему слою (Краев et al., 2017) и видятся логичными, так как голоценовое потепление сопровождалось активизацией термокарста, оттаиванием и переотложением ледового комплекса (Втюрин, 1975; Каплина, 2011), когда

верхние горизонты водоразделов, в результате глубокого оттаивания, преобразовались в покровный слой.

Концентрации метана в ПЖЛ современной поймы р. Алдан, расположенной непосредственно напротив обнажения Мамонтова гора, не имеют значительных отличий от ПЖЛ ЛК Мамонтовой горы, значения составляют от 650,4 до 700,2 ppmv (млн⁻¹).

Неоген-плейстоценовые аллювиальные отложения, подстилающие ледовый комплекс Мамонтовой горы. Подстилающие аллювиальные песчаные отложения ледового комплекса Мамонтовой горы характеризуются крайне неравномерным распределением газа в отложениях. Так, в среднеплейстоценовых песках концентрации составляют 4733–164 778,4 ppmv (млн⁻¹) (то есть до 16,5 %), а в неогеновых для 50-метровой террасы (V) и 80-метровой (VI) террас р. Алдан средние значения 39,6 и 1565,6 ppmv. Для этих отложений отмечается самая большая вариативность концентрации. Ранее (Краев и соавт., 2006, 2017 и др.) было отмечено, что благоприятные условия для образования скоплений СН₄ возникают в грубодисперсных породах, что именно наличие неоднородностей, а также различия в скорости промерзания способствуют образованию таких своеобразных ловушек. Следует обратить внимание, что среднеплейстоценовые отложения Мамонтовой горы относятся к промерзшим сингенетически, в отличие от подстилающих неогеновых отложений, что не соответствует имеющейся гипотезе (Краев, 2006; Краев и др., 2017 и т.д.) о том, что сингенетическое промерзание не способствует накоплению метана.

Голоценовые аллювиальные отложения I н/п террасы и поймы р. Лена в районе г. Якутска представляют собой констративную фацию реки Лены, которая накапливалась в дриас-атлантический период голоцена (12-6 тыс. л.н.). Согласно радиоуглеродным датировкам растительных остатков из нижней части раздела первой террасы в штольнях под Институтом Мерзлотоведения СО РАН, возраст на глубинах 9-12 м не выходит за пределы 9,6-11,6 т.л. Вероятно, высокие значения концентрации (от 1671,0 до 8918,0 ppmv) метана связаны с его накоплением в ходе заполнения русловыми наносами вреза на рубеже позднего дриаса и предбореала (около 10 т.л.н.) (Спектор и др., 2008). Более низкие концентрации метана в вышележащих горизонтах аллювиального песка высокой поймы, где они уменьшаются ближе к поверхности (от 438,0 до 73,8 ppmv на глубинах 3,9-2,4 м), вероятно, связаны с переотложением ранее накопившегося материала, в связи частыми изменениями размера сечения русла в течение последнего суббореального этапа.

Отложения аласов (голоценовые озерно-болотные) террас левого и правого берега р.Лена. Максимальная концентрация метана зафиксирована в аласных отложениях аласа Юкэчи абалахской террасы, образовавшихся при протаивании ЛК в голоцене – от 115 975,4 до 234 346 ppmv (т.е. от 11,5 до 23,4% по объему) при средних значениях 170 855,4 ppmv (17,1%),

но для отложений аласов профиля стационара Нелегер концентрации на несколько порядков ниже, и для обеих профилей средние значения составляют 298,0 ppmv (от 29,4 до 1016,3 ppmv) и 616,4 ppmv (от 162,3 до 841,8 ppmv). При этом для суглинистых отложений небольшой термокарстовой котловины, расположенной непосредственно в лесу над исследованным ледовым комплексом Юкэчи, характерны достаточно низкие величины – среднее значение 90,1 ppmv (от 17,2 до 331,6 ppmv). В расположенном в 2 км к юго-западу от урочища Нелегер аласных отложениях отмечены высокие средние концентрации метана, до 13242,7 (т.е. 0,13 % по объему, от 594,5 до 48410,2 ppmv), но распределение метана в подстилающих отложениях последнего неравномерно — так, высокие значения характерны только до 2,5 м, снижаясь с глубиной. Последнее, видимо, объясняется тем, что отложения под озером протаивали до этих глубин, тем самым активизировался метаногенез, а затем произошло промерзание отложений.

Сопоставляя распределение метана в урочищах Нелегер и Юкэчи вдоль профилей «ЛК-алас», наблюдаются следующие особенности: для отложений ЛК Юкэчи, где концентрации метана во льдах и вмещающих отложениях составляют десятки – сотни ppmv (с редкими выбросами в значения на порядок выше), в отложениях аласной котловины концентрации достигают сотен тысяч ppmv, тогда как для ЛК Нелегер, напротив, повышенные концентрации наблюдаются в ЛК – первые тысячи ppmv, для аласных отложений они снижаются на несколько порядков, составляя первые десятки–сотни. Таким образом, объяснять различия в концентрациях отложений аласов различиями в концентрациях метана в ЛК (и особенностями генезиса ЛК), по которому они формировались, не представляется логичным. Более вероятно, что такие различия концентраций связаны с различными условиями и моментами времени, в которых происходило промерзание аласа. Для стадии активного вытаивания характерны переувлажненные анаэробные условия, которые, вместе с количеством органического вещества, поступающим при вытаивании подстилающих отложений и при отмирании и разложении современной растительности в самом аласе, создают благоприятную обстановку для метаногенеза. В этом случае, если происходило промерзание водонасыщенных и насыщенных метаном отложений, метан сохранялся. Если перед промерзанием произошло обмеление и высыхание озера, промерзание отложений произошло после дренирования озерной котловины (и, соответственно, снижения активности микробиомассы, продуцирующей метан, ввиду отсутствия анаэробных условий), то весь накопившийся к моменту промерзания метан, очевидно, попал в атмосферу в результате его эмиссии из немерзлых отложений.

Выводы к Главе 5

1. Распределение метана в мерзлых породах и льдах отличается большой изменчивостью по глубине и простиранию как между различными горизонтами, так и в пределах одного горизонта, причем разброс значений возрастает с увеличением средней концентрации. Концентрация метана в верхних горизонтах отложений ММП Центральной Якутии составляет от 3,4 до 234 436,0 ppmv (млн⁻¹ по объему) и зависит от типа отложений и условий их промерзания–оттаивания. В отложениях с малым содержанием метана благоприятных условий для метаногенеза не было даже на локальном уровне, в то же время при накоплении отложений с высоким содержанием метана при промерзании могло происходить его значительное перераспределение, и возникали зоны с его пониженным и повышенным содержанием относительно среднего. После промерзания перераспределение метана не происходило, несмотря на возникающие градиенты его концентрации.

2. Для отложений позднеплейстоценового ледового комплекса правого (тунгюлюнская и абалахская террасы, V терраса р.Алдан) и левого (маганская терраса) берегов Лены установлена принципиальная разница в содержании метана в подземных льдах и вмещающих отложениях. Так, для первых средние значения концентрации метана в газовой фазе многолетнемерзлых отложений и льда составляют первые десятки–сотни ppmv, тогда как для маломощного ЛК левого берега концентрации составляют сотни–первые тысячи ppmv. При этом для ЛК Юкэчи и Нелегер, которые отличаются от остальных ЛК тем, что ПЖЛ развиты в пылеватых песчаных–супесчаных отложениях с низким содержанием органического углерода, характерны отдельные высокие значения концентраций (тысячи ppmv). Это вероятно говорит о разных ведущих факторах в формировании ЛК.

3. Для перекрывающих отложений ледового комплекса (промежуточный слой), как правого, так и левого берега характерны высокие значения концентраций – до 3951,4 ppmv для урочища Нелегер и 5325, 0 ppmv для обнажения Мамонтовой горы, до 10067,7 ppmv для района Юкэчи. Такие результаты не противоречат имеющимся, где для ЛК Северо-Востока Якутии максимальные значения концентрации метана также приурочены к перекрывающему слою, что объясняется голоценовым потеплением, которое сопровождалось активизацией термокарста, оттаиванием и переотложением ледового комплекса, когда верхние горизонты водоразделов, в результате глубокого оттаивания, преобразовались в покровный слой.

4. Подстилающие аллювиальные песчаные отложения ледового комплекса Мамонтовой горы неоген-плейстоценового возраста содержат на порядки большее количество метана, и характеризуются неравномерным распределением газа в отложениях, характеризуюсь

концентрациями от долей процента до 16,5 %, причем максимальные значения приурочены к сингенетически промерзавшим пескам среднего плейстоцена, вопреки имеющейся гипотезе в литературе о том, что сингенетическое промерзание не способствует накоплению метана.

5. Максимальные концентрации метана зафиксированы в отложениях аласа Юкэчи абалахской террасы, составляя от 11,5 до 23,4 %, тогда как для отложений аласов маганской террасы наблюдаются значительные различия в ее пределах—в одном аласе значения достигают 4,8%, но приурочены только к верхним 2,5 м, тогда как в другом составляют доли процента до глубины 5,0 м, соответствующей нижней границе ЛК, по которому алас сформировался. Такие различия не связаны с особенностями распределения метана в подстилающих ЛК, а связаны с разными стадиями, на которых произошло промерзание аласов. Оттаивание льдистых мерзлых пород ледового комплекса и образование термокарстовых озер — благоприятные факторы для процессов метаногенеза и накопления метана в отложениях. Если промерзание аласа начало происходить в его активной стадии, на стадии обводненности, метан сохраняется. В таком случае по глубине, до которой распространены высокие концентрации, можно косвенно судить о максимальной мощности протаивания аласа. При спуске озера и перехода аласа в субаэральные условия возможно выделение накопившегося метана из отложений перед промерзанием пород.

б. На основании определения изотопного состав углерода в метане и углекислом газе, а также стабильного изотопа водорода в метане выявлена новая региональная особенность генезиса метана. Для ЛК Центральной Якутии характерен более тяжелый изотопный состав углерода метана (значения составляют от $-49,3\text{‰}$ до $-64,5\text{‰}$) в отличие от ЛК Северо-Востока (от -64 до -99‰), где метан имеет, очевидно, биогенное происхождение. Утяжеление изотопного состава связано скорее всего со смешением угольного метана, из угольных пластов неогеновых или меловых отложений, мигрировавшим сквозь мерзлую толщу, с биогенным метаном, который продуцировался одновременно с формированием отложений. Согласно полученным коэффициентам фракционирования, тип метаногенеза ацетокластический, в отличие от гидрогенотрофного для ЛК Северо-Востока. Для исключения процессов окисления метана, которое, возможно, приводит к утяжелению его изотопного состава, далее в работе рассмотрен состав метаногенных и метанотрофных микроорганизмов образцов ЛК Мамонтовой горы и Сырдах.

ГЛАВА 6. Состав микробных сообществ как инструмент исследования условий формирования многолетнемерзлых отложений

1. Гипотезы связи состава палеомикробного сообщества и условий накопления и промерзания изучаемых отложений

Так как микробное сообщество отображает обстановку, при которой отложения формировались, а также модифицируется под влиянием процессов промерзания – оттаивания, автор выдвигает следующие гипотезы:

- 1) состав и структура микробных сообществ сходны в мерзлых сингенетических отложениях, и значительно различаются в отложениях эпигенетического типа;
- 2) состав микробных сообществ отображает источник воды в жильных льдах, а также маркирует горизонты, которые подвергались оттаиванию и последующем промерзанию;
- 3) сходство в составе и структуре микробного сообщества в разных ледовых комплексах может являться признаком их синхронного накопления и промерзания;
- 4) данные о наличии и составе метанопродуцирующих и метаноокисляющих микроорганизмов в отложениях является дополнительным инструментом, позволяющим уточнить генезис метана.

Для проверки гипотез были отобраны образцы из всех генетических горизонтов обнажения Мамонтова гора (13 шт, номера образцов МГ1–МГ12), а также из видимой части обнажения оз. Сырдах (3 шт, номера С13–С15). Схема отбора образцов показана на рис. 6.1.

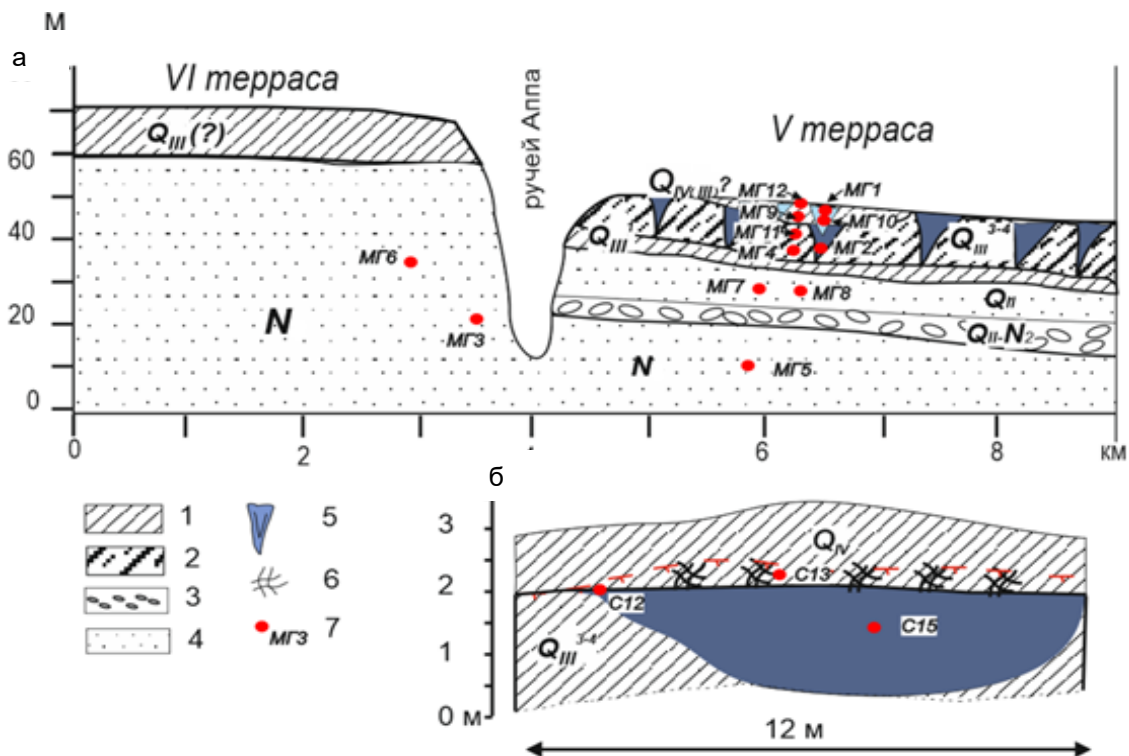


Рис. 6.1. Схема отбора образцов обнажения Мамонтова гора (а) и оз. Сырдах (б) для микробиологических исследований.

В Таблице 6.1 приводится описание типа и возраста отложений с соответствующим типом промерзания. Результаты, описанные в этой главе, опубликованы автором в (Cherbunina et al., 2021, и Rakitin et al., 2020).

Таблица 6.1. Список отобранных образцов для микробиологического анализа из обнажений Мамонтовой горы и оз. Сырдах.

Номер образца	Точка отбора	Тип отложений	Глубина отбора от поверхности, м	Возраст накопления отложений	Возраст начала непрерывного промерзания отложений	Тип промерзания
МГ3	Мамонтова гора, 80-метровая терраса (VI)	песок	48,1	Миоцен	Средний плейстоцен	эпикриогенное
МГ4	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), нижний ярус ЛК	Суглинок (вмещающий ледяные жилы)	14,3	Поздний плейстоцен	Поздний плейстоцен	синкриогенное
МГ5	Мамонтова гора, 50-м терраса	песок	38,8	Миоцен	Средний плейстоцен	эпикриогенное
МГ6	Мамонтова гора, 80-метровая терраса (VI)	песок	33,2	Миоцен	Средний плейстоцен	эпикриогенное
МГ7	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V)	песок	19,8	Средний плейстоцен	Средний плейстоцен	синкриогенное
МГ8	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V)	песок	19,4	Средний плейстоцен	Средний плейстоцен	синкриогенное
МГ9	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), верхний ярус ЛК	Суглинок (вмещающий ледяные жилы)	3,5	? Поздний плейстоцен, голоцен	? Поздний плейстоцен, голоцен	?
МГ10	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), верхний ярус ЛК	лед	3,6	? Поздний плейстоцен, голоцен	? Поздний плейстоцен, голоцен	?
МГ11	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), нижний ярус ЛК	Суглинок (вмещающий ледяные жилы)	4,5	Поздний плейстоцен	Поздний плейстоцен	синкриогенное

Номер образца	Точка отбора	Тип отложений	Глубина отбора от поверхности, м	Возраст накопления отложений	Возраст начала непрерывного промерзания отложений	Тип промерзания
С13	Оз.Сырдах	Суглинок (покровный)	2,0	голоцен	голоцен	эпикриогенное
С14	Оз. Сырдах	Суглинок (покровный)	2,1	голоцен	голоцен	эпикриогенное
С15	Оз. Сырдах	лед	3,0	Поздний плейстоцен	Поздний плейстоцен	синкриогенное
МГ1	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), верхний ярус ЛК	лед	2,1	? Поздний плейстоцен, голоцен	? Поздний плейстоцен, голоцен	?
МГ2	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), нижний ярус ЛК	лед	14,7	Поздний плейстоцен	Поздний плейстоцен	синкриогенное
МГ12	Мамонтова гора, 50 - метровая терраса (V), СТС	суглинок	1,2	голоцен	голоцен	—

6.2. Состав прокариотного сообщества обнажений Мамонтова гора и оз. Сырдах

Установлено, что микробные сообщества исследуемых образцов, в основном, представлены бактериями. Археи обнаружены в минорных количествах и составляют для Мамонтовой горы в сообществах ПЖЛ (верхний ярус) – 0,2 и 0,6 %, вмещающих отложений верхнего яруса – 0,6 %, вмещающих отложений нижнего яруса – 0,01 и 0,04 %, ПЖЛ верхнего яруса содержат 0,3 %, СТС – 0,1 % от суммарного количества идентифицированных чтений. В песке (плейстоцен-неоген), подстилающем отложения ледового комплекса, в 6 исследованных образцах обеих террас архей не обнаружено. Во льду обнажения района оз. Сырдах количество идентифицированных чтений – 0,1 %, в перекрывающих ледяную жилу суглинках — от 0,01 до 0,25 %. Образцы различаются как по составу основных групп микроорганизмов, так и по их соотношению, преобладают последовательности генов 16S рРНК представителей следующих бактериальных типов: *Acidobacteria*, *Actinobacteria*, *Bacteroidetes*, *Chloroflexi*, *Firmicutes*, *Gemmatimonadetes*, *Proteobacteria*, *Parcubacteria*, *Verrucomicrobia*. Характеристики ампликоновых библиотек и видового разнообразия приведены в Приложении 4. Полученные последовательности были внесены в базу данных NCBI (<https://www.ncbi.nlm.nih.gov>) под номерами SRX11067028–SRX11067041 SRR10177296–SRR10177298 и SRR10177296–

SRR10177298. Характеристики ампликоновых библиотек и видового разнообразия (альфа-разнообразии) представлены в Приложении Г. На рис. 6.2. показано распределение бактериальных сообществ на уровне филумов и классов.

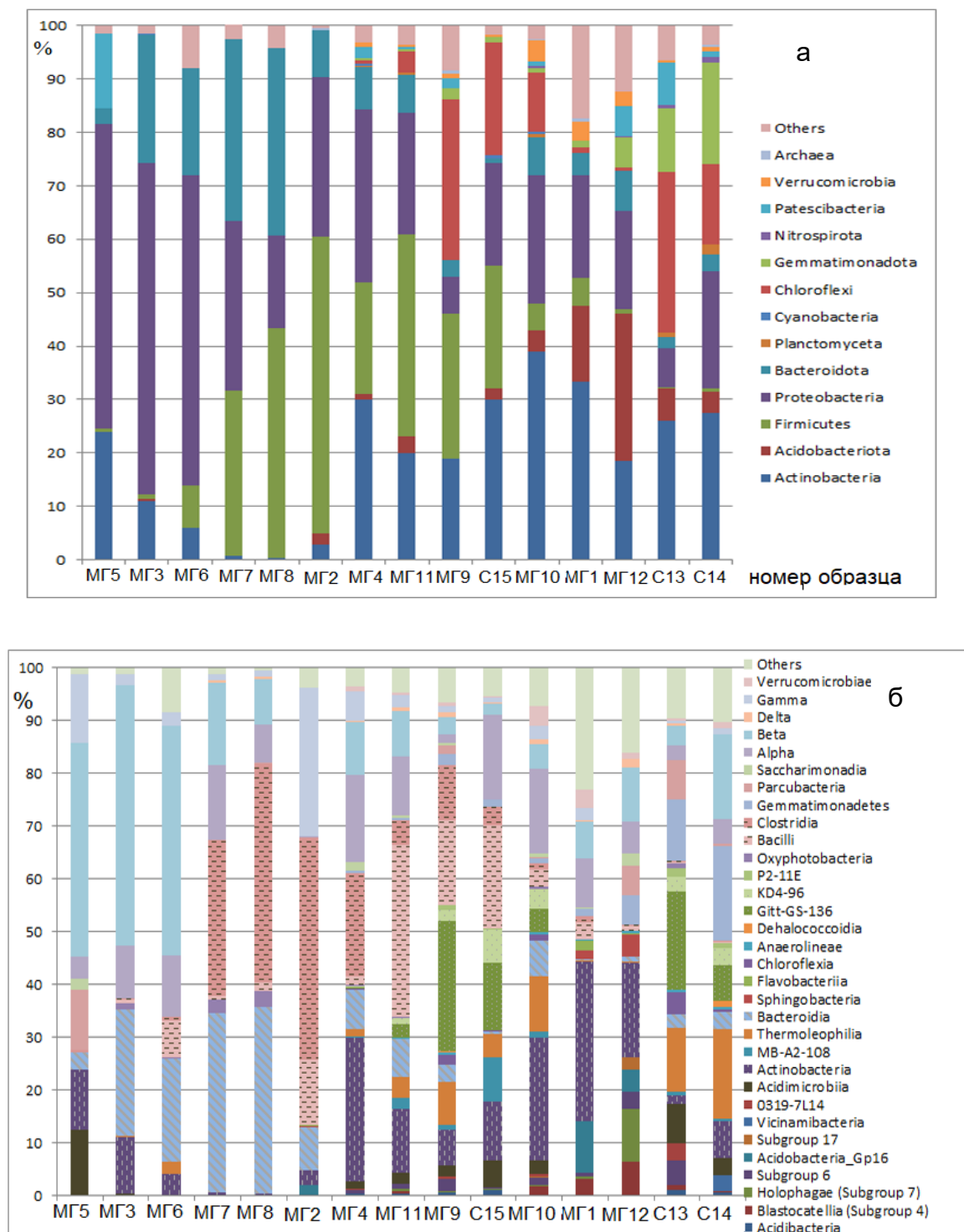


Рис. 6.2. Состав бактериальных сообществ на уровне филумов (а) и классов (б) различных горизонтов обнажений Мамонтова гора и оз. Сырдах, обозначения образцов см выше в Таблице 6.1.

6.2.1. Мамонтова гора

Самые древние отложения, миоценовые аллювиальные пески V и VI террасы (образцы МГ3, МГ5, МГ6):

Доминирующим филумом во всех трех образцах являются *Proteobacteria* (58-61%), представленные в основном классом *Gammaroteobacteria* (44-58%), следующие по численности преобладающие филумы- *Bacteroidota* (3-24%) и *Actinobacteriota* (7-24%). *Firmicutes* составляют значительную часть только в сообществе образца С-6 (9%), тогда как С-5 характеризовался высоким присутствием филы *Patescibacteria* (14%). На уровне рода основной особенностью этих трех образцов является высокая численность *Gallionella* (6-19%) и *Sideroxydans* (3-6%), которые почти полностью отсутствуют в других образцах. Отличительной особенностью образцов МГ3 и МГ5 является наличие *Salinibacterium* (5-6%). Архей не обнаружено.

Аллювиальные пески среднего плейстоцена V террасы (образцы МГ7, МГ8):

Здесь преобладают три филума: *Firmicutes* (31-43%), *Bacteroidota* (34-35%) и *Proteobacteria* (17-31%), в обоих случаях почти в равной степени представленные *Gammaproteobacteria* и *Alphaproteobacteria*. Отличительной особенностью этих образцов является тот факт, что филум *Firmicutes* практически полностью представлен родом *Desulfosporosinus* (что может говорить о присутствии в этих отложениях не только в прошлом, но и в настоящем процесса сульфатредукции). Филум *Bacteroidota* представлен исключительно некультивируемыми микроорганизмами группы *env.OPS 17*. Еще одной отличительной особенностью этих образцов является высокая численность *Diaphrobacter* (7-10%). Архей не обнаружено

Позднеплейстоценовые отложения нижнего яруса ЛК (образцы МГ4, МГ11, МГ2):

Для подземного льда (образец МГ2) три филума составляют 94% от общего количества последовательностей генов 16S рРНК, с преобладанием *Firmicutes* (54%), за которыми следуют *Proteobacteria* (31%) и *Bacteroidetes* (8%). В меньшем количестве представлены *Actinobacteria* и *Acidobacteria*, составляя 3% и 1% соответственно. Во вмещающих суглинках (МГ4, МГ11) эти же доминирующие филумы представлены в похожих пропорциях: *Proteobacteria* (22-32%), *Firmicutes* (21-38%) и *Bacteroidetes* (7-8%), а в большем количестве *Actinobacteriota* (20-30%). На уровне рода образцы отличаются друг от друга. Например, в образце суглинка МГ4 наиболее распространенным родом является *Clostridium* (16%), как и во льду (34%), а в образце МГ11–*Bacillus* (21%). Кроме этого, в подземном льду в филуме *Firmicutes* присутствовали сульфатредуцирующие анаэробы, принадлежащие к роду *Desulfosporosinus* (9%). Протеобактерии в основном были представлены представителями (31%) рода *Psychrobacter*, а основными представителями *Bacteroidetes* являлись строго анаэробные бактерии,

принадлежащие к роду *Paludibacter*. Представителей архей практически не обнаружено (0,04% для образца МГ11), филум *Euryarchaeota* (род *Methanothermobacter*) и *Bathyarchaeia*, и для образца МГ4 археи представлены единственным ОТЕ, который относится к роду *Methanobacterium* филума *Euryarchaeota*.

Отложения верхнего яруса ЛК Мамонтовой горы неопределенного возраста (поздний плейстоцен-голоцен) (МГ 10, МГ1, МГ9)

Основные филумы, представленные в микробном сообществе подземного льда верхнего яруса (образец МГ10) – *Actinobacteriota* (39%), *Proteobacteria* (23%), *Chloroflexi* (11%), *Bacteroidota* (7%) и *Firmicutes* (5%) составляют основу сообщества. Для другого образца льда, расположенного выше, ближе к подошве СТС, наблюдается следующее распределение: *Actinobacteriota* (29%), *Acidobacteria* (19,52%), *Proteobacteria* (18,45%), *Verrumicrobia* (6%), *Firmicutes* и *Gemmatimonadetes* по 3 %. В отличие от образца вмещающего суглинка (МГ9) здесь нет явно доминирующих родов микроорганизмов. Каждый род составляет не более 4% всех микроорганизмов. Образец МГ9, отобранный из вмещающих суглинков, имеет те же доминирующие филумы, но в другом соотношении: *Actinobacteria* (7%), *Proteobacteria* (6%), *Chloroflexi* (30%), *Bacteroidota* (7%) и *Firmicutes* (27%). На уровне рода здесь четко выделяются две группы: некультивируемые *Chloroflexi* кластера *Gitt-GS-136* (24%) и род *Bacillus* (12%). В сообществе архей суглинка и подземного льда, которые составляют 0.6 % от всех прокариотных филоотипов, преобладают *Thaumarchaeota* в первом и *Euryarchaeota* и *Thaumarchaeota* во втором. Для подземного льда, где количество чтений составляет 0,04% это *Euryarchaeota* и *Crenarchaeota*.

Сезонно-талый слой (образец МГ12):

В сообществе слоя сезонного оттаивания преобладали *Acidobacteria* (32%), *Actinobacteria* (19%), *Proteobacteria* (18%), *Gemmatimonadetes* (7%), *Parcubacteria* (7%) и *Bacteroidetes* (6%). Доля архей составила 0,1% и представлена филумами *Euryarchaeota* и *Thaumarchaeota*. Ацидобактерии – постоянный и наиболее многочисленный компонент микробных сообществ болотных и тундровых почв криолитозоны. Значительная часть *Acidobacteria* в исследованных образцах СТС представлена последовательностями, принадлежащими филогенетическим группам: *Gp7*, *Gp4* и *Gp16*. Среди протеобактерий преобладают последовательности *Betaproteobacteria* (52% чтений на уровне класса). В их числе последовательности бактерий, участвующих в круговороте железа, относящихся к родам *Albidiferax* и *Sideroxydans*. Отмечено также значительное количество бактерий, ассоциированных с растительными остатками, например, представителей рода *Acidovorax*. Выявлены последовательности психротолерантных бактерий родов *Polaromonas* и *Herminiimonas*. Среди альфа-протеобактерий встречаются широко распространенные в почве бактерии, способные вступать в симбиотические отношения с

растениями, относящиеся к родам *Devosia* и *Mesorhizobium*, а также бактерии, участвующие в деградации растительных остатков и сложных органических соединений, представители родов *Rhodopseudomonas*, *Sphingomonas*, *Novosphingobium*, *Phenylobacterium*. Дельта-протеобактерии (8,6 %) в основном, представлены последовательностями бактерий, участвующими в разложении сложных органических соединений — продуктов разложения растительных остатков, относящихся к родам *Kofleri* (способных разрушать хитин) и *Geobacter*, а также бактерий рода *Desulfuromonas*, участвующих в анаэробной деструкции органического вещества. *Epsilonproteobacteria* (5,9 %) в основном, представлены последовательностями, принадлежащими анаэробным бактериям, относящимся к роду *Sulfurospirillum*. Также в значительном количестве представлены последовательности актинобактерий рода *Ilumatobacter* (8 % от всех чтений) и бактерий рода *Gemmatimonas* (8% от всех чтений). Ранее было отмечено, что доминирование бактерий родов *Ilumatobacter*, *Gemmatimonas* и *Acidobacteria Gp 16* в микробных сообществах было предложено рассматривать в качестве биомаркера озерных отложений континентальных озер Антарктики (Gugliandolo et al., 2016). Кроме этого, выявлены последовательности актинобактерий рода *Arthrobacter* (6,5 %), которые участвуют в разложении труднодоступных органических соединений.

6.2.2. Оз. Сырдах

Подземный лед Ледового Комплекса (С15)

99,9 % филоотипов принадлежали к домену *Bacteria*, среди которого доминировали филумы *Actinobacteria* (39 %), *Firmicutes* (23 %), *Chloroflexi* (2 1%) и *Proteobacteria* (19 %). Большая доля *Firmicutes* представлена обилием родов бактерий, способных к спорообразованию, преимущественно родом *Bacillus*, почти все остальные фирмикуты (14,2 %) представляют собой рода класса *Clostridia*. В филуме *Chloroflexi* преобладают классы *Gitt-GS-136* (60,1 %) и *KD4-96* (29,6%). Присутствие в библиотеке класса фотосинтетических аноксигенных грамотрицательных бактерий *Chloroflexia* может быть связано с образованием исследуемого льда из фотосинтетически-активной водной экосистемы. Это также подтверждается большой долей класса *Proteobacteria*, включающей рода бактерий-обитателей озерных и морских местообитаний, а также присутствию 0,09 % типа *Planctomycetes*, характерного для анаэробных пресных и соленых водных сред. *Alphaproteobacteria* составляют 84 % протеобактерий, среди них в основном фототрофные. 13,7 % протеобактерий – гаммапротеобактерии, из них 70 % приходится на отряд *Betaproteobacteriales* семейство *Burkholderiales*. Также 1,5% филоотипов относятся к классу сине-зеленых водорослей, фотосинтезирующих грамотрицательных бактерий *Cyanobacteria*. Всего 0,1% выявленных филоотипов относились к домену *Archaea*, из которых 45,5% - к типу *Euryarchaeota*, 36,4% - к *Thaumarchaeota* и 18,2% к *Woesearchaeota*.

Суглинки промежуточного слоя, непосредственно перекрывающие жилу льда (образцы С14, С13), моложе 10 тыс. лет

Доминирующие филумы следующие: *Chloroflexi* (15–30%), *Actinobacteriota* (26–28%), *Proteobacteria* (7–22%), *Gemmatimonadota* (12–19%), *Acidobacteriota* (4–6%) и *Bacteroidetes* (2–3%). Филум *Gemmatimonadota* практически полностью представлен некультивируемыми микроорганизмами. Среди актинобактерий значительная часть сообщества в обеих пробах представлена некультивируемыми группами классов *Actinobacteria*, *Thermoleophilia* и *Acidimicrobiia*. На уровне рода некультивируемые *Chloroflexi* кластера *Gitt-GS-136* (7–19%) также очень многочисленны.

6.3. Использование данных состава и структуры микробных сообществ для палеореконокструкций

6.3.1. Используемые статистические метрики и результаты их расчета

Бактериальные сообщества исследованных горизонтов отличаются как по составу доминантных групп, так и по их соотношению. Для сравнения профилей микробных сообществ использовалась часто применяемая в экологических исследованиях метрика Брея-Кертиса (Bray-Curtis dissimilarity, см. Главу 3) которая показала различные коэффициенты сходимости на уровнях филумов и классов (табл. 6.2, 6.3) для исследуемых образцов, а также филогенетическая метрика взвешенных расстояний UniFrac (метрика «weighted UniFrac»), учитывающая степень родства таксонов (ОТЕ), представленных в сравниваемых сообществах (близость их расположения на филогенетическом дереве, см. Главу 3). Для отображения последнего применялся метод «Анализа главных координат» (=метрическое многомерное шкалирование, Gower, 1971, Шитиков, Зинченко, 2019), позволяющий провести идентификацию биологически значимых кластеров. Результаты в графическом виде представлены на рис.6.3 и 6.4.

Таблица 6.2. Численные значения метрики несходства Брея — Кертиса на уровне филумов

	МГ3	МГ6	МГ5	МГ4	МГ7	МГ8	МГ11	МГ10	МГ9	С13	С14	С15	МГ12	МГ1	МГ2
МГ3	0,00	0,15	0,26	0,47	0,43	0,57	0,56	0,55	0,76	0,78	0,61	0,65	0,63	0,67	0,56
МГ6	0,15	0,00	0,32	0,43	0,39	0,53	0,53	0,54	0,71	0,77	0,68	0,66	0,61	0,61	0,48
МГ5	0,26	0,32	0,00	0,38	0,64	0,78	0,52	0,46	0,68	0,58	0,49	0,54	0,53	0,55	0,62
МГ4	0,47	0,43	0,38	0,00	0,38	0,52	0,22	0,27	0,42	0,56	0,42	0,25	0,50	0,39	0,34
МГ7	0,43	0,39	0,64	0,38	0,00	0,14	0,38	0,63	0,62	0,89	0,74	0,56	0,74	0,73	0,29
МГ8	0,57	0,53	0,78	0,52	0,14	0,00	0,37	0,70	0,62	0,89	0,78	0,58	0,75	0,74	0,31
МГ11	0,56	0,53	0,52	0,22	0,38	0,37	0,00	0,33	0,32	0,58	0,45	0,28	0,50	0,46	0,26
МГ10	0,55	0,54	0,46	0,27	0,63	0,70	0,33	0,00	0,45	0,42	0,27	0,30	0,45	0,32	0,58
МГ9	0,76	0,71	0,68	0,42	0,62	0,62	0,32	0,45	0,00	0,29	0,47	0,25	0,58	0,54	0,57
С13	0,78	0,77	0,58	0,56	0,89	0,89	0,58	0,42	0,29	0,00	0,29	0,40	0,45	0,48	0,84
С14	0,61	0,68	0,49	0,42	0,74	0,78	0,45	0,27	0,47	0,29	0,00	0,30	0,46	0,41	0,70
С15	0,65	0,66	0,54	0,25	0,56	0,58	0,28	0,30	0,25	0,40	0,30	0,00	0,59	0,40	0,52
МГ12	0,63	0,61	0,53	0,50	0,74	0,75	0,50	0,45	0,58	0,45	0,46	0,59	0,00	0,29	0,69
МГ1	0,67	0,61	0,55	0,39	0,73	0,74	0,46	0,32	0,54	0,48	0,41	0,40	0,29	0,00	0,68
МГ2	0,56	0,48	0,62	0,34	0,29	0,31	0,26	0,58	0,57	0,84	0,70	0,52	0,69	0,68	0,00

Таблица 6.3. Численные значения метрики несходства Брея — Кертиса на уровне классов

	МГ3	МГ6	МГ5	МГ4	МГ7	МГ8	МГ11	МГ10	МГ9	С13	С14	С15	МГ12	МГ1	МГ2
МГ3	0,00	0,19	0,38	0,57	0,46	0,56	0,58	0,63	0,81	0,86	0,67	0,74	0,69	0,68	0,85
МГ6	0,19	0,00	0,44	0,57	0,49	0,60	0,52	0,59	0,71	0,79	0,67	0,69	0,69	0,64	0,77
МГ5	0,38	0,44	0,00	0,61	0,74	0,81	0,66	0,69	0,78	0,72	0,64	0,75	0,64	0,73	0,80
МГ4	0,57	0,57	0,61	0,00	0,44	0,53	0,42	0,33	0,62	0,79	0,67	0,58	0,56	0,45	0,61
МГ7	0,46	0,49	0,74	0,44	0,00	0,15	0,64	0,69	0,77	0,87	0,74	0,77	0,80	0,78	0,59
МГ8	0,56	0,60	0,81	0,53	0,15	0,00	0,68	0,76	0,77	0,88	0,81	0,83	0,82	0,80	0,47
МГ11	0,58	0,52	0,66	0,42	0,64	0,68	0,00	0,39	0,44	0,70	0,61	0,35	0,62	0,56	0,68
МГ10	0,63	0,59	0,69	0,33	0,69	0,76	0,39	0,00	0,49	0,54	0,51	0,42	0,54	0,41	0,80
МГ9	0,81	0,71	0,78	0,62	0,77	0,77	0,44	0,49	0,00	0,41	0,50	0,41	0,71	0,72	0,68
С13	0,86	0,79	0,72	0,79	0,87	0,88	0,70	0,54	0,41	0,00	0,38	0,59	0,64	0,77	0,92
С14	0,67	0,67	0,64	0,67	0,74	0,81	0,61	0,51	0,50	0,38	0,00	0,55	0,65	0,73	0,90
С15	0,74	0,69	0,75	0,58	0,77	0,83	0,35	0,42	0,41	0,59	0,55	0,00	0,72	0,64	0,77
МГ12	0,69	0,69	0,64	0,56	0,80	0,82	0,62	0,54	0,71	0,64	0,65	0,72	0,00	0,41	0,90
МГ1	0,68	0,64	0,73	0,45	0,78	0,80	0,56	0,41	0,72	0,77	0,73	0,64	0,41	0,00	0,85
МГ2	0,85	0,77	0,80	0,61	0,59	0,47	0,68	0,80	0,68	0,92	0,90	0,77	0,90	0,85	0,00

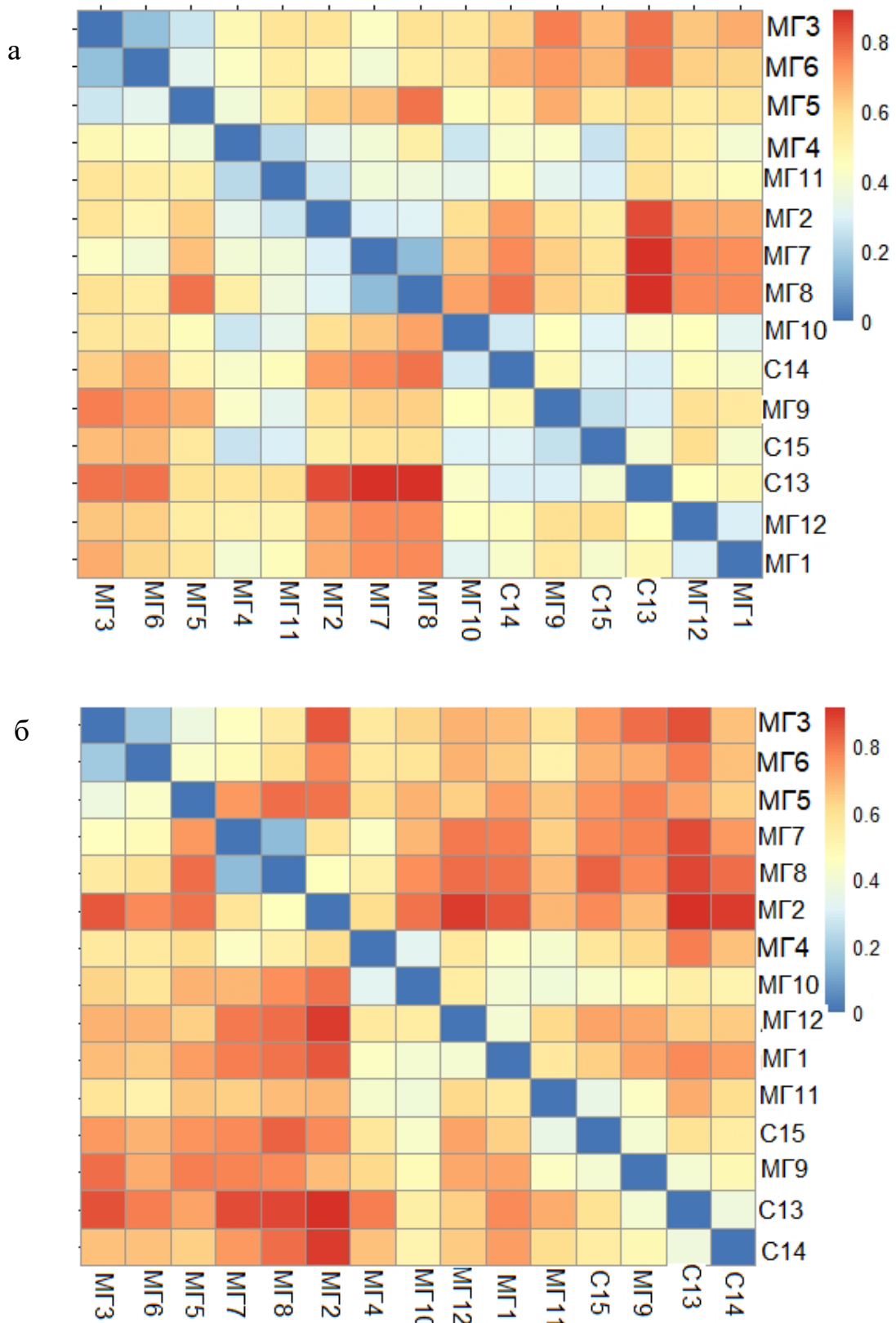


Рис. 6.3. Тепловая карта («хитмап») метрики несходства Брея — Кертиса для филумов (а) и классов (б).

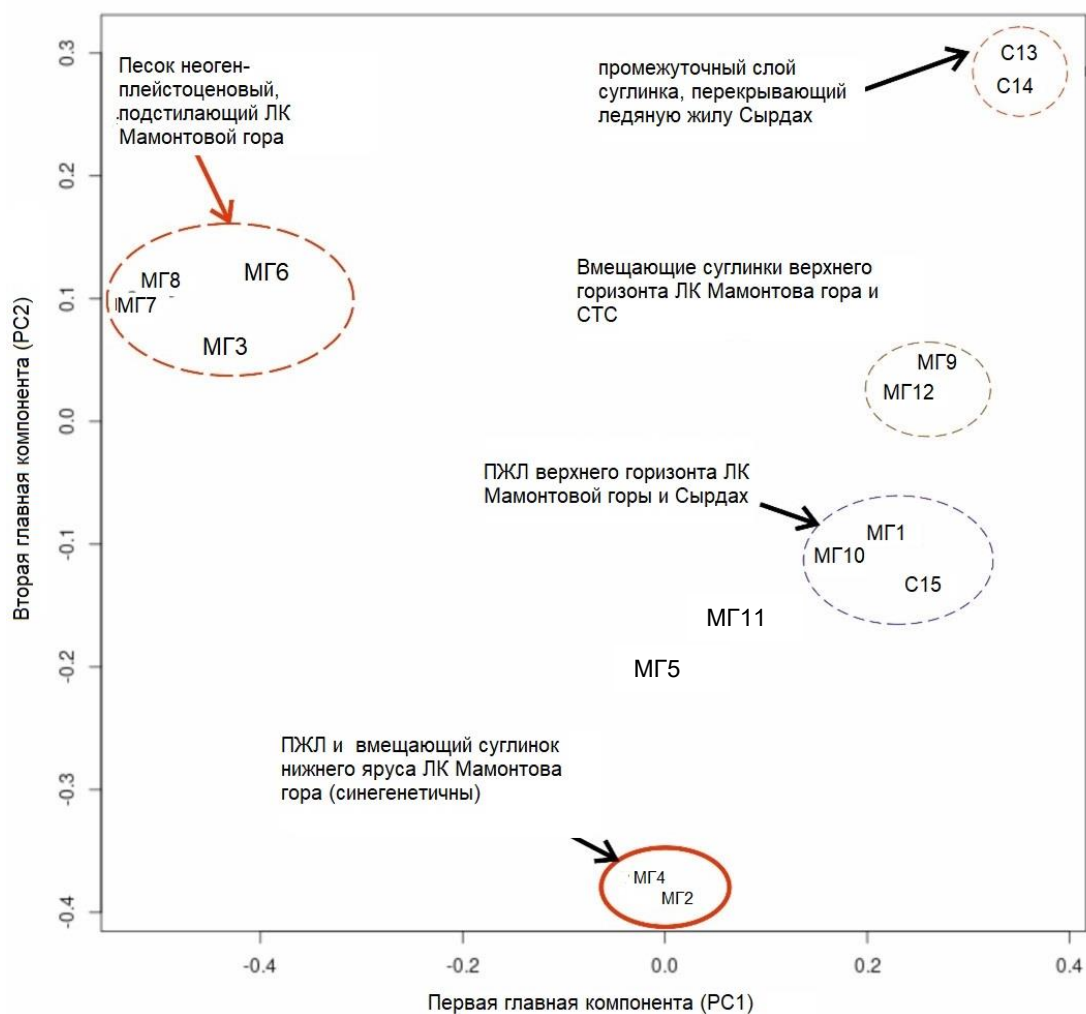


Рис. 6.4. Анализ бета-разнообразия методом основных координат (PCoA) на основе взвешенных расстояний расстояния UniFrac (метрика «weighted UniFrac»). Образы «МГ» – Мамонтова гора, «С» – оз. Сырдах.

6.3.1. Микробные сообщества и их связь с типом отложений

Древние аллювиальные пески неоген-среднеплейстоценового времени

Наиболее древние отложения, аллювиальные пески миоцена (образцы МГ3, МГ5, МГ6) характеризуются одними из самых низких коэффициентов разнообразия Шэннона-Уивера (3,0–3,3) и высокими коэффициентами сходства на уровне филумов. Самое большое сходство наблюдается между образцами МГ3 и МГ6, относящимися к VI террасе (расхождение 15%), образец МГ5 V террасы характеризуется меньшим сходством с ними (расхождение 26–32%). Эти отложения накапливались в теплых, влажных условиях неогена, затем толща промерзла эпигенетически в среднем плейстоцене. По филогенетической метрике сходства UniFrac distance metric они также кластеризуются вместе с русловыми сингенетическими отложениями песков 50-метровой террасы, но при этом наблюдается значительное различие на уровне филумов и классов, достигая расхождения в 39–57% с образцами МГ3 и МГ5, и еще

больше, до 78% с образцом МГ5.

В образцах среднеплейстоценовых песков (МГ7 и МГ8) коэффициенты разнообразия Шэннона-Уивера еще ниже (1,99–2,29), несмотря на то что отложения значительно моложе, что, видимо, связано с синхронностью процессов накопления отложений и их промерзания. Кроме того, образцы этих песков обладают самым высоким сходством на уровне филумов (расхождение 14 %). Профили основных сообществ те же что и для неогеновых песков, но кардинально меняется их соотношение — в песках, формировавшихся в гораздо более суровых климатических условиях среднего плейстоцена (образцы МГ7, МГ8), подвергавшихся промерзанию синхронно их накоплению, доминируют представители спорообразующих *Firmicutes* (до 43 %), с преобладающими родами *Desulfosporosinu* класса *Clostridia*, которые либо полностью отсутствуют, либо присутствуют в минорном количестве в неогеновых песках, сформировавшихся в теплое время (до 8 %). Также остаются в следовых количествах *Actinobacteriota*, но несколько увеличивается доля филума *Bacteroidota* от неогеновых к среднеплейстоценовым пескам. Те же основные профили на уровне филумов наблюдаются в ранее опубликованных данных по микробному сообществу неогенового песка 50-метровой террасы (Brouchkov et al., 2017), с минорным количеством фирмикут, отсутствием актинобактерий, но с доминированием *Bacteroidetes*. Тот факт, что ни в одном из образцов не найдено даже следов архей, говорит, возможно, о несохранности ДНК архей в древних отложениях.

Отложения ледовых комплексов. Ледяные жилы

В исследованных образцах ледяных жил получены значительные различия в составе микробного сообщества подземного льда нижнего и верхнего яруса Мамонтовой горы, подтверждая, что это жилы разных генераций. Группа образцов жил верхнего яруса Мамонтовой горы (МГ10 и МГ1), и лед обнажения оз. Сырдах (С15) кластеризуются вместе на основании метрики взвешенных расстояний UniFrac, на значительном удалении от льда нижнего яруса (МГ2). Несходство Брей-Кертиса на уровне филумов между образцом льда нижнего яруса МГ и остальными образцами льда достигает значений 0,52–0,68, тогда как между образцами внутри кластера составляет 0,30–0,32, максимальное значения несходства 0,40 наблюдается между образцами льда обнажения оз. Сырдах и образцом ММГ верхнего яруса МГ, который отобран ближе к сезонно-талому слою, чем образец МГ10, при этом ранее установлена некоторая общность микробных компонент этого образца с деятельным слоем (МГ12), которая, вероятно, указывает на инфильтрацию организмов из слоя сезонного оттаивания (Rakitin et al., 2020).

Итак, эти 2 группы образцов отличаются как по составу сообществ, так и по метрикам микробного разнообразия. Для подземного льда нижнего яруса наблюдается значительное снижение уровня разнообразия бактерий, как на уровне филумов, так и на уровне таксонов более

низкого ранга. На долю представителей двух филумов приходится большая часть сообщества — *Firmicutes* (54,5 %) и *Proteobacteria* (31,4 %). Для всех остальных изученных образцов льда микробное сообщество гораздо более разнообразно — коэффициенты Шэннона-Уивера для верхнего яруса льда Мамонтовой горы сверху вниз изменяются от 7,6 до 5,7, опускаясь до 3,7 для нижнего яруса льда. Для подземного льда обнажения оз. Сырдах индекс Шэннона-Уивера составляет 4,2.

Основные отличия на уровне филумов между кластерами образцов льда связаны с появлением в образцах льда верхнего яруса (МГ10) и подземного льда оз. Сырдах (С15) класса фотосинтетических аноксигенных грамотрицательных бактерий *Chloroflexia*, что может быть связано с образованием исследуемого льда из фотосинтетически-активной водной экосистемы (11–21 %), при этом преобладают не так давно идентифицированные типы *Gitt- GS- 136*, *KD4-96*, которые по имеющимся литературным данным, чаще всего встречаются в верхнем почвенном слое, речных осадках, пресноводных озерах (Mehrshad et al., 2018), а также были широко распространены в таберальных отложениях, в том числе недавно протаявших, вместе с *Actinobacteria (Gaiellales, 0319-7L-14)* (Winkel et al 2019).

Анализируя совместно эти данные и описанные выше выводы по химическому и изотопному составу подземных льдов, можно отметить определенное соответствие между происхождением воды, степенью ее преобразования испарением и составом микробного сообщества. Изотопно более легкому жильному льду нижнего слоя ЛК Мамонтовой Горы (см Главу 4), который наиболее вероятно, формировался из талых вод снега, на что указывает в том числе коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$, составляющий 8,18, соответствует бедное, малоразнообразное микробное сообщество, здесь полностью отсутствуют микроорганизмы филума *Chloroflexia*. Тогда как в ледяной жиле обнажения Сырдах, которой соответствует самый низкий коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ (6,6), источник воды в жиле другой – вода, подвергшаяся значительному фракционированию за счет испарения, то есть это поверхностная вода, возможно испарившаяся вода полигональной ванны, или сезонно-талого слоя, здесь наблюдается максимальное количество (21%) бактерий *Chloroflexia*, представленное классами, указанными выше. Для подземного льда верхнего яруса Мамонтовой Горы доля сообщества *Chloroflexia* составляет около 11 %, при этом согласно полученным изотопным данным по льду, происхождение воды соответствует атмосферному происхождению льда, при этом указывая на незначительное участие вод неатмосферного происхождения (коэффициент соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составляет 6,9-7,2 соответственно). Кроме этого, как было сказано выше, во льду отмечены образцы с более тяжелым изотопным составом, что также однозначно указывает на участие в формировании льда жил испарившихся озерно-болотных (аласных) вод. Химический состав подземного льда, с характерной повышенной минерализацией в обеих жилах, подтверждает

участие не только снежной талой воды в формировании жилы (минерализация снега 10–15 мг/л).

Высокие показатели сходства микробных сообществ в верхнем ярусе льда МГ и льда обнажения оз. Сырдах могут указывать как на близкие условия формирования отложений, так и на связь с возрастом их формирования. Возраст жил льда района оз. Сырдах, согласно датировкам вмещающих отложений, составляет между 13,7 и 19,6 т.л.н, при этом имеющиеся датировки по льдам Мамонтовой горы непосредственно из жил составляют 15–21 т.л.н., датировки из вмещающих отложений Мамонтовой горы составляют в основном 35–47 т.л.н. (за исключением датировки в 26 т.л.н). Датировка, полученная в ходе этой работы для вмещающих отложений верхнего яруса ледяных жил МГ, составляет 44 т.л.н. Для уточнения этого вопроса рассмотрим микробные сообщества, полученные по вмещающим и перекрывающим отложениям Мамонтовой горы и оз. Сырдах.

Отложения ледовых комплексов. Вмещающие и перекрывающие отложения

Самые высокие коэффициенты сходства на уровне филумов получены для суглинков нижнего яруса (образец МГ4/МГ11, расхождение Брея-Кертиса 22 %). Они представлены в основном одними и теми же филумами, различаясь во вкладе филума *Firmicutes* (38 % для МГ4 и 21 % для МГ11), при этом наблюдается преобладание в несколько раз *Bacilli* (*Bacillus sp.*) над *Clostridia* (*Clostridium sensu stricto* 13) соответственно. Кроме этого, в минорных сообществах в образце МГ11 также появляются *Chloroflexi* (до 3,9%), становится выше доля класса *Thermoleophil* среди *Actinobacteriota*.

Следует отметить, что представители филума *Firmicutes* в описанных образцах встречены только в породах, промерзавших синкриогенно (среднеплейстоценовые пески МГ7, МГ8, позднеплейстоценовые суглинки образцы МГ4, МГ11) и практически отсутствуют в эпигенетически промерзших отложениях миоценовых аллювиальных песков, которые откладывались во влажных, теплых условиях (образцы МГ 3, МГ5, МГ6). Ниже будет показано, что для промежуточного слоя, перекрывающего жилу обнажения оз. Сырдах, промерзшего эпигенетически, также будут отсутствовать представители этого филума. Таким образом, можно предположить, что представители этого филума могут быть показателем синкриогенного промерзания отложений. В другой работе, в сингенетически промерзших позднеплейстоценовых отложениях ЛК тоннеля Фокс Аляски (Mackerlprang et al., 2017, Kanevskiy et al., 2008) показано изменение содержания *Firmicutes*, состоящих в основном из образующих споры классов *Clostridia* and *Bacilli*, с возрастанием содержания представителей этого филума от 13% в самых молодых отложениях возрастом около 19 т.л., до 79% в отложениях возрастом 33 т.л. (промежуточное значение 40–60% отмечено для 27 т.л.), при этом отмечено, что период между 20 и 33 т.л. было холоднее и суше. Следует отметить, что структура микробного сообщества на уровне филумов имеет большое сходство со структурой образцов вмещающих суглинков

нижнего яруса ЛК Мамонтовой горы – образцы МГ4 и МГ11 (особенно с образцом МГ11), а также схожа со структурой сообществ ПЖЛ нижнего яруса. С одной стороны, здесь может играть решающую роль фактор возраста, с другой - невозможно отрицать роль генезиса отложений — так, ранее, для отложений Северо-Востока Якутии палеомикробное сообщество суглинков ледового комплекса такого же возраста значительно отличается, и в целом микробные сообщества значительно различаются в различных по генезису отложениях одного и того же плейстоценового возраста. Например, согласно (Rivkina et al., 2016), это установлено для аласных отложений и вмещающих отложений ледового комплекса (с одинаковыми датировками около 30 т.л.).

Отложения верхнего яруса ледового комплекса Мамонтовой Горы расположены в виде вкладки в нижний ярус, и отделены слоем оторфованного суглинка, при этом жилы верхнего яруса пронизывают нижние. Суглинок верхнего яруса (образец МГ9) имеет большой коэффициент сходства с суглинком (МГ11), расположенным выше относительно образца МГ4, на уровне филумов расхождение Брея-Кертиса соответственно 0,32 и 0,42. Но по метрике Unifrac образец суглинка верхнего яруса (МГ9) расположен вместе с образцом СТС (МГ12), что, несомненно, отражает тот факт, что сообщество СТС наследует сообщество нижележащего суглинка, преобразовывая его вследствие значительных сезонных колебаний температуры. Тем не менее, тот факт, что коэффициент расхождения на уровне филумов достигает 0,58, тоже видится обоснованным, так как такие значительные различия в составе микробного сообщества СТС и нижележащей мерзлой толщи являются весьма типичными (Müller et al., 2018). Возникающее здесь противоречие требует дополнительных исследований.

В СТС практически полностью отсутствуют представители *Chloroflexi* и *Firmicutes*, которые в сумме составляют 57% сообщества образца суглинков (МГ9) верхнего яруса. При этом главное отличие состава микробного сообщества образца МГ9 суглинка верхнего яруса от нижнего — присутствие филума *Chloroflexi* в значительном количестве (30%), а именно, классов *Gitt-GS-136* и *KD4-96*, про которые, как было сказано выше, достоверно известно, что они чаще встречаются в верхнем почвенном слое, речных осадках, пресноводных озерах, а также широко распространены в таберальных отложениях. Тот факт, что фототрофные бактерии являются типичными водными микроорганизмами, редко встречающимися в сухих отложениях, а также то, что в почве фототрофных бактерий мало, но при затоплении водой они развиваются очень активно, подтверждает, вероятно, предположение о частичном протаивании отложений ледового комплекса, обводнении их и последующем промерзании. Тому, что это протаивание произошло в голоцене, противоречат имеющиеся датировки и данные по стабильным изотопам кислорода и водорода, которые показывают близкие значения по льдам верхнего и нижнего горизонта. На основании этого можно предполагать, что ледовый комплекс Мамонтовой горы протаял в МИС-

З с переотложением и последующим повторным промерзанием. Такое переотложение может объяснить достаточно древнюю датировку, в 43,3 тыс.л. н., полученную автором из вмещающих отложений верхнего яруса. Этим же можно объяснить присутствие филума *Firmicutes* в суглинке верхнего яруса, как наследованного из синкриогенно промерзающих отложений нижнего яруса, и в большей части замещенного другими микроорганизмами при протаивании. В пользу такого объяснения также говорит факт наличия значительного количества *Chloroflexi* в суглинках, датированных 10,6 тыс.л.н., перекрывающих ледяные жилы ЛК Сырдах (образцы С13, С14) при полном отсутствии представителей филума *Firmicutes*. Принимая тот факт, что перекрывающие суглинки образовались вследствие протаивания ледового омплекса (Втюрин, 1975; Каплина, 2011) во время голоценового оптимума, наличие значительного количества *Chloroflexi* (а именно представителей классов *Gitt-GS-136* и *KD4-96*) можно рассматривать как биоиндикатор этого процесса, характеризующий, вероятно, происходящее обводнение территории, которое, возможно, приводило к протаиванию. Промерзание покровных суглинков в голоцене было эпикриогенного типа, реконструируемая температура характеризуется значениями, примерно равными современным или чуть ниже.

Отложения ледовых комплексов. Соотношения между вмещающими отложениями и ПЖЛ

Получены высокие коэффициенты сходства на уровне филумов для подземного льда нижнего яруса и вмещающих отложений (расхождение Брея-Кертиса 0,26-0,34), а также максимально близкая кластеризация вместе образца МГ4 и МГ12 по Unifraq. Такое сходство коррелирует с синкриогенным типом формирования нижнего яруса ЛК Мамонтовой горы. Образец МГ11, находящийся ближе к верхней части нижнего яруса, расположенной на расстоянии от МГ4 по Unifraq, также как и от МГ9, но имеющий достаточно высокий коэффициент сходства с верхним суглинком на уровне филумов (0,32), можно интерпретировать как подвергшийся кратковременному протаиванию и затем промерзшему.

Для верхнего яруса ЛК низкий коэффициент сходства (расхождение Брея Кертиса 0,45), а также достаточно далекое расположение по Unifraq (образцы подземного льда Мамонтовой Горы верхнего яруса кластеризуются вместе с подземным льдом обнажения района оз. Сырдах, на некотором расстоянии от вмещающего суглинка) коррелирует с предположением об эпикриогенном образовании льдов верхнего яруса.

6.3.2. Определение генезиса метана с использованием данных о составе микробных сообществ

6.3.2.1. Филогения метаногенов и метанотрофов

Метаногены и метанотрофы — два типа микроорганизмов с метаболизмом, связанным с метаном. Биогенный метан является продуктом преимущественно анаэробного метаногенеза, хотя по последним данным, возможно и аэробное образование (Калистова и др., 2017). Метаногенные археи нередко завершают сложный процесс распада органического вещества в анаэробных условиях, используя в качестве основных субстратов H_2/CO_2 , формиат, ацетат и метилированные соединения. Окисление метана происходит метанотрофными бактериями, которые объединяют группу аэробных бактерий, структурно и функционально специализированных на использовании метана в качестве единственного источника углерода и энергии (Hanson, Hanson, 1996). В настоящее время выявлены также микроорганизмы, участвующие в анаэробном окислении метана, “анаэробные метанотрофные бактерии” (Калистова и др., 2017). В присутствии кислорода метан окисляется представителями *Alphaproteobacteria* и *Gammaaproteobacteria*, а также *Verrucomicrobia*. Кроме этого, изучены процессы сульфат- и нитратзависимого анаэробного окисления метана, осуществляемые археями кластеров ANME (Бакунина и др., 2020).

Все известные метаногенные археи относятся к филуму *Euryarchaeota* и представляют классы: *Methanobacteria*, *Methanococci*, *Methanomicrobia* и *Methanopyri*. В пределах классов было описано пять порядков: *Methanobacteriales*, *Methanococcales*, *Methanomicrobiales*, *Methanosarcinales*, и *Methanopyrales*, эта группа сейчас насчитывает 36 родов и около 170 видов. (Щербакова, 2018).

Порядок *Methanobacteriales* включает 2 семейства (*Methanobacteriaceae* и *Methanothermaceae*), объединяющих 5 родов (*Methanobacterium*, *Methanothermobacter*, *Methanobrevibacter*, *Methanosphaera*, *Methanothermus*).

Порядок *Methanococcales* включает 2 семейства (*Methanococcaceae* и *Methanocaldococcaceae*) и 4 рода (*Methanococcus*, *Methanothermococcus*, *Methanocaldococcus*, *Methanotorris*). К этому порядку относятся водородиспользующие метаногены морских и прибрежных экосистем.

Порядок *Methanomicrobiales* содержит 4 валидированных и одно неклассифицированное семейства (*Methanomicrobiaceae*, *Methanocorpusculaceae*, *Methanospirillaceae*, *Methanoregulaceae*) и 12 родов (*Methanoculleus*, *Methanofollis*, *Methanogenium*, *Methanolacinia*, *Methanomicrobium*, *Methanoplanus*, *Methanocarpusculum*, *Methanospirillum*, *Methanolinea*, *Methanoregula*, *Methanosphaerula*, *Methanocalculus*) водородиспользующих метаногенов.

К порядку *Methanosarcinales*, который объединяет 3 семейства (*Methanosarcinaceae*, *Methanosaetaceae*, *Methanimicoccaceae*) и 12 родов (*Methanosarcina*, *Halomethanococcus*, *Methanimicrococcus*, *Methanomethylovorans*, *Methanolobus*, *Methanococcoides*, *Methanohalophilus*,

Methanosalsum, *Methanohalobium*, *Methanosaeta*, *Methanotrix*, *Methermicoccus*) относят метилотрофных и ацетатиспользующих метаногенов.

Порядок *Methanopyrales* включает семейство *Methanopyraceae* и род *Methanopyrus*, куда входит группа гипертермофильных метаногенов.

Кроме этого, недавно выделен порядок *Methanocellales*, включающий семейство *Methanocellaceae* и род *Methanocella* (Sakai et al., 2008), и *Methanomassiliicoccales*, включающий семейство *Methanomassiliicoccaceae* и род *Methanomassiliicoccus* (Щербакова, 2018).

Метанотрофы класса *Gamma*proteobacteria, относятся к семействам *Methylococcaceae*, *Methylothermaceae* и *Crenotrichaceae*. К настоящему времени описаны 18 родов аэробных метанотрофов данного класса: *Methylomonas*, *Methylobacter*, *Methylococcus*, *Methylocaldum*, *Methylogaea*, *Methylohalobius*, *Methylomarinum*, *Methylosarcina*, *Methylosoma*, *Methylosphaera*, *Methylovulum*, *Methylothermus*, *Methyloprofundus*, *Methyloglobulus*, *Methylomagnum*, *Methyloparacoccus*, *Methylomicrobium* и *Methylomarinovum*. В классе *Alphaproteobacteria*, метанотрофы представлены пятью родами в пределах семейств *Methylocystaceae* (роды *Methylocystis* и *Methylosinus*) и *Bejerinckiaceae* (роды *Methylocella*, *Methylocapsa* и *Methyloferula*). Кроме этого, метанотрофами являются некоторые представители филума *Verrucomicrobia*. Анаэробное же окисление метана осуществляют археи из трех обособленных кластеров, относящихся к филуму *Euryarchaeota*: *ANME-1*, *ANME-2* и *ANME-3*.

6.3.2.2. Выявленные метаногены и метанотрофы в исследованных образцах обнажений Мамонтова гора и оз. Сырдах на основании метагеномного секвенирования последовательностей гена 16S рРНК

Ранее проведенные метагеномные исследования Е.М.Ривкиной с соавторами (Rivkina et al., 2016) для позднеплейстоценовых образцов Колымской низменности показали, что метаногенные археи приурочены к образцу, содержащему метан (и отсутствовали в образце где метана не было обнаружено), и являлись представителями родов *Methanosarcina* (0,14 % от общего числа секвенированных последовательностей), *Methanoregula* (0,03 %), *Methanoculleus* (0,05 %), *Methanosphaerula* (0,03 %), *Methanospirillum* (0,03 %), и *Methanosaeta* (0,03 %).

Выше показано, что в проведенном в этой работе исследовании археи полностью отсутствуют в неоген-плейстоценовых отложениях Мамонтовой горы, при том, что отложения характеризуются самой большой вариабельностью значений концентраций метана, с максимумом концентраций 0,65% в неогеновых отложениях и 16,5% в среднеплейстоценовых песчаных аллювиальных отложениях. Возможно, это связано с сохранностью ДНК, вернее, ее разрушением со временем, со сложностью выделения ДНК из древней мерзлоты, так как часто

количества выделенной ДНК недостаточно в таких древних отложениях для анализа, при том, что археи распространены практически везде и существовали с начала появления жизни.

Для остальных образцов количество идентифицированных архей составляет доли процента: для ПЖЛ верхнего яруса МГ — 0,2 и 0,6 %, вмещающие суглинки верхнего яруса содержат 0,6 %; минимальное количество идентифицированных чтений зафиксировано во вмещающих суглинках нижнего яруса МГ и составляет от 0,01 до 0,04%, в подземном льду содержание несколько выше — 0,3 %. Подземный лед обнажения оз. Сырдах содержит 0,1 % архей, а количество архей в перерывающем суглинке достигает 0,1–0,25 %. В СТС содержится 0,1% от суммарного количества идентифицированных чтений. На рис. 6.5. показан состав архейной компоненты в микробных сообществах в образцах ЛК Мамонтовой горы и оз. Сырдах на уровне филумов.

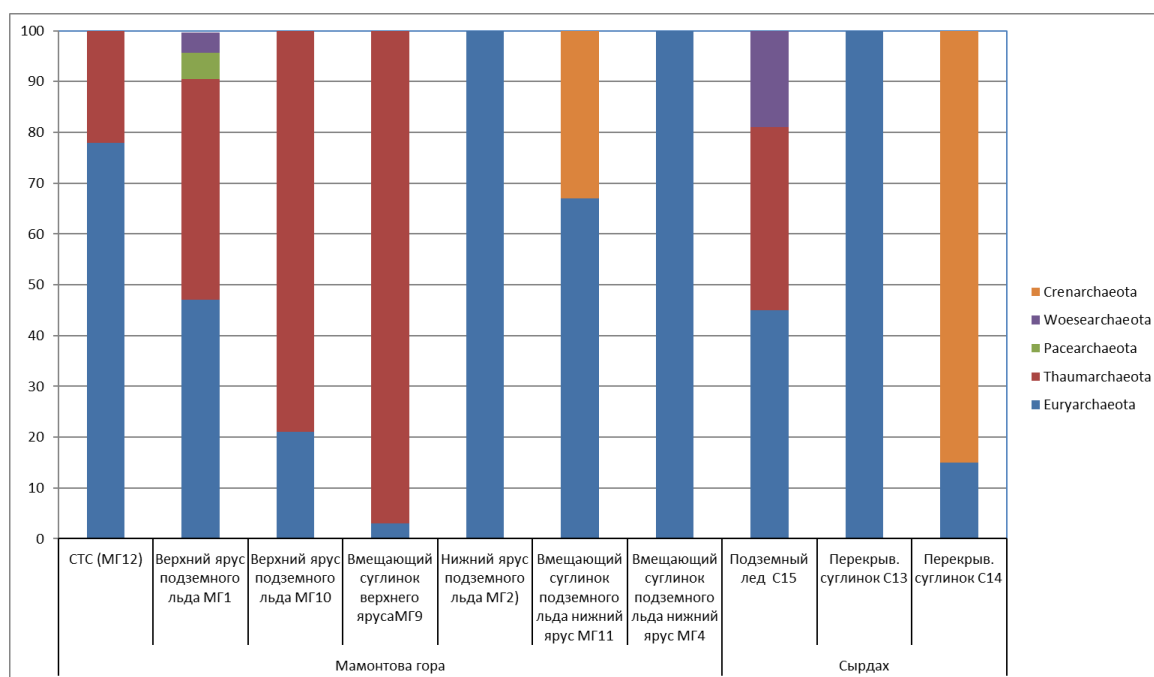


Рис. 6.5. Состав архейной компоненты в микробных сообществах в образцах ЛК Мамонтовой горы и оз. Сырдах на уровне филумов.

Идентифицированные филотипы метаногенных архей представлены в табл. 6.4. Сводная информация по генезису метана на основании соотношения данных по концентрациям, изотопам $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4), $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) $\delta^2\text{H}$ (CH_4) и микроорганизмам с метаболизмом, связанным с метаном (метаногены и метанотрофы) представлена в табл. 6.5.

Таблица 6.4. Филотипы метаногенных архей в исследованных образцах мерзлых грунтов

Распределение ОТЕ по образцам, % от всего сообщества	Euryarchaeota							
	Methanomicrobia			ST-12K10A	Thermoplasmata	Methanobacteria		
	Methanosarcinales	Methanomicrobiales			Methanomassiliicoccales	Methanobacteriales		
	Methanosaetaceae	Methanoregulaceae			Methanomassiliicoccaceae	Methanobacteriaceae		Uncultured
Methanotherix	Methanosphaerula	Methanoregula	Methanomassiliicoccus	Methanothermobacter	Methanobacterium			
СТС (МГ12)	0,1	-	-	-		-	-	-
Верхний ярус подземного льда (МГ1)	-	0,04	0,06	-		0,18	0,01	-
Верхний ярус подземного льда (МГ10)	-	-	-	-		-	0,01	0,03
Вмещающий суглинок верхнего яруса (МГ9)	-	-	-	-	0,02	-	-	-
Нижний ярус подземного льда (МГ2)	-	-	-	-		0,3	-	-
Вмещающий суглинок подземного льда нижний ярус (МГ11)	-	-	-	-		0,03	-	-
Вмещающий суглинок подземного льда нижний ярус (МГ4)	-	-	-	-		-	0,01	-
Подземный лед (С15)	-	-	-	0,01		-	-	-
Перекрыт суглинок (С13)	-	-	-	-		-	-	-
Перекрыт суглинок (С14)	-	-	-	-		0,02	-	-

Две основные ветви филума *Euryarchaeota* включали известные метанобразующие группы: первая - ацетокластические метаногены, относящиеся к роду *Methanotherix* порядка *Methanosarcinales*, гидрогенотрофные метаногены родов *Methanosphaerula* и *Methanoregula* порядка *Methanomicrobiales* и *Methanocellales* класса *Methanomicrobia* и вторая - археи порядка *Methanobacteriales*, которые производят метан, используя углекислый газ в качестве акцептора электронов и водород в качестве донора — *термофильные*, относящиеся к родам *Methanothermobacter*, и *мезофильные*, относящиеся к *Methanobacterium* порядка *Methanobacteriales*. Кроме этого, в образце голоценового суглинка (МГ9) выявлен представитель

метил-редуцирующих метаногенов *Methanomicrococcus* нового порядка *Methanomassiliicoccales*, состоящий, в основном, из некультивируемых архей, филогенетически родственных неметаногенным *Thermoplasmatales*.

Количество идентифицированных метаногенных ОТЕ, ранее обнаруженных в льдистых отложениях суглинков в тоннеле Фокс Аляска составляют в среднем 9,8 % (от 0,07 до 25,8 %) для самого молодого образца в 19 т.л. и от 0,07 до 0,29% для 27 и 33 т.л.н (Mackelprang и др., 2017). Как было сказано выше, средние значения концентрации метана, полученные в жильных льдах тоннеля, составляют 0,8%, с изотопным значением $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -84,6 \text{ ‰}$ (Katayama и др., 2006), при этом возраст метана во льду оценивается в 24 т.л., а возраст отложений 31–32 т.л.

В связи с тем, что количество идентифицированных метанообразующих микроорганизмов настоящего исследования мало, а, как показано в Главе 5, генезис метана не является однозначным исходя из его изотопной подписи, представляется необходимым оценить содержание метанотрофных микроорганизмов. Количество идентифицированных чтений составляет от 0,03 до 1,7% от общего количества чтений. Максимальные значения (и максимальная вариабельность со значениями от 0,09 до 1,7%) приурочены к самым древним неогеновым отложениям Мамонтовой горы, где не было идентифицировано метаногенов, но выявлен достаточно большой разброс значений концентраций метана — от 8,1 до 6400 ppmv, здесь выявлены представители родов *Methylobacterium*, *Methylibium*, *Methylocella* и *Methylorosul*, *Methylobacillus*, *Methylotenera*, *OM43 clade*, некультивируемые рода семейства *Methylococcaceae*, *Methylobacter*. Для плейстоценовых песков, к которым приурочены максимальные концентрации метана, с разбросом от 4733 до 164 778 ppmv, доля выявленных метанотрофных филотипов составляет 0,02–0,14 %, которые представлены только одним родом *Methylibium*. Также только одним родом *Methylobacterium* семейства *Methylobacteriaceae* представлено микробное сообщество метанотрофных микроорганизмов подземного льда нижнего яруса, имеющее минимальное содержание 0,03 % идентифицированных чтений. Вмещающие отложения нижнего яруса содержат большее количество идентифицированных чтений – от 0,16 до 0,63 % и большее разнообразие — здесь выявлены представители родов *Methylobacterium*, *Methylocapsa*, *Methylocella*, *Methylorosula*, *Methylovirgula*, *Methyloceanibacter*, *Methylobrevis*, *Candidatus Methylopumilus*, *MM1*, *Methylobacillus*, *Methylotenera*, *Methylibium*, а также некультивируемые рода семейств *Methylophilaceae*, *Methylacidiphilaceae*, *Methyloligellaceae*. В верхнем горизонте ледового комплекса наблюдаются следующие соотношения: идентифицировано 0,25-0,54% ОТЕ для подземного льда, и 0,49% для вмещающих суглинков. Здесь также наблюдается большое разнообразие- рода *Microvirga*, *Methylobacterium*, *Methylotenera*, *Methylocapsa*, *Methylobacter*, *Methylorosula*, *Methylovirgula*, *Methylibium*, определенные до уровня семейства представители семейств *Methyloligellaceae* и *Methylophilaceae*, а также некультивируемые *Methylophagaceae*. Во

вмещающем суглинке несколько меньшее разнообразие, *Methyloceanibacter*, *Candidatus Methylopusillus*, *Methylophilus*, *Methylotenera*, BA6140, *Crenothrix*, *Methylobacter*, некультивируемые представители семейства *Methyloligellaceae*, *Methylophilaceae* и *Methylomonaceae*. В СТС обнаружено только 0,06% метанотрофных микроорганизмов, определенных до уровня семейства *Methylocystaceae*.

Для подземного льда ЛК обнажения оз. Сырдах доля идентифицированных метанотрофов составляет 0,4%, состав представлен родами *Methylocella*; *Methylovirgula*, *Methylobacterium*; *Microvirga*, *Methylopila* *Pleomorphomonas*, *Candidatus Methylacidiphilum*, некультивируемые представители семейства *Methylobacteriaceae*. Перекрывающие отложения, которые содержат 0,5–0,6 % метанотрофных микроорганизмов, представлены родами *Methylobacterium*, *Methyloceanibacter*, *Methylotenera*, OM43 clade, *Hansschlegelia*, некультивируемыми представителями семейств *Methyloligellaceae*, *Methylophagaceae*.

Сравнивая полученные результаты с уже имеющимися по другим регионам, можно утверждать, что там, где есть метан логично предполагать наличие метаноокисляющих микроорганизмов. Так в тундровой почве, где микробное окисление CH_4 наблюдалось во всех горизонтах сезонно-талых слоев, доля метанотрофов варьировала от 1 до 23 % от общего числа бактерий (Ошкин, 2017, со ссылкой на Vecherskaya et al., 1993), а в донных осадках в водной толще постоянно покрытых льдом озер в оазисе Бангера в восточной Антарктиде (Galchenko, 1994) метан, образовывавшийся в анаэробных осадках, быстро окислялся метанотрофными бактериями. Здесь доля метанотрофов от общего числа бактерий составила 2,5–4,8 %. Кроме этого, существование жизнеспособных метанотрофных бактерий в сибирской вечной мерзлоте было доказано с использованием радиоизотопного и молекулярных методов (Хмеленина и др., 2001), а образование CO_2 из CH_4 было обнаружено до при -10°C в образцах плейстоценового возраста. Согласно (Trotsenko, Khmelenina, 2005), даже после долгого пребывания в вечной мерзлоте (от 1000 лет до 1,8-3 миллионов лет) метанотрофы способны окислять и ассимилировать метан не только при положительных, но и отрицательных температурах. Также окисление метана может менять его изотопную подпись в сторону утяжеления (Леин, Иванов, 2009).

В полученных результатах по обнажениям Мамонтова Гора (МГ) и оз. Сырдах, такие низкие значения содержания метанотрофов, вероятно, означают слабые процессы окисления метана, кроме самых древних горизонтов, где большие вариации в концентрациях метана могут коррелировать с повышенным содержанием метанотрофных ОТЕ (до 1,7%). Такие значения скорее всего говорят о том, что нет влияния окисления на изотопное фракционирование углерода метана и не стоит связывать полученный утяжеленный изотопный состав углерода метана с процессами окисления.

Таблица 6.5. Сводная таблица по генезису метана на основании соотношения данных по концентрациям, изотопам $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4), $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2), $\delta^2\text{H}$ (CH_4) и микроорганизмам с метаболизмом, связанным с метаном (метаногены и метанотрофы)

Распределение ОТЕ по образцам, % от всего сообщества	метаногенные ОТЕ	метанотрофные ОТЕ	Концентрации метана, диапазон, ppmv	$\delta^{13}\text{C}$ (CH_4)	Генезис метана по общепринятой классификации (только по $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4))	Генезис метана по соотношению $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) и $\delta^2\text{H}$ (CH_4)	Генезис метана по соотношению $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) и $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2)	Тип биогенного метаногенеза по коэффициенту фракционирования (αC)	Тип метаногенеза по составу микроорганизмов
СТС	0,08	0,06	н/д	н/д		н/д	н/д		ацетокластический
Подземный лед современной поймы	н/д	н/д	650-700	-64,5 ‰	однозначно биогенный	микробный ацетокластический	микробный ацетокластический, микробный гидрогенотрофный+термогенный	метилотрофный (ацетокластический) метаногенез	н/д
Верхний ярус подземного льда	0,29	0,25	50-128	-61,2‰					ацетокластический
Верхний ярус подземного льда	0,04	0,54							Гидрогенотрофный формиатный
Вмещающий суглинок верхнего яруса	0,02	0,49	146-360	н/д	н/д	н/д	н/д	метил-редуцирующий метаногенез	
Нижний ярус подземного льда	0,3	0,03	11-608	от -49,3 до -54,0‰	пограничное значение биогенный/термогенный	микробный ацетокластический или термогенный		метилотрофнофный (ацетокластический) метаногенез	гидрогенотрофный
Вмещающий суглинок подземного льда нижний ярус	0,03	0,16	35-141	н/д		н/д	н/д	н/д	гидрогенотрофный
Вмещающий суглинок подземного льда нижний ярус	0,01	0,63							
Подземный лед	0,01	0,4	12-49	от -53,0‰ до -55,7‰	пограничное значение биогенный/термогенный	микробный ацетокластический или термогенный		метилотрофнофный (ацетокластический) метаногенез	?
Покровный суглинок 1	0	0,6	н/д						0
Покровный суглинок 2	0,02	0,49							гидрогенотрофный
песок плейстоцен	0	0,02	4733-164 778						
песок плейстоцен	0	0,14							
песок неоген 50 -метровая терраса (V)	0	0,92	8,1-74	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0
песок неоген 50 -метровая терраса (V)	0	1,7							
песок неоген 80-метровая терраса (VI)	0	0,09	70-6400						

Таким образом, комплексный анализ концентрации метана, изотопной подписи метана совместно с анализом содержания изотопов углерода в углекислом газе и данными молекулярно-биологических исследований по идентификации метаногенных и метанотрофных микроорганизмов позволяет с высокой достоверностью утверждать наличие метана биогенного происхождения в верхнем ярусе ЛК Мамонтовой горы с ведущей ролью ацетокластического метаногенеза, и наличие метана смешанного генезиса, преимущественно биогенного с возможным участием термогенного (угольного), с ведущей ролью биогенного как ацетокластического, так и гидрогенотрофного метаногенеза для нижнего горизонта ЛК Мамонтовой горы. Отсутствие данных по изотопному составу метана подстилающих ЛК Мамонтовой горы неоген-плейстоценовых аллювиальных отложений, вместе с высокими концентрациями метана, при отсутствии даже следов метаногенных архей, но наличии метанотрофных бактерий в отдельных образцах до 1,7 % позволяет предполагать там ведущую роль термогенного (скорее всего, угольного, генезиса метана). Для подземного льда ЛК Сырдах, предполагается биогенный генезис метана, с преобладанием ацетокластического пути.

Выводы к Главе 6

1. Изучен состав прокариотного сообщества обнажений Мамонтова гора и Сырдах из древних аллювиальных отложений, промерзавших в среднем плейстоцене, до современных, на основании метагеномного секвенирования последовательностей гена 16S рРНК. Установлено, что микробные сообщества исследуемых образцов, в основном, представлены бактериями. Археи обнаружены в минорных количествах от 0,01 до 0,6%. Образцы различаются как по составу основных групп микроорганизмов, так и по их соотношению, преобладают последовательности генов 16S рРНК представителей следующих бактериальных типов: *Acidobacteria*, *Actinobacteria*, *Bacteroidetes*, *Chloroflexi*, *Firmicutes*, *Gemmatimonadetes*, *Proteobacteria*, *Parcubacteria*, *Verrucomicrobia*. Микробное разнообразие уменьшается с увеличением возраста отложений (коэффициент Шэннона-Уивера от 7,6 до 2,0), достигая минимума в среднеплейстоценовых аллювиальных песках синкриогенного типа, но в более древних неогеновых в отложениях оно опять увеличивается, что, возможно, связано с тем, что видовой состав, формировавшийся в теплую эпоху неогена, был разнообразнее, чем при накоплении отложений в холодную эпоху среднего плейстоцена.

2. Для проверки выдвинутых гипотез было проведено сравнение состава микробных сообществ образцов с использованием метрики Брея-Кертиса и филогенетической метрики взвешенных расстояний UniFrac, учитывающей степень родства таксонов:

2.1. Установлены высокие коэффициенты сходства между ледяными жилами и вмещающими отложениями нижнего яруса ЛК Мамонтова гора (несходство Брея Кертиса 0,26 на уровне филумов), тогда как для вмещающих отложений и льдов верхнего яруса этот коэффициент составляет 0,45. Это подтверждается близким расположением образцов льда и суглинка нижнего яруса, и дистанцированным расположением суглинка и льда верхнего яруса при анализе бета-разнообразия методом основных координат (PCoA) на основе взвешенных расстояний UniFrac, учитывающая близость расположения сообществ на филогенетическом дереве. Эти результаты подтверждают выдвигаемую гипотезу о том, что состав и структура микробных сообществ сходны в мерзлых сингенетических отложениях, и значительно различаются в отложениях эпигенетического типа.

2.2. Выявлены значительные различия в составе микробного сообщества подземного льда нижнего и верхнего яруса Мамонтовой горы, что является подтверждением того, что эти жилы разных генераций. Группа образцов жил верхнего яруса Мамонтовой горы ПЖЛ оз. Сырдах кластеризуются вместе на основании метрики взвешенных расстояний UniFrac, на значительном удалении от льда нижнего яруса МГ, достигая значений несходства 0,52-0,68 на уровне филумов. Для подземного льда нижнего яруса наблюдается значительное снижение уровня разнообразия бактерий, как на уровне филумов, так и на уровне таксонов более низкого ранга (от 5,2-7,6 до 3,7). На долю

представителей двух филумов приходится большая часть сообщества — *Firmicutes* (54,5%) и *Proteobacteria* (31,4%). Основные отличия на уровне филумов между кластерами образцов льда связаны с появлением в образцах льда верхнего яруса подземного льда Сырдах значительной доли (11-21 %) представителей класса граммотрицательных бактерий *Chloroflexia*, что может быть связано с образованием исследуемого льда из фотосинтетически-активной водной экосистемы, при этом преобладают недавно обнаруженные представители классов *Gitt-GS-136*, *KD4-96*, которые, по имеющимся литературным данным, чаще встречаются в верхнем почвенном слое, речных осадках, пресноводных озерах, а также широко распространены в таберальных отложениях, в том числе недавно протаявших.

3. Установлено определенное соответствие между происхождением воды, степенью ее преобразования испарением (на основании изотопно-гидрохимического состава подземного льда) и микробным сообществом ледяной жилы, а также выявлены микробные сообщества, которые соответствуют горизонтам, которые подвергались оттаиванию и последующем промерзанию:

3.1. Для ПЖЛ: Изотопно более легкому жильному льду нижнего слоя ЛК МГ, который, вероятно, формировался из талых вод снега, на что указывает в том числе коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}=8,18$, соответствует бедное, малоразнообразное микробное сообщество, здесь полностью отсутствуют микроорганизмы филума *Chloroflexia*. В ледяной жиле обнажения оз. Сырдах, которой соответствует самый низкий коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}=6,6$, источник воды в жиле другой – вода, подвергшаяся значительному фракционированию за счет испарения, то есть поверхностная вода, возможно, испарившаяся вода полигональной ванны, или сезонно-талого слоя, наблюдается максимальное количество (21 %) бактерий *Chloroflexia*. Для подземного льда верхнего яруса МГ доля сообщества *Chloroflexia* составляет промежуточные 11 %, при этом согласно полученным изотопным данным по льду, происхождение воды соответствует атмосферному генезису льда с незначительным участием вод неатмосферного происхождения, и коэффициентом соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=6,9-7,2$ соответственно. Кроме этого, во льду отмечены образцы с более тяжелым изотопным составом, что указывает на участие в формировании льда жил испарившихся озерно-болотных (аласных) вод.

3.2. Для горных пород, вмещающих, подстилающих и перекрывающих ПЖЛ, обилие некультивируемых *Chloroflexi* классов *Gitt-GS-136* и *KD4-96* характерно только для горизонтов, которые подверглись протаиванию и последующему промерзанию. Бактерии этих классов чаще встречаются в верхнем почвенном слое, речных осадках, пресноводных озерах, а также широко распространены в таберальных отложениях, в том числе недавно протаявших. В исследованных образцах они составляют до 30 %

микробного сообщества в отложениях верхнего яруса вмещающих суглинков ЛК МГ, протаявших в каргинское время, а также в покровном слое обнажения Сырдах, протаявшем в голоцене.

4. Проведена оценка содержания метаногенных и метанотрофных микроорганизмов в образцах обнажений Мамонтовой горы и Сырдах для уточнения генезиса метана:

4.1. Количество идентифицированных чтений метаногенных архей составляет от 0,01 до 0,3 %. Две основные ветви филума *Euryarchaeota* включали известные метанобразующие группы: первая — ацетокластические метаногены, относящиеся к роду *Methanotherix* порядка *Methanosarcinales*, гидрогенотрофные метаногены родов *Methanosphaerula* и *Methanoregula* порядка *Methanomicrobiales* и *Methanocellales* класса *Methanomicrobia* и вторая — археи порядка *Methanobacteriales*, которые производят метан, используя углекислый газ в качестве акцептора электронов и водород в качестве донора—термофильные, относящиеся к родам *Methanothermobacter*, и мезофильные, относящиеся к *Methanobacterium* порядка *Methanobacteriales*. Кроме этого, в образце голоценового суглинка выявлен представитель метил-редуцирующих метаногенов *Methanomicrococcus* нового порядка *Methanomassiliicoccales*, состоящий, в основном, из некультивируемых архей, филогенетически родственных неметаногенным *Thermoplasmatales*.

4.2. Количество идентифицированных чтений метанотрофных микроорганизмов составляет от 0,03 до 1,7% от общего количества чтений. Максимальные значения (и максимальная вариабельность) приурочены к наиболее древним неогеновым отложениям Мамонтовой горы, где не были идентифицированы метаногены, но выявлен большой диапазон значений концентрации метана.

5. Комплексный анализ концентраций метана, изотопной подписи метана совместно с анализом содержания изотопов углерода в углекислом газе и данными молекулярно-биологических исследований по идентификации метаногенных и метанотрофных ОТЕ позволяет с высокой достоверностью утверждать наличие метана биогенного происхождения в верхнем ярусе ЛК Мамонтовой горы с ведущей ролью ацетокластического метаногенеза, и наличие и наличие метана смешанного генезиса, преимущественно биогенного с возможным участием термогенного (угольного), с ведущей ролью биогенного как ацетокластического, так и гидрогенотрофного метаногенеза для нижнего горизонта ЛК Мамонтовой горы. Отсутствие данных по изотопному составу метана подстилающих ЛК Мамонтовой горы неоген-плейстоценовых аллювиальных отложений, вместе с высокими концентрациями метана, при отсутствии даже следов метаногенных архей, но наличии метанотрофных бактерий в отдельных образцах до 1,7%, позволяет предполагать там ведущую роль термогенного генезиса метана. Для подземного льда ЛК Сырдах предполагается биогенный генезис метана, с преобладанием ацетокластического пути.

Основные выводы работы:

1. Выполнено комплексное исследование мерзлых отложений в обнажениях и скважинах в урочищах Мамонтова гора, Сырдах, Нелегер, Юкэчи, а также пойменных отложений левого берега р. Лена, которое включало в себя отбор образцов пород и льда для определения свойств, газового состава, стабильных изотопов воды, молекулярно-биологического анализа.

2. Выявлены особенности распределения метана в верхних горизонтах отложений Центральной Якутии:

а) установлены различия в концентрации метана отложений ЛК террас левого (маганская терраса) и правого (тунгюлюнская и абалахская (террасы) берегов Лены, а также V террасы р. Алдан;

б) выявлены значительные различия в концентрации метана в отложениях аласов — от практически отсутствия до первых десятков процентов, обнаружено отсутствие корреляции между содержанием метана в отложениях ЛК и его содержанием в сформировавшемся аласе; наличие или отсутствие метана в отложениях аласа связано со стадией развития аласа, на которой началось его промерзание, скоростью спуска озера и перехода аласа в субэральные условия;

в) подстилающие ЛК аллювиальные песчаные отложения неоген-плейстоценового возраста (урочище Мамонтова гора) содержат на порядки большее количество метана, чем сам ЛК, и характеризуются неравномерным распределением газа в отложениях, от долей процента до 16,5 %, что необходимо учитывать при оценке эмиссии метана для размываемых речных берегов;

г) выявлен более тяжелый изотопный состав углерода метана для ЛК Центральной Якутии, чем для ЛК Северо-Востока, что связано, вероятно, со смешением угольного метана из угольных пластов неогеновых или меловых отложений, мигрировавшим сквозь мерзлую толщу, с биогенным метаном, который продуцировался одновременно с формированием отложений.

3. Установлена принципиальная возможность использования данных о составе и структуре сообществ микроорганизмов для изучения генезиса, истории формирования и промерзания отложений. Для ЛК Центральной Якутии, подстилающих и перекрывающих его отложений выявлено:

а) сравнение состава микробного сообщества позволяет выделять отложения, различные по возрасту и условиям промерзания;

б) сходный состав сообщества микроорганизмов для подземного льда и вмещающих отложений свидетельствует об их сингенетическом происхождении, значительные различия отмечены при их эпигенетическом генезисе;

в) использование совместного анализа изотопно-гидрохимического состава подземного льда и микробных сообществ позволило установить соответствие между происхождением воды и составом сообщества, выявить определенные сообщества микроорганизмов, характерные для горизонтов мерзлых отложений, которые подвергались оттаиванию и последующему промерзанию.

Список литературы

1. Абызов, С.С. Микробиологические исследования ледниковой толщи Антарктиды / С.С. Абызов, И.Н. Мицкевич, И.Н. Поглазова, М.В. Иванов // Труды Института микробиологии им. С.Н. Виноградского. – Москва, 2004. – Вып. 12. – С. 7–28.
2. Алексеев, М.Н. Антропоген Восточной Азии (стратиграфия и корреляция) / М.Н. Алексеев. —Москва: Наука, 1978. — 207 с.
3. Алексеев, М.Н. Материалы по стратиграфии кайнозойских отложений и геоморфологии центральной части Вилюйской впадины/М.Н. Алексеев// Алмазы Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. - С. 78-87.
4. Алексеев, М.Н. Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и средней Лены: (Центр. Якутия): Путеводитель геол. экскурсии, Якутск, 13-21 июля 1990 г. / М.Н. Алексеев, О.В. Гриненко, В.А.Камалетдинов, Ю.А. Мочанов. — Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990а. — 42 с.
5. Алексеев, М.Н. Проблемы палеолитического памятника Дириг-Юрях / М.Н. Алексеев, В.А Камалетдинов, Х. Зигерт. —Якутск, 1990б. — 48 с.
6. Анисимова, Н.П. Формирование химического состава подземных вод таликов. На примере Центральной Якутии /Н.П. Анисимова. — М.: Наука, 1971. — 196 с.
7. Анисимова, Н.П. Гидрогеохимические исследования криолитозоны Центральной Якутии / Н.П. Анисимова, Н.А. Павлова. — Новосибирск: ГЕО, 2014. — 189 с.
8. Антонов, К. Л. Некоторые итоги мониторинга парниковых газов в арктическом регионе России / К. Л. Антонов, В. А. Поддубный, Ю. И. Маркелов и др. // Арктика: экология и экономика. – 2018. – № 1(29). – С. 56-67.
9. Аринушкина, Е.В. Руководство по химическому анализу почв. 2-е изд. /Е.В.Аринушкина — М.: МГУ, 1970. — 488 с.
10. Арэ, Ф.Э. Проблема эмиссии глубинных газов в атмосферу / Ф.Э. Арэ // Криосфера Земли. – 1998. – т. II. – № 4. – С. 42–50.
11. Бажин, Н. М. Метан в окружающей среде / Н. М. Бажин // Экология. Серия аналитических обзоров мировой литературы. – 2010. – № 93. – С. 1–56.
12. Бажин, Н. М. Метан в атмосфере / Н. М. Бажин // Соросовский образовательный журнал. – 2000. – Т. 6. – №. 3. – С. 52-57.
13. База данных нуклеотидных последовательностей [Электронный ресурс] / Открытая база данных Национального центра биотехнологической информации (NCBI) для депонирования нуклеотидных последовательностей. – Режим доступа: <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/> (20.05.2022)
14. Бакунина, М. С. Особенности психрофильных и термофильных метанотрофных микроорганизмов / М.С. Бакунина, А.Л. Пономарева, С.С. Дубовчук, и др. //Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2020. – №. 5 (213). – С. 43-50.
15. Бакулина Н.Т., Спектор В.Б. Реконструкция климатических параметров неогена Якутии по палинологическим данным // В кн.: Климат и мерзлота / Под ред. Г. Н. Максимова и А. Н. Федорова. Якутск: Изд-во Инта мерзлотоведения, 2000. С. 21–32.
16. Баранова, Ю. П. Миоцен Мамонтовой горы / Ю.П. Баранова, И.А. Ильинская, В.П. Никитин и др. // Труды ГИН СО АН СССР. — М.: Наука, 1976.
17. Баранова, Ю.П. XIV Тихоокеанский научный конгресс: неогеновые и плейстоценовые отложения Центральной Якутии: путеводитель XIII тура / Ю.П. Баранова, О.В. Гриненко, Е.М. Катасонов. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. – 73 с.
18. Баранова, Ю.П. Основные этапы истории развития рельефа и растительности Северо-Востока СССР в палеогене и неогене. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / Ю.П. Баранова, С.Ф. Бискэ, И.А. Кулькова И.А / Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. — с. 457-466.

19. Бойцов, А.В. О формировании и режиме грунтовых потоков надмерзлотных вод / А.В. Бойцов // Комплексные мерзлотно-гидрогеологические исследования. — Якутск. — 1989. — С. 61-65.
20. Бойцов, А.В. Особенности режима источников пресных вод Центральной Якутии в свете экологии транспортного строительства / А.В. Бойцов // Криолитозона и подземные воды Сибири. — Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. — С. 46-62.
21. Бондур, В. Г. Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования / В. Г. Бондур, Т. В. Кузнецова // Исследование Земли из космоса. — 2015. — №. 4. — С. 30-43.
22. Босиков, Н. П. Эволюция аласов Центральной Якутии / Н.П. Босиков. Якутск, 1991.—128 с.
23. Босиков, Н.П. Изменчивость увлажненности ландшафтов Центральной Якутии и динамика термокарстовых процессов // Проблемы геокриологии. Якутск, 1998. — С. 123–127.
24. Босиков, Н.П. Эволюция аласов Центральной Якутии: дисс... кандидата географических наук : 04.00.07 / Босиков Николай Петрович; Якутск, 1985.—183 с.
25. Брушков, А. В. Миграция влаги в мерзлых породах под действием постоянного температурного градиента / А.В. Брушков // Геоэкология. — 1995. — Т. 3. — С. 60–68.
26. Брушков, А.В. Биогеохимия мерзлых пород Центральной Якутии / А.В. Брушков, В.П. Мельников, Г.И. Грива и др. // Мат. 4ой конф. геокриологов России. М.: Университетская книга, 2011. С. 323–337.
27. Буданцева, Н. А. Утяжеление изотопного состава повторно-жильных льдов Центральной Якутии вследствие активного испарения поверхностных вод / Н. А. Буданцева, Ю. К. Васильчук // Арктика и Антарктика. — 2017. — № 3. — С. 53-68.
28. Бысыина, М. Ф. Особенности флоры Лено-Амгинского междуречья (Центральная Якутия) / М.Ф. Бысыина // Молодой ученый. — 2009. — № 11. — С. 67-69.
29. Варламов, С.П. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии / С.П. Варламов, Ю.Б. Скачков, П.Н. Скрябин. — Якутск: ИМЗ СО РАН, 2002.— 218 с.
30. Васильев, А. А. Метан в подземных льдах и мёрзлых четвертичных отложениях Западного Ямала / А. А. Васильев, И. Д. Стрелецкая, В. П. Мельников, Г. Е. Облогов // Доклады Академии наук. — 2015. — Т. 465. — № 5. — С. 604-607.
31. Васильчук, Ю. К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций) / Ю. К. Васильчук; Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет; Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве. Том 1,2. — Москва: Мособлупрполиграфиздат, 1992. — 684 с.
32. Васильчук, Ю. К. Реконструкции палеоклимата позднего плейстоцена и голоцена на основе изотопных исследований подземных льдов и вод криолитозоны / Ю. К. Васильчук // Водные ресурсы. — 1990. — Т. 17. — № 6. — С. 162-170.
33. Васильчук, Ю. К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность / Ю. К. Васильчук; Геологический факультет МГУ. — Москва : Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (Издательский Дом (Типография), 2006. — 404 с.
34. Васильчук, Ю. К. Новые изотопно-кислородные диаграммы позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов Мамонтовой Горы и Сырдаха, Центральная Якутия / Ю. К. Васильчук, Д. Г. Шмелев, М. Ю. Чербунина и др. // Доклады Академии наук. — 2019. — Т. 486. — № 3. — С. 365-370.
35. Васильчук, Ю. К. Изотопно-кислородный и дейтериевый состав сингенетических повторно-жильных льдов разрезов Мамонтова Гора и Сырдах и реконструкция позднеплейстоценовых зимних температур Центральной Якутии / Ю. К. Васильчук, Д. Г. Шмелев, Н. А. Буданцева и др. // Арктика и Антарктика. — 2017. — № 2. — С. 112-135.

36. Вожов, В.И. Многолетнемерзлые породы – новый тип флюидоупора / В. И. Вожов // Породы-коллекторы нефтегазоносных отложений Сибири. Тр. Сиб. НИИ Геологии, Геофизики и Минер. Сырья. –1984.– с. 78–87.
37. Втюрин, Б. И. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых / Б.И. Втюрин, Н.Ф. Григорьев, Е.М. Катасонов и др. // Труды междуведомственного совещания по стратиграфии Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1957.
38. Втюрин, Б. И. Подземные льды СССР /Б.И. Втюрин. –Москва: Наука, 1975. – 214 с.
39. Гаврилова, М.К. Климат Центральной Якутии/ М.К. Гаврилова. – изд 2-е, переработанное и дополненное. – Якутск: Якутское книжное издво, 1973. – 119 с.
40. Гаврильев, П. П., Угаров И. С. Реакция пород ледового комплекса Центральной Якутии на потепление климата / П.П. Гаврильев, И.С. Угаров // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 13. – № 1. – С. 24-30.
41. Галанин, А. А. Современные представления о генезисе и возрасте позднечетвертичных покровных отложений Центральной Якутии /А.А. Галанин //Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – 2016. – С. 479-483.
42. Галимов, Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода /Э. М. Галимов. М.: Недра, 1968. –224 с.
43. Геокриологическая карта СССР масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Ершов Э.Д. — М.: МГУ, 1991.
44. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / С. М. Фотиев, К. А. Кондратьева, С. Ф. Хруцкий и др.; под ред. Э. Д. Ершова. –М.: Недра, 1989. 414 с.
45. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Министерство геологии и охраны недр СССР; главный редактор: И. И. Аммосов [и др.]. – Москва: Госгеолтехиздат, 1973. – том 9. – 691 с.
46. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. – Введ. 2013-01-01. – М.: Стандартиформ, 2013– 38 с.
47. Гравис, Г. Ф. Склоновые отложения Якутии:(Условия накопления и промерзания. Криогенное строение) / Г.Ф. Гравис. Москва: Наука, 1969.–128 с.
48. Гресов, А. И. Газовая зональность и газоносность многолетнемерзлых отложений угленосных бассейнов Восточной Арктики и прилегающих регионов / А. И. Гресов, А. В. Яцук // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2013. – № 5. – С. 387-398.
49. Гриненко, В.С. Геологическое строение Большого Якутска / В.С. Гриненко, В.А. Камалетдинов, Ю.Л. Сластенов, О.И. Щербаков // Региональная геология Якутии. – 1995. – С. 3–20.
50. Гравис, Г.Ф. Роль флювиальных процессов в развитии пород ледового комплекса / Г.Ф. Гравис // Криосфера Земли. –1997– т. I.–№ 2.– с. 56-59.
51. Гроссвальд, М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. / М. Г. Гроссвальд. –М.: Научный мир, 1999.– 120 с.
52. Гуцало, Л. К. Изотопный состав углерода системы CO₂–CH₄ как критерий генезиса метана и углекислоты в природных газах Земли / Л.К. Гуцало, А.М. Плотников // Доклады АН СССР. – 1981. – Т. 259. – №. 2. – С. 470-472.
53. Демидов, Н.Э. Конечная морена и озерно-лагунные отложения в разрезе четвертичных отложения оазиса Холмы Ларсеманна, Восточная Антарктида / Н.Э. Демидов, С.Р. Веркулич С.Р., О.Г. Занина О.Г. и др // Арктика и Антарктика. – 2013. – №3(97). – с. 79-90.
54. Десяткин, Р.В. Почвообразование в термокарстовых котловинах – аласах криолитозоны / Р.В. Десяткин. – Новосибирск: Наука, 2008. – 324 с.
55. Ершов, В. В. Характеристика изотопного и химического состава газов, выбрасываемых грязевыми вулканами из разных регионов мира / В. В. Ершов, Д. Д. Бондаренко // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2020. – № 3. – С. 23-35.
56. Ефимов, А.И. Незамерзающий пресный источник Улахан-Тарын в Центральной Якутии / А.И. Ефимов // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. –1952. – С. 60-105.

57. Звягинцев Д.Г. Длительность сохранения микроорганизмов в постоянно мерзлых осадочных породах и погребенных почвах / Д. Г. Звягинцев, Д.А. Гиличинский, С.А. Благодатский и др. // Микробиология. – 1985. – Т. 54. – № 1. – С. 155–161.
58. Зигерт К. Отложения ледового комплекса–архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене. / К. Зигерт, В.В. Куницкий, Л. Ширмейстер // в кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития; Ответственные редакторы: Кассенс Х. и др.–М.: Изд-во МГУ, 2009. – С. 320-331.
59. Иванов, М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины/ М. С. Иванов. Новосибирск: Наука, 1984. –146 с.
60. Иванов, А.В. Влияние криогенных процессов на формирование гидрокарбонатно-натриевых вод / А.В. Иванов, Н.А. Власов // Гидрохимические материалы. – 1974. – Т. 61. – С. 56–61.
61. Иванова, Т. И. Сообщества микроорганизмов аласных почв Лено-Амгинского междуречья Центральной Якутии / Т. И. Иванова, Н. П. Кузьмина, Д. Д. Саввинов // Почвоведение. – 2013 – № 4. – С. 459-473.
62. Иванова, Т. И. Микробное сообщество активного слоя почвы из обнажения Мамонтовой горы (Центральная Якутия) / Т. И. Иванова, Н. П. Кузьмина, М. Ю. Чербунина // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2017. – № 4. – С. 95-103.
63. Иванова, Т. И. Структура и динамика активности микробных сообществ мерзлотных почв Центральной и Южной Якутии: специальность 03.00.1603.00.07: диссертация на соискание ученой степени кандидата биологических наук / Иванова Татьяна Ивановна. – Якутск, 2006. – 158 с.
64. Калинин, М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины /М. К. Калинин // Тр. нииГА. – 1959. – Т. 104.–360 с.
65. Каллистова, А. Ю. Образование и окисление метана прокариотами / А. Ю. Каллистова, А. Ю. Меркель, И. Ю. Тарновецкий, Н. В. Пименов // Микробиология. – 2017. – Т. 86. – № 6. – С. 661-683.
66. Камалетдинов, В.А. Рельеф цоколя и строение четвертичного покрова Лено- Амгинского междуречья / В. А. Камалетдинов // Геология кайнозоя Якутии. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1982. - С. 94-103.
67. Камалетдинов, В.А. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены / В. А. Камалетдинов, П.С. Минюк // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – № 60. – С. 68–78.
68. Каплина, Т. Н. Древние аласные комплексы Северной Якутии (сообщение 2) / Т. Н. Каплина // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 3. – С. 20-30.
69. Карнышева, Э. А. Изучение способности клеток микроорганизмов к миграции в мерзлых породах разной дисперсности / Э. А. Карнышева, С. Н. Филиппова, А. В. Брушков // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 1. – С. 53-63.
70. Карпенко, Ф. С. Исследования динамики выделения газа из мерзлых грунтов при изменении температуры и давления / Ф. С. Карпенко, В. Н. Кутергин, П. И. Котов, Р. В. Собин // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 2020. – № 4. – С. 15-20.
71. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000.– Москва: ВСЕГИИ, 2014. <http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500>.
72. Карта четвертичных отложений СССР// Географический атлас для учителей средней школы Ответственный редактор атласа Л. Н. Колосова. Четвёртое издание – Москва: Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1982. Масштаб 1 : 16000000.
73. Катасонов, Е.М.Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / Е.М. Катасонов, М. С. Иванов, Е.Г. Катасонова и др. – Новосибирск: Наука, 1979. – 95 с.
74. Катасонов, Е. М. Криолитология Центральной Якутии: (Экскурсия по Лене и Алдану): Путеводитель / Е.М. Катасонов, М. С. Иванов. –Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1973. – 37 с.

75. Конищев, В. Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата / В. Н. Конищев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2009. – № 4. – С. 10-20.
76. Костюкевич, В.В. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения СО АН СССР. Сообщение VIII / В.В. Костюкевич, О.А. Днепровская // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1987. – № 56. – С. 165–168.
77. Костюкевич, В. В. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения Сибирского Отделения АН СССР. Сообщение IV / В.В. Костюкевич, И. Е. Иванов, С.А. Нестеренко // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1978. – №. 48.– с. 213 – 220.
78. Костюкевич В. В. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения Сибирского Отделения АН СССР. Сообщение V/ В.В. Костюкевич, И. Е. Иванов, С.А. Нестеренко // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1980. – № 50.
79. Котляков, В. М. История климата Земли по данным глубокого бурения в Антарктиде / В. М. Котляков // Природа. – 2012. – № 5(1161). – С. 3-9.
80. Кравцова, В. И. Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года / В. И. Кравцова, Т. В. Тарасенко // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 3. – С. 31-42.
81. Краев, Г. Н. Закономерности распространения метана в многолетнемерзлых породах на Северо-Востоке России и прогноз его поступления в атмосферу: специальность 25.00.31 "Гляциология и криология Земли" : диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук / Краев Глеб Николаевич. – Москва, 2010. – 131 с.
82. Краев, Г. Н. Криогенез как фактор распределения метана в горизонтах мерзлых пород / Г. Н. Краев, Э. Д. Шульце, Е. М. Ривкина // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 451. – № 6. – С. 684-687.
83. Крыленков, В. А. Микробиота земной криосферы / В. А. Крыленков, А. Е. Гончаров. – Санкт-Петербург: ООО "Издательство Фолиант", 2019. – 448 с.
84. Кузнецов, Ю.В. Криолитологическое строение и гидрохимический состав верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Мамонтовой Горы // Геокриологические условия формирования верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений: Труды СВКНИИ АН СССР. –1976. вып.74. – С. 12–21.
85. Куницкий, В. В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии : специальность 25.00.08 "Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение" : автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук / Куницкий Виктор Владимирович. – Якутск, 2007. – 46 с.
86. Лабораторные работы по грунтоведению: Учебное пособие / Под ред.: В.Т. Трофимова, В.А. Королева. – М.: Высшая школа, 2008. – 519 с.
87. Лазарев, П. А. Крупные млекопитающие антропогена Якутии: Филогенез, систематика, палеоэкология, фаунистические комплексы, тафономия, останки: специальность 03.00.08: автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора биологических наук / Лазарев Петр Алексеевич. – Якутск, 2005. – 46 с.
88. Леин, А. Ю. Биогеохимический цикл метана в океане / А. Ю. Леин, М. В. Иванов // Природа. – 2010. – № 3(1135). – С. 12-21.
89. Лейбман, М. О. Связь формирования воронок газового выброса с эмиссией метана на Севере Западной Сибири / М. О. Лейбман, Ю. А. Дворников, И. Д. Стрелецкая и др. // Актуальные проблемы нефти и газа. – 2018. – № 4(23). – С. 1-4.
90. Мельников, П.И. Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии / П.И. Мельников. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 84 с.
91. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. М-б 1:2 500 000 / Отв. ред. П.И. Мельников. - М.: Комитет геодезии и картографии СССР, 1991. -2л.

92. Меркель, А. Ю. Анализ систем праймеров на ген 16S рРНК для профилирования термофильных микробных сообществ / А. Ю. Меркель, И. Ю. Тарновецкий, О. А. Подосокорская, С. В. Тошаков // Микробиология. – 2019. – Т. 88. – № 6. – С. 655-664.
93. Методы геокриологических исследований / Под ред. Э. Д. Ершова. – М.: МГУ. – 2004. – 512 с.
94. Методы почвенной микробиологии и биохимии // под ред. Д. Г. Звягинцева. – М. : Изд-во МГУ, 1991. – 304 с.
95. Мощанский, В.А. О некоторых закономерностях формирования температурного режима в долинах рек на территории Якутской АССР / В.А. Мощанский, А.В. Мулина // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во МГУ, 1961. - С. 96-114.
96. Наумова, Н. Б. К вопросу об определении содержания органического углерода в почве / Н. Б. Наумова // Почвы и окружающая среда. – 2018. – Т. 1. – № 2. – С. 98-103.
97. Нерадовский, Л. Г. Изменение фоновой температуры мерзлых грунтов в Якутске в период потепления климата в Сибири (1976-2011) / Л. Г. Нерадовский // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24. – № 4. – С. 46-57.
98. Никитин, В. П. Палеокарпологическая изученность палеогена и неогена северо-востока Азии / В. П. Никитин // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 8. – С. 871-880.
99. Поздняков, Л. А. Анаэробное окисление метана в почвах и водных экосистемах / Л. А. Поздняков, А. Л. Степанов, Н. А. Манучарова // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. – 2011. – № 1. – С. 27-34.
100. Попов, А.И. История вечной мерзлоты в СССР в четвертичный период. // Вестник Московского Университета. Проблемные статьи. – Москва, 1957. – №3. – с. 49–61.
101. Равский, Э. И., Алексеев М. Н. Четвертичный период в Восточной Сибири / Э.И. Равский, М.Н. Алексеев // Хронология и климаты четвертичного периода. – 1960. – С. 149-161.
102. Разрез новейших отложений Мамонтова гора / А.К. Агаджанян, Г.Д. Боярская, Н.И. Глушанкова, и др.; отв.ред. – М.: Изд-во МГУ, 1973.—179 с.
103. Резников, А.А. Методы анализа природных вод / А.А. Резников, А.А., Е.П. Муликовская, П.Ю. Соколов. – М: Недра, 1970. - 158 с
104. Ривкина, Е. М. Метан как индикатор условий формирования мерзлых отложений Антарктиды / Е. М. Ривкина, А. А. Абрамов // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24. – № 3. – С. 51-57.
105. Ривкина, Е. М. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики / Е. М. Ривкина, Г. Н. Краев, К. В. Кривушин и др. // Криосфера Земли. – 2006. – Т. 10. – № 3. – С. 23-41.
106. Ривкина, Е. М. Метагеномные исследования как новый инструмент для понимания биогеохимических процессов в многолетнемерзлых отложениях / Е.М. Ривкина // Почва как компонент биосферы: эволюция, функционирование и экологические аспекты. – 2020. – С. 143-144.
107. Романовский, Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур / Н.Н.Романовский. – Новосибирск: Наука., 1977. – 215 с.
108. Русанов, Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии / Б.С. Русанов. – М: Наука. –1968. – 459 с.
109. Савельев, Б.А. Методы изучения строения, состава и свойств льда. // Итоги науки и техники. Сер. Гляциология / Б. А. Савельев. – Москва: ВИНТИ. –1963.– Т.4.–203 с.
110. Семенов, М. В. Метабаркодинг и метагеномика в почвенно-экологических исследованиях: успехи, проблемы и возможности / М. В. Семенов // Журнал общей биологии. – 2019. – Т. 80. – № 6. – С. 403-417.
111. Соловьев, П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья / П.А. Соловьев. – М.: Изд-во АН СССР, 1959.–141 с.

112. Спектор, В. Б., Спектор В. В. О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины / В. Б. Спектор, В.В. Спектор // Криосфера Земли. – 2002. – Т. 6. – № 4. – С. 3-12.
113. Спектор, В. В. Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на "Якутском разбое" / В. В. Спектор, Н. Т. Бакулина, В. Б. Спектор // Геоморфология. – 2008. – № 1. – С. 87-94.
114. Спектор В.В. Строение плейстоценовых криогенных отложений Лено-Амгинской равнины (Центральная Якутия) / В. В. Спектор, J. Huijun, Н. В. Торговкин и др. // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2020. – Т. 25. – № 3. – С. 49-62.
115. Спектор, В. В. Роль ледников в преобразовании рельефа Лено-Амгинской равнины в плейстоцене и голоцене / В.В. Спектор, В.Б. Спектор, Н. Т. Бакулина и др. // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2015. – № 1 (77). – С. 42-49.
116. Спектор, В.В. Изотопный состав кислорода и водорода погребенных снежников на Лено-Амгинской равнине / В.В.Спектор, Е.О. Дубинина, В.В. Спектор и др. // Лед и снег. – 2013. – №3 (123). – С. 89–98.
117. Старобинец, И.С.Экран ирующая и проводящая роль пород криолитозоны по отношению к миграционным углеводородам / И.С. Старобинец, Р.Н. Мурогова // Геология нефти и газа. – 1985. – № 1. С. 24–27.
118. Сургучева, Н. А. Фаговые частицы в подземных льдах Арктики / Н. А. Сургучева, С. Н. Филиппова, Е. Е. Куликов и др. // Микробиология. – 2019. – Т. 88. – № 2. – С. 224-229.
119. Суходровский, В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне / В.Л. Суходровский. – М.: Наука, 1979. – 277 с.
120. Суходровский, В. Л. О генезисе ледового комплекса и аласного рельефа / В.Л. Суходровский // Криосфера Земли. – 2002. – Т. 7. – №. 1. – С. 56-61.
121. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)/ А. В. Прокопьев, Б. М. Козьмин, А. П. Смелов и др. – Москва: Маик "Наука/Интерпериодика", 2001. – 571 с.
122. Томирдиаро, С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене / С.В. Томирдиаро. – М.: Наука, 1980. – 185 с.
123. Ошкин, И. Ю. Микробные агенты окисления метана в холодных сипах осадков северных рек специальность 03.02.03 "Микробиология" : автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук / Ошкин Игорь Юрьевич. – Москва, 2017. – 22 с.
124. Угольная база России. Том V. Книга 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, о. Сахалин, п-ов Камчатка) / ред. Череповский В.Ф. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – 371 с.
125. Федоров, А. Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования / А. Н. Федоров. – Якутск: Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 1991. – 140 с.
126. Федоров, А. Н. Спасская Падь: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов / А. Н. Федоров, Т. Х. Максимов, П. П. Гаврильев и др. – Якутск: Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2006. – 210 с.
127. Федоров, А. Н. Цифровое тематическое картографирование современного состояния мерзлотных ландшафтов в Якутии / А. Н. Федоров, А. А. Шестакова, Я. И. Торговкин, Н. Ф. Васильев // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле. – 2019. – № 2(14). – С. 36-49.
128. Федоров, А.Н. Эволюция и динамика мерзлотных ландшафтов Якутии: автореферат дис. ... доктора географических наук: 25.00.08 / Федоров Александр Николаевич/ - Якутск, 2020. – 38 с.
129. Филиппова, С. Н. Разнообразие бактериальных форм в образцах повторно-жильного льда ледового комплекса мамонтовой горы (центральная Якутия) / С. Н. Филиппова, Н. А. Сургучева, В. В. Сорокин и др. // Микробиология. – 2014. – Т. 83. – № 2. – С. 225-235.

130. Филиппова, С. Н. Выделение и идентификация бактерий из образцов жильного льда ледового комплекса Мамонтовой горы (Центральная Якутия) / С. Н. Филиппова, Н. А. Сургучева, Т. В. Колганова и др. // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. – 2019. – № 3. – С. 246-254.
131. Фотиев, С.М. Геокриологические условия Средней Сибири / С. М.Фотиев, Н.С. Данилова. – М.: Наука, 1974. - 147 с.
132. Фрадкина, А. Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии: Якутия, Приохотье, Чукотка, Камчатка / А.Ф. Фрадкина. – Изд-во "Наука", 1983. – Т. 523.
133. Хименков, А.Н. Лабораторное моделирование фильтрации газа в многолетнемёрзлых породах / А.В. Кошурников, П.А. Соболев // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 4. DOI: 10.7256/2453-8922.2019.4.30997
134. Хименков, А.Н. О фильтрации газов в многолетнемёрзлых породах в свете проблемы дегазации литосферы Земли и формирования естественных взрывных процессов в криолитозоне / А. Н. Хименков, А. В. Кошурников, Ф. С. Карпенко [и др.] // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 3. – С. 16-38. – DOI 10.7256/2453-8922.2019.3.29627.
135. Хименков, А. Н. Геосистемы газонасыщенных многолетнемёрзлых пород / А. Н. Хименков, А. В. Кошурников, Ю. В. Станиловская // Арктика и Антарктика. – 2020. – № 2. – С. 65-105. – DOI 10.7256/2453-8922.2020.2.32698.
136. Хмеленина, В.Н. Обнаружение жизнеспособных метанотрофных бактерий в многолетнемёрзлых осадочных породах Северо-Восточной Сибири / В. Н. Хмеленина, В. А. Макутина, М. Г. Калюжная и др. // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 384. – № 2. – С. 283-285.
137. Чербунина, М. Ю. Влияние способов дегазации мерзлых образцов на результаты определения концентрации метана / М. Ю. Чербунина, Д. Г. Шмелев, Л. А. Кривенко // Инженерная геология. – 2018. – Т. 13. – № 3. – С. 62-73.
138. Чербунина, М. Ю. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах многолетнемёрзлых пород Центральной Якутии / М. Ю. Чербунина, Д. Г. Шмелев, А. В. Брушков и др. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2017. – № 6. – С. 105-112.
139. Чувилин, Е.М. Газовая компонента толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (полуостров Ямал) / Е. М. Чувилин, В. С. Якушев, Е. В. Перлова, В. В. Кондаков // Доклады Академии наук. – 1999. – Т. 369. – № 4. – С. 522-524.
140. Чувилин, Е. М. Классификация газового компонента пород криолитозоны / Е. М. Чувилин, Е. В. Перлова, В. С. Якушев // Криосфера Земли. – 2005. – Т. 9. – № 3. – С. 73-76.
141. Чувилин, Е. М. Влияние влагосодержания на газопроницаемость песчаных пород в мерзлом и талом состояниях / Е. М. Чувилин, С. И. Гребенкин, М. Сакле // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20. – № 3. – С. 71-78.
142. Чувилин, Е. М. Изменение газопроницаемости мерзлых гидратонасыщенных песчаных пород при диссоциации газовых гидратов / Е. М. Чувилин, С. И. Гребенкин // Криосфера Земли. – 2018. – Т. 22. – № 1. – С. 44-50.
143. Шакиров, Р. Б. Изотопно-газогеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря / Р.Б. Шакиров, Н.С. Сырбу, А. И. Обжиров // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2012. – С. –100-113.
144. Шашко, Д.И. Климатические условия земледелия Центральной Якутии / Д.И. Шашко. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 264 с
145. 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 Академии наук. – 2009. – Т. 429. – № 4. – С. 541-544.
146. Щелчкова, М. В. Микробиологическая характеристика мерзлотных степных и луговых почв центральной Якутии / М. В. Щелчкова, Л.К. Стручкова // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. – 2016. – №. 2 (52). – С. 41-52.

147. Шепелев, А. Г. Органический углерод в мерзлотных ландшафтах Якутии, Россия / А. Г. Шепелев, А. М. Черепанова // Акад. Л. С. Бергу – 145 лет. Международная конференция. Бендеры: Eco-TIRAS, 2021. С. 261-264.
148. Шепелев, В. В. Озера криолитозоны Бестяхской террасы р. Лены и их взаимосвязь с подземными водами / В. В. Шепелев, Н. С. Ломовцева // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. – Якутск, 1981. – С. 106-115
149. Шитиков, В. К. Многомерный статистический анализ экологических сообществ (обзор) / В. К. Шитиков, Т. Д. Зинченко // Теоретическая и прикладная экология. – 2019. – № 1. – С. 5-11.
150. Шумский, П. А. К вопросу о происхождении жильного подземного льда / П. А. Шумский // Труды Института мерзлотоведения АН СССР. – 1960. – Т. 16. – с. 81–98.
151. Щербакова В. А. Анаэробные бактерии и археи в многолетнемерзлых отложениях Арктики: автореферат дис. ... доктора биологических наук: 03.02.03 / Щербакова Виктория Артуровна. – Москва, 2018. – 48 с
152. Якушев, В. С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне / В. С. Якушев. – М.: ВНИИГАЗ, 2009. – 192 с.
153. Якушев В. С. Генетические типы углеводородных газов в многолетнемерзлых толщах / В. С. Якушев // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – № 3. – С. 71-76.
154. Abramov, A., Vishnivetskaya, T., Rivkina, E. Are permafrost microorganisms as old as permafrost? // FEMS Microbiology Ecology. – 2021. – Vol. 97. – № 2. – P. f1aa260.
155. Alekseev, I., Zverev, A., Abakumov, E. Microbial communities in permafrost soils of Larsemann Hills, eastern Antarctica: environmental controls and effect of human impact // Microorganisms. – 2020. – Vol. 8. – № 8. – P. 1202.
156. Alperin, M. J., Reeburgh, W. S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied and Environmental Microbiology. – 1985. – Vol. 50. – № 4. – P. 940-945.
157. Anderson, M. J. A New Method for Non-parametric Multivariate Analysis of Variance // Austral Ecology. – 2001. – Vol. 26. – № 1. – P. 32-46.
158. Anisimov, O. A. Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission // Environmental Research Letters. – 2007. – Vol. 2. – № 4. – P. 1-7
159. Anthony, K. M. W., Anthony, P., Grosse, G., & Chanton, J. Geologic methane seeps along boundaries of Arctic permafrost thaw and melting glaciers // Nature Geoscience. – Vol 5. – № 6. – 419-426.
160. Anthony, K. W., Zimov, S., Grosse, G. et al. A shift of thermokarst lakes from carbon sources to sinks during the Holocene epoch. // Nature. – 2014. – Vol. 511. – № 7510. – P. 452-456.
161. Anthony, K. W., Daanen, R., Anthony, P. et al. Methane emissions proportional to permafrost carbon thawed in Arctic lakes since the 1950s // Nature Geoscience. – 2016. – Vol. 9. – № 9. – P. 679-682.
162. Arkhangelov, A. A., Novgorodova, E. V. Genesis of massive ice at Ice Mountain, Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses // Permafrost and Periglacial Processes. – 1991. – Vol. 2. – № 2. – P. 167-170.
163. Bogoyavlensky, V., Bogoyavlensky, I., Nikonov, R. et al. New catastrophic gas blowout and giant crater on the Yamal Peninsula in 2020: results of the expedition and data processing // Geosciences (Switzerland). – 2021. – Vol. 11. – № 2. – P. 71.
164. Boereboom, T., Samyn, D., Meyer, H. et al. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // The Cryosphere. – Vol. 7. – № 1. – 31-46.
165. Boyd, W. L., Boyd, J. W. The presence of bacteria in permafrost of the Alaskan Arctic // Canadian Journal of Microbiology. – 1964. – Vol. 10. – № 6. – P. 917-919.
166. Bray, J. R. An ordination of upland forest communities of southern Wisconsin / J. R. Bray, J. T. Curtis // Ecological Monographs. – 1957. – Vol. 27. – № 4. – P. 325–349.
167. Bridgman, S. D. Permafrost thaw: Methane origins // Nature Climate Change. – 2017. – Vol. 7. – № 7. – P. 477-478.

168. Brosius, L. S., Walter Anthony, K. M., Grosse, G. et al. Using the deuterium isotope composition of permafrost meltwater to constrain thermokarst lake contributions to atmospheric CH₄ during the last deglaciation // *Journal of Geophysical Research*. – 2012. – Vol. 117. – No 1. – P. G01022.
169. Brouchkov, Fukuda M. Methane and carbon dioxide in permafrost of Lena River valley, Eastern Siberia // *The science reports of the Tohoku University. Fifth series, Tohoku geophysical journal*. – 2003a. – Vol. 36. – №. 4. – P. 448-451.
170. Brouchkov, A., Fukuda, M. Comparison of Methane Content in Upper Permafrost of Eastern Siberia and Alaska // *AGU Fall Meeting Abstracts*. – 2003b. – Vol. 2003. – P. C21B-0812
171. Brouchkov A., Fukuda M. Preliminary measurements on methane content in permafrost, Central Yakutia, and some experimental data // *Permafrost and Periglac. Processes*. – 2002. – Vol. 13. – № 3. – P. 187–197.
172. Brouchkov, A., Kabilov, M., Filippova, S. et al. Bacterial community in ancient permafrost alluvium at the Mammoth Mountain (Eastern Siberia) // *Gene*. – 2017. – Vol. 636. – P. 48–53.
173. Brown, A. Permafrost carbon storage: Pandora's freezer? // *Nature Climate Change*. – 2013. – Vol. 3. – №. 5. – P. 442-442.
174. Buldovicz, S. N., Khilimonyuk, V. Z., Bychkov, A. Y. et al. Cryovolcanism on the earth: Origin of a spectacular crater in the Yamal Peninsula (Russia) // *Scientific reports*. – 2018. – Vol. 8. – №. 1. – P. 1-6.
175. Burke, E. J., Hartley, I. P., Jones, C. D. Uncertainties in the global temperature change caused by carbon release from permafrost thawing // *The Cryosphere*. – 2012. – Vol. 6. – P. 1063–1076.
176. Burkert, A., Douglas, T. A., Waldrop, M. P., Mackelprang, R. Changes in the Active, Dead, and Dormant Microbial Community Structure across a Pleistocene Permafrost Chronosequence // *Applied and environmental microbiology*. – 2019. – Vol. 85. – №. 7. – P. e02646-18.
177. Carini, P., Marsden, P.J., Leff, J.W. et al. Relic DNA is abundant in soil and obscures estimates of soil microbial diversity // *Nature microbiology*. – 2016. – Vol. 2. – №. 3. – P. 1-6.
178. Carpenter E. J., Lin S., Capone D. G. Bacterial activity in South Pole snow // *Applied and Environmental Microbiology*. – 2000. – V. 66. – №. 10. – P. 4514-4517.
179. Chanton, J. P. The effect of gas transport mechanism on the isotope signature of methane in wetlands // *Organic Geochemistry*. – 2005. – Vol. 36. – №. 5. – P. 753-768.
180. Cherbunina, M. Y. Karaevskaya, E. S., Vasil'chuk, Y. K. et al. Microbial and geochemical evidence of permafrost formation at Mamontova Gora and Syrdakh, Central Yakutia // *Frontiers in Earth Science*. – 2021. – Vol. 9. – P. 1020.
181. Chlachula, J. The Siberian Loess Record and its Significance for Reconstruction of Pleistocene Climate Change in north-central Asia // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – Vol. 22. – №. 18-19. – P. 1879-1906
182. Christner, B. C. Incorporation of DNA and Protein Precursors into Macromolecules by Bacteria at –15°C // *Applied and Environmental Microbiology*. – 2002. – Vol. 68. – №. 12. – P. 6435-6438.
183. Coolen, M.J.L., Orsi, W.D. The transcriptional response of microbial communities in thawing Alaskan permafrost soils // *Frontiers in microbiology*. – 2015. – Vol. 6. – P. 197.
184. Cowan, D.A., Russell, N., Mamais, A., Sheppard, D.M. Antarctic Dry Valley mineral soils contain unexpectedly high levels of microbial biomass // *Extremophiles*. – 2002. – Vol. 6. – №5. – P. 431–436.
185. Currie, L. A. The remarkable metrological history of radiocarbon dating [II] // *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*. – 2004. – Vol. 109. – №. 2. – P. 185.
186. Dallimore, S.R., Collett, T.S. Intrapermafrost gas hydrates from a deep core hole in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada // *Geology*. – 1995. – Vol. 23. – № 6. – P. 527–530.
187. Daniel, R. The metagenomics of soil / R. Daniel // *Nature Reviews Microbiology*. – 2005. – Vol. 3. – P. 470–478.
188. Derevyagin, A. Y., Meyer, H., Chizhov, A. B. et al. New data on the isotopic composition and evolution of modern ice wedges in the Laptev Sea region // *Polarforschung*. – 2002. – Vol. 70. – P. 27-35.

189. Douglas, T. A., Fortier, D., Shur, Y. L. et al. Biogeochemical and geocryological characteristics of wedge and thermokarst-cave ice in the CRREL permafrost tunnel, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2011. – Vol. 22. – №. 2. – P. 120-128.
190. Evans, P.N., Boyd, J.A., Leu, A.O. et al. An evolving view of methane metabolism in the Archaea // *Nat. Rev. Microbiol.* – 2019. – № 17. – P. 219–232.
191. Fradkina, A.F., Alekseev, M.N., Andreev A.A., Klimanov V.A. Chapter 5: East Siberia (Based on data obtained mainly in Central Yakutia) // in *Cenozoic Climatic and Environmental Changes*. – 2005. –Vol. 382. –P. 89-103.
192. Fadrosch, D. W., Ma, B., Gajer, P. et al. (2014). An Improved Dual-Indexing Approach for Multiplexed 16S rRNA Gene Sequencing on the Illumina MiSeq Platform // *Microbiome*. – 2014. – T. 2. – №. 1. – C. 1-7.
193. Fedorov, A., Konstantinov, P. Observations of surface dynamics with thermokarst initiation, Yukechi site, Central Yakutia // *Proceed. of the 8th Internat. Conf. on Permafrost, 21–25 July 2003. Zurich, Switzerland: AA Balkema, Lisse, the Netherlands*. – 2003. – P. 239–243
194. Galchenko, V. F. Sulfate reduction, methane production, and methane oxidation in various water bodies of Banger-Hills Oasis of Antarctica // *Microbiology*. – 1994. – Vol. 63. – №. 4. – P. 388-396.
195. Gilbert, J. A. Dupont, C. L. *Microbial Metagenomics: Beyond the Genome* / J. A. Gilbert, C. L. Dupont // *Annual Review of Marine Science*. – 2011. – Vol. 3 – P. 347–371.
196. Gilichinsky, D. *Permafrost* // In: *Encyclopedia of environmental microbiology*. - Wiley, New York, 2002. - P. 2367–2385.
197. Gilichinsky, D.A. *Permafrost model of extraterrestrial habitat* // *Astrobiology IX*.– 2001. – P. 271–295.
198. Gilichinsky, D., Rivkina, E., Bakermans, C. et al. Biodiversity of cryopegs in permafrost // *FEMS Microbiology and Ecology*. - 2005. -Vol. 53. - №. -P. 117-128.
199. Gilichinsky, D.A., Wilson, G.S., Friedmann, E.I. et al. Microbial populations in Antarctic permafrost: biodiversity, state, age, and implication for astrobiology // *Astrobiology*. - 2007. - Vol. 7. - P. 275-311.
200. Gilichinsky, D.A., Khlebnikova, G.M., Zvyagintsev, D.G. et al. Microbiology of sedimentary materials in the permafrost zone // *Int Geol Rev.*– 1989. – Vol.31. – P. 847–858.
201. Gilichinsky, D.A., Vorobyova, E., Erokhina, L.G et al. Long-term preservation of microbial ecosystems in permafrost // *Adv Space Res.* – 1992. –Vol. 12. – P. 255–263.
202. Gilichinsky, D., Rivkina, E., Samarkin, V. The ancient viable microorganisms and radiative gases in West Beringia Permafrost: Research opportunities for Paleoecological implication and Forecast // *Gutry Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia*. — 1997. – P. 134-45.
203. Gower, J.C. Statistical methods of comparing different multivariate analyses of the same data // *Mathematics in the archaeological and historical sciences* / Ed. P. Tautu. Edinburgh: Edinburgh University Press, 1971. – P. 138–149.
204. Gugliandolo, C., Michaud, L., Lo Giudice, A. et al. Prokaryotic Community in Lacustrine Sediments of Byers Peninsula (Livingston Island, Maritime Antarctica) // *Microbial ecology*. – 2016. – Vol. 71. – №. 2. – P. 387-400.
205. Hanson, R.S., Hanson, T.E. Methanotrophic bacteria // *Microbiological reviews*. – 1996. – Vol. 60. – №. 2. – P. 439-471.
206. Hicks Pries, C. E., Schuur, E. A. G., Crummer K. G. Thawing permafrost increases old soil and autotrophic respiration in tundra: Partitioning ecosystem respiration using $\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$ // *Global Change Biology*. – 2013. – Vol. 19. – №. 2. – P. 649-661.
207. Hornibrook, E. R. C., Longstaffe, F. J., Fyfe, W. S. Spatial distribution of microbial methane production pathways in temperate zone wetland soils: Stable carbon and hydrogen isotope evidence // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – T. 61. – №. 4. – P. 745-753.
208. Huissteden, Van J. *Thawing Permafrost*. – Switzerland: Springer International Publishing, 2020. – 520 pp.

209. Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S. et al. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // *Biogeosciences*. – 2014. – Vol. 11. – № 23. – P. 6573-6593.
210. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). – Cambridge: Cambridge University Press. – 2013. – 1535 pp.
211. IPCC, 2021: *Climate Change 2021. Chapter 5: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.). Cambridge University Press. In Press.
212. Jansson, J. K., Taş, N. The microbial ecology of permafrost // *Nature Reviews Microbiology*. – 2014. – Vol. 12. – № 6. – P. 414-425.
213. Kanevskiy, M., Fortier, D., Shur, Y. et al. Detailed Cryostratigraphic Studies of Syngenetic Permafrost in the Winze of the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. – Fairbanks, Alaska: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008. – Vol. 1. – P. 889-894.
214. Katamura, F., Fukuda, M., Bosikov, N. P., Desyatkin, R. V. Charcoal Records from Thermokarst Deposits in Central Yakutia, Eastern Siberia: Implications for forest Fire History and Thermokarst Development // *Quaternary Research*. – 2009. – Vol. 71. – № 1. – P. 36-40.
215. Katayama T. Fukuda, M., Moriizumi, J. et al A Late Quaternary ice wedge from the Fox Permafrost Tunnel in central Alaska is a time capsule for gas and bacteria // *Feature*. – 2006. – P. 10-15.
216. Katayama, T., Tanaka, M., Moriizumi, J. et al. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25000 years // *Applied and Environmental Microbiology*. – 2007. – Vol. 73. – № 7. – P. 2360-2363.
217. Katayama, T., Kato, T., Tanaka, M. et al. *Glaciibacter superstes* gen. nov., sp nov., a novel member of the family *microbacteriaceae* isolated from a permafrost ice wedge // *International journal of systematic and evolutionary microbiology*. – 2009. – T. 59. – № 3. – C. 482-486.
218. Kawamura, K. Abe-Ouchi A., Motoyama H. et al. State dependence of climatic instability over the past 720,000 years from Antarctic ice cores and climate modeling // *Science advances*. – 2017. – Vol. 3. – № 2. – P. e1600446.
219. Kazantsev, V. S., Krivenok, L. A., Dvornikov, Y. A. Preliminary data on the methane emission from lake seeps of the Western Siberia permafrost zone // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – IOP Publishing, 2020. – Vol. 606. – № 1. – P. 012022.
220. Kim, K., Yang, J. -W., Yoon, H. et al. Greenhouse gas formation in ice wedges at Cyuie, central Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2019. – Vol. 30. – № 1. – P. 48-57.
221. Khlebnikova, G., Gilichinskii, D., Fedorov-Davydov, D., Vorob'eva, E. Quantitative evaluation of microorganisms in permafrost deposits and buried soils // *Microbiology (New York)*. – 1990. – Vol. 59. – №1. – P. 106-112.
222. Knoblauch, C., Beer, C., Liebner, S. et al. Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost // *Nature Climate Change*. – 2018. – Vol. 8. – № 4. – P. 309-312.
223. Kobabem S., Wagnernm D., Pfeifferm E.M. Characterisation of microbial community composition of a Siberian tundra soil by fluorescence in situ hybridisation // *FEMS Microbiology and Ecology*. – 2004. – Vol. 50. – P. 13-23.
224. Kolde, R., Franzosa, E. A., Rahnavard, G. et al. Host Genetic Variation and its Microbiome Interactions within the Human Microbiome Project // *Genome medicine*. – 2018. – Vol. 10. – № 1. – P. 1-13.
225. Koven, C.D., Ringeval, B., Friedlingstein, P. et al. Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2011. – T. 108. – № 36. – C. 14769-14774.

226. Koven, C. D., Schuur, E. A. G., Schädel, C. et al. A simplified, data-constrained approach to estimate the permafrost carbon–climate feedback // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2015. – Vol. 373. – №. 2054. – P. 20140423.
227. Kraev, G., Schulze, E. D., Yurova, A. et al. Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils // *Atmosphere*. – 2017. – Vol. 8. – №. 6. – P. 105.
228. Kraev, G., Rivkina, E., Vishnivetskaya, T., Belonosov, A. et al. Methane in gas shows from boreholes in epigenetic permafrost of Siberian Arctic // *Geosciences*. – 2019. – Vol. 9. – №. 2. – P.
229. Krivushin, K.V., Shcherbakova, V.A., Petrovskaya L.E., Rivkina E.M. *Methanobacterium veterum* sp. nov., from ancient Siberian permafrost // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. - 2010. - Vol. 60. - №2. - P. 455-459.
230. Krivushin, K., Kondrashov, F., Shmakova L. et al. Two Metagenomes from Late Pleistocene Northeast Siberian Permafrost // *Genome Announcements*. – 2015. – Vol. 3. – №1. – P. 01380-14.
231. Kudryashova, E. B., Karlyshev, A. V., Ariskina, E. V. et al. *Cohnella kolymensis* sp. nov., a novel bacillus isolated from Siberian permafrost // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. – 2018. – Vol. 68. – №. 9. – P. 2912-2917.
232. Lacelle D., Radtke K., Clark I.D., et al. // *Geomicrobiology and occluded O₂–CO₂–Ar gas analyses provide evidence of microbial respiration in ancient terrestrial ground ice // Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – Vol. 306. – № 1-2. – P. 46-54.
233. Leuenberger, M., Siegenthaler, U., Langway, C. C. Carbon isotope composition of atmospheric CO₂ during the last ice age from an Antarctic ice core // *Nature*. – 1992. – VI. 357. – № 6378. – P. 488-490.
234. Liebner, S., Wagner, D. Abundance, distribution and potential activity of methane oxidizing bacteria in permafrost soils from the Lena Delta, Siberia // *Environmental Microbiology*. - 2007. - Vol. 9. - № 1. - P. 107-117.
235. Lozupone, C. UniFrac: a new phylogenetic method for comparing microbial communities / C. Lozupone, R. Knight // *Applied and environmental microbiology*. – 2005. – Vol. 71. – № 12. – P. 8228–8235.
236. Lozupone, C. UniFrac: an effective distance metric for microbial community comparison / C. Lozupone, M. E. Lladser, D. Knights, J. Stombaugh, R. Knight // *The ISME Journal*. – 2011. – Vol. 5. – P. 169–172.
237. Lozupone, C. A., Hamady, M., Kelley, S. T., Knight, R. Quantitative and Qualitative β Diversity Measures Lead to Different Insights into Factors that Structure Microbial Communities // *Applied and environmental microbiology*. – 2007. – Vol. 73. – № 5. – P. 1576-1585.
238. Mackelprang, R., Burkert, A., Haw, M. et al. Microbial Survival Strategies in Ancient Permafrost: Insights from Metagenomics // *The ISME journal*. – 2017. – Vol. 11. – №. 10. – P. 2305-2318.
239. Margesin, R., Collins, T. Microbial ecology of the cryosphere (glacial and permafrost habitats): current knowledge // *Applied microbiology and biotechnology*. – 2019. – Vol. 103. – №. 6. – P. 2537-2549.
240. Mascarelli A. A sleeping giant? // *Nature climate change*. – 2009. – Vol. 1. – №. 904. – P. 46-49.
241. Masyagina, O. V., Menyailo, O. V. The impact of permafrost on carbon dioxide and methane fluxes in Siberia: A meta-analysis // *Environmental Research*. – 2020. – Vol. 182. – P. 109096.
242. McGuire, A. D., Lawrence, D. M., Koven, C. et al. Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2018. – Vol. 115. – № 15. – P. 3882-3887.
243. Mehrshad, M., Salcher, M. M., Okazaki, Y. et al. Hidden in plain Sight-Highly Abundant and Diverse Planktonic Freshwater Chloroflexi // *Microbiome*. – 2018. – Vol. 6. – №. 1. – P. 1-13.
244. Meyer, H., Dereviagin, A., Siegert, C. et al. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia—hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and periglacial processes*. – 2002. – Vol. 13. – №. 2. – P. 91-105.

245. Meyer, H., Opel, T., Laepple, T., Dereviagin, A. Y., et al. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // *Nature Geoscience*. – 2015. – Vol. 8. – № 2. – P. 122-125.
246. Milkov A. V., Etiope G. Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of > 20,000 samples // *Organic Geochemistry*. – 2018. – T. 125. – C. 109-120.
247. Müller, O., Bang-Andreasen, T., White, R. A. et al. Disentangling the Complexity of Permafrost Soil by Using High Resolution Profiling of Microbial Community Composition, Key Functions and Respiration Rates // *Environmental microbiology*. – 2018. – Vol. 20. – № 12. – P. 4328-4342
248. Natali, S. M., Schuur, E. A., Webb, E. E. et al. Permafrost degradation stimulates carbon loss from experimentally warmed tundra // *Ecology*. – 2014. – Vol. 95. – № 3. – P. 602-608.
249. Nazarova, L., Lüpfer, H., Subetto, D. et al. Holocene Climate Conditions in central Yakutia (Eastern Siberia) Inferred from Sediment Composition and Fossil Chironomids of Lake Temje // *Quaternary International*. – 2013. – Vol. 290. – P. 264-274.
250. Nesme J., Achouak W., Agathos S.N. et al. Back to the future of soil metagenomics // *Frontiers in microbiology*. – 2016. – Vol. 7. – P. 73.
251. Ni, Y., Dai, J. Geochemical characteristics of abiogenic alkane gases // *Petroleum Science*. – 2009. – Vol. 6. – № 4. – P. 327– 338.
252. Oblogov, G. E., Vasiliev, A. A., Streletskaya, I. D. et al. Methane Content and Emission in the Permafrost Landscapes of Western Yamal, Russian Arctic // *Geosciences*. – 2020. – Vol. 10. – №. 10. – P. 412.
253. Oksanen, J., Blanchet, G., Friendly, M. et al. *vegan: Community Ecology Package*. R package version 2.5-7 Available at: <https://CRAN.R-project.org/package=vegan> (Accessed March 3, 2021).
254. Opel, T., Dereviagin, A. Y., Meyer, H. et al. Palaeoclimatic Information from Stable Water Isotopes of Holocene Ice Wedges on the Dmitrii Laptev Strait, Northeast Siberia, Russia // *Permafrost and periglacial processes*. – 2011. – Vol. 22. – №. 1. – P. 84-100.
255. Pankratova, N., Skorokhod, A., Belikov, I. et al. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the east siberian arctic shelf. // *Geography, environment, sustainability*. – 2018. – vol. 11. – №. 1. – P. 85-92.
256. Pecheritsyna, S.A., Rivkina, E.M., Akimov, V.N. et al. *Desulfovibrio arcticus* sp. nov., a psychrotolerant sulfate-reducing bacterium from a cryopeg // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. – 2012. – Vol. 62. – №1. – P. 33-37.
257. Péwé, T. L., Journaux, A. Origin and character of loesslike silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, USSR. – USGPO, 1983. – №. 1262.
258. Popp S. Late Quaternary environment of Central Yakutia (NE Siberia): signals in frozen ground and terrestrial sediments, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam // Unpublished PhD thesis, University Potsdam. – 2006. – 85 pp.
259. Portnov, A., Smith, A. J., Mienert, J. et al. Off shore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20 m at the South Kara Sea shelf // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – Vol. 40. – P. 1–6.
260. Quast, C., Pruesse, E., Yilmaz, P. et al. The SILVA Ribosomal RNA Gene Database Project: Improved Data Processing and Web-Based Tools // *Nucleic acids research*. – 2012. – Vol. 41. – №. D1. – P. D590-D596.
261. Quay, P., Stutsman, J., Wilbur, D. The isotopic composition of atmospheric methane // *Global Biogeochemical Cycles*. – 1999. – T. 13. – №. 2. – C. 445-461.
262. Rakitin, A., Beletsky, A., Mardanov, A., Surgucheva, N., Sorokin, V., Cherbunina, M., et al. Prokaryotic Community in Pleistocene Ice Wedges of Mammoth Mountain // *Extremophiles*. – 2020. – Vol. 24. – № 1. – P. 93-105.
263. Raynaud, D., Delmas, R., Ascencio, J. M. et al. Gas extraction from polar ice cores: a critical issue for studying the evolution of atmospheric CO₂ and ice-sheet surface elevation // *Annals of Glaciology*. – 1982. – Vol. 3. – P. 265-268.
264. Ryu Y., Ahn J., Yang J. W. High-precision measurement of N₂O concentration in ice cores // *Environmental science & technology*. – 2018. – Vol. 52. – № 2. – P. 731-738.

265. RCore Team (2021). R: The R Project for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing Website. Available at <https://www.R-project.org/> (Accessed May , 2021).
266. Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A. et al. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years Cal BP //radiocarbon. – 2013. – Vol. 55. – №. 4. – P. 1869-1887.
267. Rivkina, E., Gilichinsky, D. A., McKay, C. et al. Methane distribution in permafrost: evidence for an inter pore pressure methane hydrate // Permafrost response on economic development, environmental security and natural resources. –2001. – P. 487-496.
268. Rivkina, E. M., Friedmann, E. I., McKay, C. P., Gilichinsky, D. A. Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point // Applied and Environmental Microbiology. – 2000. – Vol. 66. – №8. – P. 3230-3233.
269. Rivkina, E., Kraev, G. Permafrost degradation and influx of biogeogases into the atmosphere //Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, USA, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – Vol. 29. – P. 1499-1504.
270. Rivkina, E., Shcherbakova, V., Laurinavichius, K. et al. Biogeochemistry of methane and methanogenic archaea in permafrost // FEMS Microbiology and Ecology. - 2007. - Vol. 61. - №1. - P. 1-15.
271. Rivkina E., Petrovskaya L., Vishnivetskaya T. et al. Metagenomic analyses of the late Pleistocene permafrost - Additional tools for reconstruction of environmental conditions // Biogeosciences. – 2016. – Vol. 13. – №7. – P. 2207-2219.
272. RStudio Team (2021). RStudio. Boston, MA: Integrated Development Environment for R. RStudio, PBC. Available at: <http://www.rstudio.com/> (Accessed March 3, 2021).
273. Saidi-Mehrabad, A., Neuberger, P., Hajihosseini, M. et al. Permafrost Microbial Community Structure Changes across the Pleistocene-Holocene Boundary //Frontiers in Environmental Science. – 2020. – P. 133.
274. Sakai, S., Imachi, H., Hanada, S. et al Methanocella paludicola gen. nov., sp. nov., a methane-producing archaeon, the first isolate of the lineage 'Rice Cluster I', and proposal of the new archaeal order Methanocellales ord. nov //International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology. – 2008. – Vol. 58. – №. 4. – P. 929-936.
275. Schädel, C., Bader, M. K. F., Schuur, E. A. et al. Potential carbon emissions dominated by carbon dioxide from thawed permafrost soils //Nature climate change. – 2016. – Vol. 6. – №. 10. – P. 950-953.
276. Shcherbakova, V. A., Chuvilskaya, N. A., Rivkina, E. M. et al. Novel psychrophilic anaerobic spore-forming bacterium from the overcooled water brine in permafrost: description Clostridium algoriphilum sp. nov // Extremophiles. – 2005. – Vol. 9. – №3. – P. 239-246.
277. Shepelev, A. G., Kizyakov, A., Wetterich, S., et al. Sub-Surface Carbon Stocks in Northern Taiga Landscapes Exposed in the Batagay Megaslump, Yana Upland, Yakutia //Land. – 2020. – Vlo. 9. – №. 9. – P. 305.
278. Shin, J.: Atmospheric CO₂ variations on millennial time scales during the early Holocene, Master thesis, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, South Korea. – 2014.– 58 pp.
279. Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G., et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands–A review //Quaternary international. – 2011. – Vol. 241. – №. 1-2. – P. 3-25.
280. Schirrmeister, L., Grosse, G., Wetterich, S. et al. Fossil organic matter characteristics in permafrost deposits of the northeast Siberian Arctic //Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. – 2011. – T. 116. – №. G2.
281. Schneider von Deimling, T., Grosse, G., Strauss, J. et al. Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity //Biogeosciences. – 2015. – Vol. 12. – № 11. – P. 3469-3488.
282. Shoell M. Multiple origins of methane in the earth // Chem. Geol. – 1988. – Vol. 71. – P. 1–10.
283. Shur, Y., Hinkel, K. M., Nelson, F. E. The Transient Layer: Implications for Geocryology and Climate-Change Science //Permafrost and Periglacial Processes. – 2005. – Vol. 16. – №. 1. – P. 5-17.

284. Schuur, E. A., Bockheim, J., Canadell, J. G. et al. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle // *BioScience*. – 2008. – T. 58. – №. 8. – C. 701-714
285. Schuur, E. A., Vogel, J. G., Crummer, K. G. et al. The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra // *Nature*. – 2009. – Vol. 459. – №. 7246. – P. 556-559.
286. Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. – 2015. – Vol. 520. – №. 7546. – P. 171-179.
287. Shakhova, N., Semiletov, I., Leifer, I. et al. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Geoscience*. – 2014. – Vol. 7. – №. 1. – P. 64-70.
288. Siewert, M. B., J. Hanisch, N. Weiss et al. Comparing carbon storage of Siberian tundra and taiga permafrost ecosystems at very high spatial resolution // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2015. – Vol. 120. – №. 10. – P. 1973-1994.
289. Staley, J.T., Konopka, A. Measurement of in situ activities of nonphotosynthetic microorganisms in aquatic and terrestrial habitats // *Annual review of microbiology*. – 1985. – Vol. 39. – №. 1. – P. 321-346.
290. Steven B., Pollard W., McKay C.P. et al. Diversity of culturable bacteria isolated from permafrost and ground ice from the Canadian High Arctic // 10th International symposium on microbial ecology. – 2004. – P. 123-134.
291. Steven, B., Pollard, W.H., Greer, C.W., Whyte, L.G. Microbial diversity and activity through a permafrost/ground ice core profile from the Canadian high Arctic // *Environmental Microbiology*. – 2008. – Vol 10. – №12. – P. 3388-3403.
292. Strauss, J., Schirrmeister, L. Grosse, G. et al. The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – Vol. 40. – №. 23. – P. 6165-6170.
293. Strauss, J., Schirrmeister, L., Grosse, G. et al. Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability// *Earth-Science Reviews*. – 2017. – Vol. 172. – P. 75-86.
294. Strauss, J., Laboor, S., Schirrmeister, L. et al. Circum-Arctic Map of the Yedoma permafrost domain// *Frontiers in Earth Science*. – 2021. – P. 1001.
295. Tananaev, N. Radiocarbon Dates from Central Yakutia. figshare. Dataset. – 2021. – https://figshare.com/articles/dataset/Radiocarbon_dates_from_Central_Yakutia_v_1_0/14261372
doi:10.6084/m9.figshare.14261372.v2
296. Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global biogeochemical cycles*. – 2009. – Vol. 23. – №. 2. – P. GB 2023.
297. Torsvik, V., Ovreas, L. Microbi al diversity and function in soil: From genes to ecosystems // *Current opinion in microbiology*. – 2002. – Vol. 5. – №. 3. – P. 240-245.
298. Treat, C. C., Frolking, S. A permafrost carbon bomb? // *Nature climate change*. – 2013. – Vol. 3. – №. 10. – P. 865-867.
299. Trotsenko Y. A., Khmelenina V. N. Aerobic methanotrophic bacteria of cold ecosystems // *FEMS Microbiology Ecology*. – 2005. – Vol. 53. – №. 1. – P. 15-26.
300. Ulrich, M., Matthes, H., Schmidt, J., Fedorov A.N. et al. Holocene thermokarst dynamics in Central Yakutia—A multi-core and robust grain-size endmember modeling approach // *Quaternary Science Reviews*. – 2019. – Vol. 218. – P. 10-33.
301. Ulrich, M., Wetterich, S., Rudaya, N. et al. Rapid thermokarst evolution during the mid-Holocene in Central Yakutia, Russia // *The Holocene*. – 2017. – Vol. 27. – №. 12. – P. 1899-1913.
302. Vasil'chuk, Y. K., Kim, J.-C., and Vasil'chuk, A. C. AMS ¹⁴C Dating and Stable Isotope Plots of Late Pleistocene Ice-Wedge Ice / *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. – 2004. – Vol. 223. – PC. 650-654.
303. Vasil'chuk Y. K., Vasil'chuk A. C. ¹⁴C and ¹⁸O in siberian syngenetic ice wedge complexes // *Radiocarbon*. — 1998. — Vol. 40. № 2. — P. 883–893.
304. Vecherskaya M.S., Galchenko V.F., Sokolova E.N., Samarkin, V.A. Activity and species composition of aerobic methanotrophic communities in tundra soils // *Current microbiology*. – 1993. – Vol. 27. – №. 3. – P. 181-184.

305. Vishnivetskaya, T.A., Petrova, M.A., Urbance J. et al. Bacterial community in ancient Siberian permafrost as characterized by culture and culture-independent methods // *Astrobiology*. – 2006. – Vol. 6. – №3. – P. 400-414.
306. Vorobyova E., Soina V., Gorlenko M. et al. The deep cold biosphere: facts and hypothesis // *FEMS Microbiology Reviews*. – 1997. – Vol. 20. – №3-4. – P. 277-290.
307. Wagner, D. Permafrost environments microbial communities and processes in Arctic // *Microbiology of extreme soils. Soil biology* / Eds. P. Dion and C.S. Nautiyal. Berlin Heidelberg: SpringerVerlag, 2008.– Chapter 7.– P. 133–154.
308. Waters. M.R., Forman. S.L., Pierson, J.M. Late Quaternary Geology and Geochronology of Diring Yuriakh, An Early Paleolithic Site in Central Siberia // *Quaternary Research*. – 1999. –Vol. 51. № 2. – P.195–211
309. Wetterich, S., Kuzmina, S., Andreev, A. A. et al. Palaeoenvironmental Dynamics Inferred from Late Quaternary Permafrost Deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – Vol. 27. – №. 15-16. – P. 1523-1540.
310. Whiticar M.J., Faber E., Schoell M. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation – isotope evidence // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – Vol. 50. – №. 5. – P. 693-709.
311. Whiticar, M. J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // *Chemical Geology*. – 1999. – Vol. 161. – №. 1(3). – P. 291-314.
312. Wickham H. Programming with ggplot2 // *ggplot2*. – Springer, Cham, 2016. – C. 241-253.
313. Wilhelm, R.C., Radtke, K.J., Mykytczuk, N.C.S. et al. Life at the Wedge: the activity and diversity of Arctic Ice Wedge Microbial Communities // *Astrobiology*. – 2012. – Vol. 12. – № 4.– P. 347–360
314. Willerslev, E., Hansen, A.J., Ronn, R. et al. Long-term persistence of bacterial DNA // *Current Biology*. - 2004. - №1. – P. R9-R10.
315. Whittaker, R. H. Evolution and Measurement of Species Diversity // *Taxon*, 1972. – Vol. 21. – No. 2/3. – P. 213–251.
316. Windirsch, T., Grosse, G., Ulrich, M. et al. Organic carbon characteristics in ice-rich permafrost in alas and Yedoma deposits, central Yakutia, Siberia // *Biogeosciences*. – 2020. – Vol. 17. – №. 14. – P. 3797-3814.
317. Winkel, M., Sepulveda-Jauregui, A., Martinez-Cruz, K. et al. First Evidence for Cold-Adapted Anaerobic Oxidation of Methane in Deep Sediments of Thermokarst Lakes // *Environmental Research Communications*. – 2019. – Vol. 1. – №. 2. – P. 021002.
318. Wu, X., Chauhan, A., Layton, A. C. et al. Comparative Metagenomics of the Active Layer and Permafrost from Low-Carbon Soil in the Canadian High Arctic // *Environmental Science & Technology*. – 2021. – Vol. 55. – № 18. – P. 12683-12693.
319. Yang, J.-W., Ahn, J., Brook, E. J., and Ryu, Y.: Atmospheric methane control mechanisms during the early Holocene // *Climate of the Past*. – 2017. – Vol. 13. – №. 9. – P. 1227-1242.
320. Yang, J.-W.: Paleoclimate reconstructions from greenhouse gas and borehole temperature of polar ice cores, and study on the origin of greenhouse gas in permafrost ice wedges: Ph.D. thesis. School of Earth and Environmental Sciences. –Seoul National University, Seoul. – 2019. – 188 pp.
321. Yang, J. W., Ahn, J., Iwahana, G. et al. Brief Communication: The reliability of gas extraction techniques for analysing CH₄ and N₂O compositions in gas trapped in permafrost ice wedges // *The Cryosphere*. – 2020. – Vol. 14. – № 4. – P. 1311-1324.
322. Yergeau, E., Hogues, H., Whyte, L. G., Greer, C. W. The functional potential of high Arctic permafrost revealed by metagenomic sequencing, qPCR and microarray analyses // *The ISME journal*. – 2010. – Vol. 4. – . 9. – P. 1206-1214.
323. Yu, Y., Lee, C., Kim, J., Hwang., S. Group-specific primer and probe sets to detect methanogenic communities using quantitative realtime polymerase chain reaction // *Biotechnology and bioengineering*. – 2005. – Vol. 89. – № 6. – P. 670-679.
324. Zak, D.R., Kling, G.W. Microbial community composition and function across an arctic tundra landscape // *Ecology*. – 2006. – Vol. 87. – № 7.– P. 1659-1670.

325. Zhang, D. C., Margesin, R., Frasson, D., and Brouchkov, A. *Glaciimonas frigoris* sp. nov., a psychrophilic bacterium isolated from ancient siberian permafrost sediment, and emended description of the genus *glaciimonas* // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. – 2016. – Vol. 66. – № 2. – P. 744-748.
326. Zhang, D., Brouchkov, A., Griva, G., Schinner, F., and Margesin, R. Isolation and characterization of bacteria from ancient siberian permafrost sediment // *Biology*. – 2013. – Vol . 2. – № 1. – P. 85-106.
327. Zimov, S. A., Schuur, E. A. G., Chapin III, F. S. Permafrost and the global carbon budget // *Science*. – 2006. – Vol. 312. – № 5780. – P. 1612-1613.

Приложение А. Фотографии кернов скважин ледового комплекса и аласа Нелегер

Скважина 1. Нелегер -Ледовый комплекс. 22.07.21
Супесь, 1,2-1,5 м



Песок пылеватый 2,2-2,5 м, над ледяной жилой



Сильнольдистые отложения ледового комплекса. Скважиной вскрыта левая верхняя часть (плечо) ледяной жилы 3-4м



Супесь пылеватая, 4-6 м



Суглинок пылеватый, 9-10м



Переслаивание песков и супесей 12,2-13,8 м



Песок мелкозернистый до пылеватого, массивной криотекстуры 13,8-15,0 м



Скважина 2. Нелегер – алас. 21.07.21

Сезонно-талый слой. Пылеватая супесь тяжелая, с прослоями легкого суглинка серо-коричневая, в мерзлой части слоя мелкошлифовая криотекстура 1,2-1,6м.



2,4-3,0 м. Чередование светло-коричневого мелкосреднезернистого песка с пылеватой коричневой супесью тяжелой и легкой, криотекстура массивная



3,9-4,3 м. Супесь серо-коричневая пылеватая тяжелая массивной криотекстуры



5,0-5,4м Песок мелкозернистый, серо-коричневый, криотекстура массивная



Супесь светло-зелено-коричневая, до суглинка легкого, криотекстура массивная 8,7-9,3м



Песок серый мелкозернистый 10,5-12,0 м, криотекстура массивная



Переслаивание мелкозернистого рыжего песка, серого песка и супеси тяжелой, криотекстура массивная 12,0-13,7м



Приложение Б. Результаты радиоуглеродного датирования образцов

Результаты радиоуглеродного датирования образцов проведенного в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центра изотопных исследований Университета Джорджии (США)

№	IGAN AMS	UGAMS	Образец	Материал	^{14}C , л.н. (1 σ)	ρMC	Кал л.н.
1	5490	29045	10сг-торф Мамонтова гора	Сорг	39590 \pm 300	0,724 \pm 0,026	68.3 (1 sigma) кал л.н. 42974 - 42974 - 43516 95.4 (2 sigma) кал л.н 42760 - 43884 Медиана : 43268
2	5491	29046	S_Сырдах	Сорг	9430 \pm 30	30,929 \pm 0,026	68.3 (1 sigma) кал л.н 10594 - 10625 95.4 (2 sigma) кал л.н 10580 - 10735 Медиана: 10662

Район оз.Сырдах



Урочище Мамонтова гора. Термоцирк. 50-ти метровая терраса. Образец на датировку отобран из мерзлой стенки рядом с жилой, которая соответствует верхнему ярусу жил



Приложение В. Результаты определения концентрации метана в обнажениях подземного льда урочища Мамонтова гора

Рис. 1. Результаты определения концентрации метана в малом термоцирке. Средние значения концентраций метана со стандартным отклонением (Концентрации даны в ppmv)

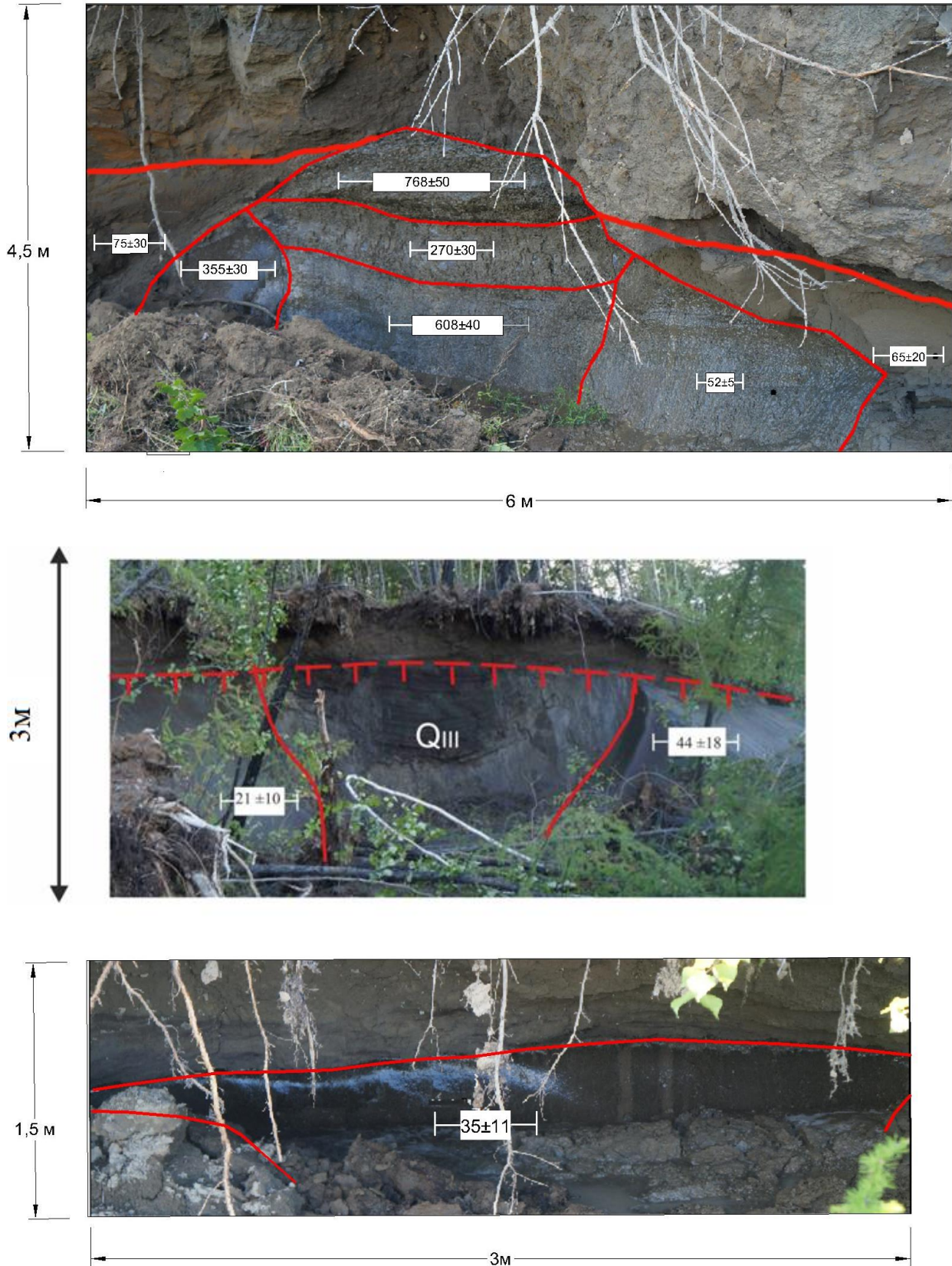


Рис. 2. Результаты определения концентраций метана в большом термоцирке (двухъярусный ЛК). Средние значения концентраций метана со стандартным отклонением (Концентрации даны в ppmv)

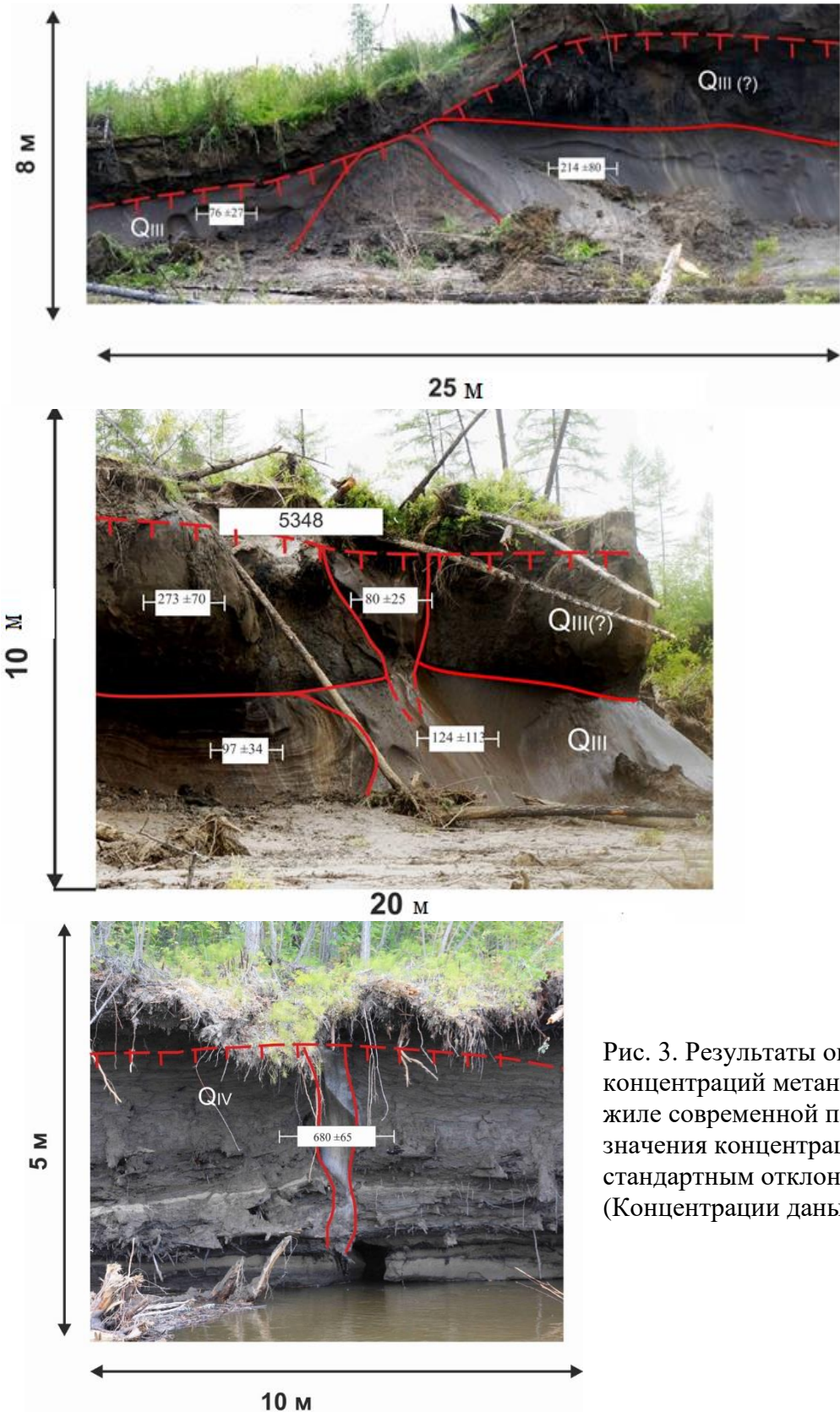


Рис. 3. Результаты определения концентраций метана в голоценовой жиле современной поймы. Средние значения концентрации метана со стандартным отклонением (Концентрации даны в ppmv)

Приложение Г. Характеристики ампликоновых библиотек и видового разнообразия (альфа-разнообразие)

№ образца	Число сиквенсов	Кол-во выделенных E	Индекс Чао	Индекс Шэннона-Уивера	Индекс Сампсона
МГ3	5312	850	179	3,13	0,10
МГ4	9244	5168	636	4,81	0,04
МГ5	5214	1163	221	3,03	0,10
МГ6	14353	2154	180	3,27	0,09
МГ7	4239	445	81	2,29	0,20
МГ8	6031	523	118	1,99	0,26
МГ9	6046	3581	524	3,97	0,08
МГ10	5818	4660	730	5,17	0,01
МГ11	8043	4749	591	4,56	0,05
С13	4683	2363	342	3,59	0,07
С14	12219	1737	301	3,82	0,06
С15	7946	1725	560	4,37	0,04
МГ12	18264	661	681,6	7,58	0,0142
МГ1	21481	769	786,9	7,64	0,0148
МГ2	15372	250	276,7	3,77	0,169