

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи

Облогов Глеб Евгеньевич

**ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ПОБЕРЕЖЬЯ И ШЕЛЬФА КАРСКОГО
МОРЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ**

Специальность 25.00.08 – инженерная геология,
мерзлотоведение и грунтоведение

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Васильев Александр Алексеевич

Научный консультант:
кандидат геолого-минералогических наук
Стрелецкая Ирина Дмитриевна

Тюмень 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
Глава 1. Современные представления о геологическом строении и истории развития криолитозоны на побережье и шельфе Карского моря.....	10
1.1. Общие факторы формирования и развития криолитозоны	10
1.2. История геолого-геокриологических исследований региона.....	11
1.3. Современные представления о стратиграфии и истории развития побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене	15
1.4. Морские изотопные стадии как основание для периодизации позднего неоплейстоцен-голоцена	21
Глава 2. Геокриологические исследования опорных разрезов	26
2.1. Опорные разрезы Западного Таймыра.....	27
2.1.1. Мыс Макаревича - устье р. Крестьянка.....	27
2.1.2. Мыс Сопочная Карга	40
2.2. Опорные разрезы Гыданского полуострова.....	59
2.2.1. Устье реки Еры-Маретаяха	61
2.2.2. Мыс Паха-Сале.....	68
2.3. Опорные разрезы острова Сибирякова	74
2.4. Опорные разрезы Ямала	85
Глава 3. Ледовый комплекс	97
3.1. Общие положения	97
3.2. Разрез отложений ЛК в бухте Северо-Восточная.....	102
3.3. Разрез отложений ЛК в бухте Южная.....	114
3.4. Геолого-палеогеографическая интерпретация.....	119
Глава 4. Изотопный состав подземных льдов как индикатор палеогеографических условий.....	124
4.1. Исходные предпосылки	124
4.2. Опробование подземных льдов	129
4.3. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Российской Арктики ...	133

4.4. Использование изотопных данных для палеогеографических реконструкций.	137
Глава 5. Этапы и условия эволюции криолитозоны в позднем неоплейстоцене - голоцене.....	146
5.1. Методика реконструкции этапов и условий эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене.....	146
5.2. Этапы и условия эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря.....	148
Заключение.....	163
Список литературы.....	166
Список приложений.....	182
Список работ опубликованных автором.....	183

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Криолитозона шельфа и континентального обрамления морей Российской Арктики, включая Карское море, изучена недостаточно. При этом в последние 10-15 лет исследования закономерностей формирования, эволюции, оценки современного состояния и потенциальных изменений криолитозоны выдвинулись в первый ряд в связи с выявлением важной роли шельфовой и прибрежной криолитозоны в формировании климата Арктики и природной обстановки в целом (Васильев, Рекант, 2011; Григорьев др., 2006; Shakhova et al., 2010; Stein, et al., 2002 и др.). Взаимодействие моря и суши в Арктике определяет основные тренды эволюции криолитозоны, как важнейшего компонента природной среды, оказывает прямое влияние на потоки парниковых газов, формирование арктического климата и природной среды Арктики в целом.

Современная криолитозона несет в себе черты и свойства, сформировавшиеся в течение позднего неоплейстоцена-голоцена, поэтому современное состояние шельфовой и прибрежной криолитозоны и оценки ее будущих изменений могут быть поняты только на основе изучения геологической истории и палеогеографических условий региона в это время.

Оценка эволюции криолитозоны шельфа и побережья Карского моря, закономерностей ее распространения и свойств имеет также и большое прикладное значение, т.к. на шельфе расположены перспективные месторождения газа (Харасовейское и Крузенштерновское) и нефти (Победа), которые уже в среднесрочной перспективе будут вовлечены в освоение.

Объектом исследования является криолитозона побережья и шельфа Карского моря, сформировавшаяся как результат длительной геологической эволюции региона в определенных палеогеографических условиях, главным образом, в позднем неоплейстоцене–голоцене. Поэтому, выявление этапов и условий эволюции криолитозоны в позднем неоплейстоцене-голоцене составляет **предмет исследования**. Изучение эволюции криолитозоны основано

на детальном комплексном исследовании серии опорных геокриологических разрезов на побережье Карского моря.

Цель и задачи работы. Цель работы – реконструировать и охарактеризовать основные этапы и черты эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене.

Для достижения поставленной цели были сформулированы и решены следующие задачи:

- выполнен обзор современных представлений о геокриологическом строении и истории развития криолитозоны;
- проведено детальное геокриологическое изучение и опробование серии опорных геокриологических разрезов на побережье Карского моря, охватывающих геологическое время от казанцевского этапа позднего неоплейстоцена до голоцена;
- изучен изотопный состав подземных льдов, рассматриваемых как индикатор палеогеографических условий;
- реконструированы этапы и палеогеографические условия эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене.

Цели и задачи диссертационной работы непосредственно связаны с исследованиями ИКЗ СО РАН по программе НФИ, Раздел 8 "Науки о Земле":

- подраздел 75 "Мировой океан (физические, химические и биологические процессы, геология, геодинамика и минеральные ресурсы океанской литосферы и континентальных окраин; роль океана в формировании климата Земли, современные климатические и антропогенные изменения океанских природных систем)";
- подраздел 77 "Физические и химические процессы в атмосфере, включая ионосферу и магнитосферу Земли, криосфере и на поверхности Земли, механизмы формирования и современные изменения климата, ландшафтов, оледенения и многолетнемерзлых грунтов.

Личный вклад автора. Работа базируется на материалах полевых, лабораторных и аналитических исследований, выполненных непосредственно автором или при его прямом участии. Лично автором изучены и задокументированы семь протяженных геокриологических разрезов на побережье Карского моря, отобрано около 150 образцов на гранулометрический состав, выполнено полевое определение суммарной льдистости более чем 250 проб, отобрано около 500 проб на изотопный состав подземных льдов, около 120 проб на химический состав подземных льдов и вмещающих отложений. Автор принимал участие в отборе образцов для палинологических анализов и определения возраста отложений. Обобщение полевых и аналитических данных и их интерпретация, реконструкция истории геологического развития и палеогеографических условий, составление текстовых и графических материалов выполнены лично автором.

Научная новизна диссертации заключается в развитии существующих и формулировании новых представлений об эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене:

- детально изучены геокриологическое строение, возраст и свойства отложений и подземных льдов позднего неоплейстоцена – голоцена в серии опорных разрезов на побережье Карского моря. Подробные геокриологические данные могут быть использованы для других видов геологических исследований – картографирования, геологических корреляций и т.п.;
- установлено, что ледовый комплекс (ЛК) Западного Таймыра является естественной границей распространения ЛК в силу того, что нигде к западу от него в позднем неоплейстоцене – голоцене не существовало геологических и климатических условий для образования отложений ЛК. Ледовый комплекс на побережье Западного Таймыра отличается от других известных регионов более молодым возрастом (МИС 2) и меньшей мощностью;

- на основе анализа изотопного состава подземных льдов доказано, что атмосферная циркуляция в Российской Арктике, начиная с 50 тыс. лет назад и до настоящего времени носила устойчивый характер. Формирование ледникового щита в Баренцевом и Карском морях в период последнего оледенения (МИС 2) не оказывало существенного влияния на параметры атмосферной циркуляции. Вероятно, ледниковый щит был незначительным по площади и высоте и практически не препятствовал атмосферному переносу с запада на восток. Предложено использовать изотопный состав повторно-жильных льдов (ПЖЛ) как надежный индикатор их возраста. Современное образование ПЖЛ на побережье Карского моря возможно только к востоку от Гыданской губы;
- реконструированы геологическая история и палеогеографические условия эволюции криолитозоны на побережье и шельфе Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене. Восстановлены зимние и оценены летние и среднегодовые характеристики климата региона. Составлены картосхемы, иллюстрирующие природную обстановку и пространственное распределение климатических характеристик в МИС 3, МИС 2 и МИС 1. Показано, что принципиальное пространственное распределение климатических показателей оставалось стабильным в последние 50 тыс. лет.

Практическая значимость. Полученные результаты могут быть использованы для построения обзорных и прикладных инженерно-геокриологических карт исследованной территории, включая шельфовую зону, и оценки инженерно-геокриологических условий предполагаемых к освоению месторождений нефти и газа. Новые данные о геокриологическом строении опорных разрезов и свойствах слагающих их пород могут использоваться для совершенствования стратиграфических схем четвертичных отложений севера Западной Сибири.

Важнейшие выводы и результаты диссертации сформулированы в виде **защищаемых положений**:

- Ледовый комплекс (ЛК) Западного Таймыра представляет собой естественную границу распространения ЛК в силу того, что нигде к западу от него в позднем неоплейстоцене – голоцене не существовало геологических и климатических условий для образования отложений ЛК. Ледовый комплекс Западного Таймыра характеризуется более молодым возрастом и меньшей мощностью по сравнению с другими регионами;
- в последние 50 тыс. лет характер атмосферной циркуляции в Российской Арктике, включая побережье и шельф Карского моря, оставался стабильным. Последнее оледенение не оказывало существенного влияния на параметры атмосферной циркуляции. Вероятно, ледниковый щит был незначительным по площади и высоте и практически не препятствовал атмосферному переносу;
- реконструирована геологическая история и палеогеографические условия эволюции побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене. Восстановлены зимние и оценены летние и среднегодовые температуры воздуха в регионе. Охарактеризована природная обстановка и пространственное распределение климатических характеристик в МИС 3, МИС 2 и МИС 1. Принципиальное распределение климатических показателей оставалось стабильным в последние 50 тыс. лет.

Достоверность и апробация результатов. Результаты проведенных исследований являются достоверными, поскольку получены с использованием разных методов (геокриологическое документирование разрезов, статистически обоснованное опробование, аналитические исследования на сертифицированном оборудовании и т.п.) и хорошо согласуются друг с другом. Основные результаты работы докладывались и обсуждались на Международных и Всероссийских конференциях в том числе: Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (Салехард, 2012), Четвертая Европейская конференция по мерзлотоведению (Эвора, Португалия, 2014), Четвертая конференция

геокриологов России (Москва, 2011), XV Гляциологический симпозиум «Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли» (Архангельск, 2012), VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (Ростов-на-Дону, 2013), Международная конференция «Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы», (Тюмень, 2015) и др.

Публикации. По результатам исследований опубликовано двенадцать работ, в том числе семь работ в изданиях, включённых в Перечень ВАК РФ.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и приложений. Работа изложена на 184 страницах, включает 49 рисунков, 41 таблицу и 6 приложений. Список литературы содержит 154 наименования.

Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю д. г.-м. н. А.А. Васильеву и научному консультанту к.г.-м.н. И.Д. Стрелецкой за постановку научной проблемы, консультации и помощь в выполнении исследований, анализе полученных результатов и формулировке выводов. Автор выражает благодарность всем коллегам, участвовавшим в экспедиционных работах, а также соавторам по совместным публикациям за ценные советы и замечания при обсуждении полученных результатов.

1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ И ШЕЛЬФЕ КАРСКОГО МОРЯ

1.1. Общие факторы формирования и развития криолитозоны

Современной характер криолитозоны побережья и шельфа Карского моря обусловлен как современными климатическими и природными условиями, так и плейстоцен-голоценовой историей развития региона, в частности, трансгрессивно-регрессивными фазами Арктического бассейна и периодическим образованием и исчезновением крупных покровных оледенений на протяжении неоплейстоцена и голоцена. Позднекайнозойская история региона отразилась на строении и свойствах криолитозоны.

Представления о чередовании трансгрессий и регрессий в эпохи термо- и криохронов лежат в основе всех классических схем развития севера Евразии в плейстоцене. Считается, что увеличение площади суши приводит к понижению земных температур воздуха и оледенениям. И, наоборот, увеличение площади океанов обуславливают межледниковые периоды в истории Земли. Однако фактический материал часто свидетельствует о том, что иногда эпохам оледенений соответствовало высокое положение уровня моря.

Связь оледенения и трансгрессии для региона Карского моря и прилегающих горных сооружений рассмотрена в работах А.И. Попова (Попов, 1953), Г.И. Лазукова (Лазуков, 1972), И.Д. Данилова (Данилов, 1978) и др.

Понижение среднегодовой температуры воздуха и увеличение площади суши на севере Евразии, по мнению этих исследователей, не приводит к возникновению покровного оледенения. Напротив, увеличится континентальность климата, что будет способствовать более широкому развитию криолитозоны, увеличению мощности многолетнемерзлых пород и понижению их температуры.

Наглядным примером отсутствия прямой связи оледенения с суровостью полярного климата является распределение современного оледенения в Арктике.

Наиболее крупные ледниковые щиты - Гренландский, островов Шпицберген, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли - расположены в приатлантической, наименее суровой части Арктики. Районы побережий Восточной Сибири со значительно более суровым климатом лишены крупных ледников, здесь развита более мощная и низкотемпературная криолитозона.

Некоторые исследователи предполагают синхронность морской трансгрессии на севере Западной Сибири с оледенением окружающих горных массивов (Попов, 1953; Зубаков, 1972; Лазуков, 1972; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Данилов, 1962, 1969 и др.). Однако, фактические данные, чаще всего, не подтверждают существование этой связи.

1.2. История геолого-геокриологических исследований региона

Первые упоминания о многолетнемерзлых породах, процессах и явлениях связанных с ними на территории севера Западной Сибири впервые появились еще в XVIII - XIX веках и были сформулированы И.А. Лопатиным (Лопатин, 1897).

В начале XX века наблюдалось заметное оживление исследований природных ресурсов севера Западной Сибири и низовьев Енисея в связи с хозяйственным освоением края.

С 1933 г. в Усть-Енисейском районе начинаются систематические геологические исследования Горно-геологическим управлением Главсевморпути (Рябухин, 1939). Выходящие в основании береговых обрывов глины они отнесли к меловым отложениям. Верхние горизонты разрезов ими описывались как отложения третичного и четвертичного возраста.

В 1939 г. в районе работ Усть-Енисейской экспедиции геологическую съемку в масштабе 1:100 000 на правом берегу Енисея производил В. Н. Сакс, на левом - К. В. Антонов. В результате работ 1939 г. прежние представления о геологии района пришлось коренным образом пересмотреть. Все поверхностные отложения, относимые раньше к меловой системе, были признаны четвертичными (Сакс, 1951).

В 1946 г. в составе Усть-Енисейской экспедиции была организована геологосъемочная группа, с 1947г работавшая под руководством С.А. Стрелкова (Стрелков, 1951).

По результатам изучения геологического строения Нижне-Енисейского района В.Н. Саксом (Сакс, 1953) была составлена первая региональная стратиграфическая схема. Она в разной степени легла в основу создания всех последующих западносибирских стратиграфических схем. Большая часть разреза плейстоцена в данной схеме выделялась в подразделения морского генезиса, так как в четвертичных отложениях приенисейской части региона особенно много остатков морской микро- и макро-фауны.

На юге полуостровов Ямал и Тазовский сотрудниками ВСЕГЕИ (Суздальский, 1957) были выделены салемальская и сангомпанская свиты, синхронизированные со свитами В.Н. Сакса.

Систематическое изучение многолетнемерзлых пород и подземных льдов Западно-Сибирского региона началось после организации Игарской мерзлотной станции Института мерзлотоведения АН СССР им. В.А. Обручева. А.И. Попов был одним из первых, кто получил первые сведения о мерзлых горных породах региона (Попов, 1953).

Основными «проблемными» вопросами стратиграфии региона и палеогеографической истории, которые до сих пор вызывают дискуссии и трактуются различными авторами по-разному, являются, во-первых, происхождение суглинков спорного генезиса (санчуговского), во-вторых, генезис и возраст пластовых льдов региона, и, в-третьих, наличие во многих местах в различной степени дислоцированных отложений нарушающих нормальное залегание пород. Эти спорные вопросы во многом решались распространением среди ряда ученых (Яковлев, 1956; Заррина, Краснов, 1961; Лавров, 1965; Каплянская, Тарноградский, 1975; Астахов, 2009) «гляциолистской» теории, по которой весь север Западной Сибири в течение плейстоцена неоднократно подвергался воздействию покровных оледенений. При этом пластовые льды региона считались остаткам ледников, а дислокации объяснялись динамическим

воздействием массива ледника при его движении. Критерием ледникового генезиса глинистых и суглинистых отложений при этом считалось наличие включений грубообломочного материала (щебня, валунов, глыб) и слабая сортированность мелкозернистого вещества. Макро- и микрофаунистические остатки в валунных отложениях являются, по мнению этих авторов, переотложенными ледником из более древних межледниковых отложений.

Напротив, благодаря широкой постановке глубокого бурения и применению комплексной методики изучения мерзлых пород сложились представления о преимущественно бассейновом, морском происхождении плейстоценовых отложений севера региона Карского моря (Попов, 1953; Афанасьев, 1961; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961; Лазуков, 1971; Зубаков, 1972; Данилов, 1969; Загорская и др., 1965 и др.). Значительный вклад в изучение палеогеографической обстановки региона внес И.Д. Данилов, изучавший в течение многих лет криогенное строение, состав и свойства многолетнемерзлых пород и подземных льдов (Данилов, 1962, 1969, 1978).

Развитию таких взглядов способствовали результаты изучения пластовых подземных льдов на севере Западной Сибири, проводимые в ПНИИИС, ВСЕГИНГЕО, МГУ и других организациях.

Г.И. Лазуков (1972), С.А. Архипов с соав. (1971), И.Д. Данилов (1978) и другие исследователи обосновывали морской характер аккумуляции, основываясь на присутствии в толщах спорного генезиса остатков морской фауны и фораминифер не только в межледниковье, но и в ледниковые эпохи.

В связи с открытием, разведкой и освоением нефтяных и газовых месторождений севера Западной Сибири, было уделено пристальное внимание к проблеме происхождения широко распространенных там залежей пластовых льдов. Первые описания были даны Г.И. Дубиковым для районов долины реки Се-Яха (Мутная) и в районе озера Ней-то (Дубиков, Корейша, 1964).

В 1970-90-х годах изучением геокриологического строения полуостровов Ямала и Гыдана занимались исследователи из МГУ (Баду, Трофимов, 1974; Полуостров..., 1975; Трофимов и др., 1980), ПНИИИСа (Баулин, 1985),

ВСЕГИНГЕО (Анисимова, Крицук, 1983; Крицук, 1986; Крицук, Поляков, 1989). Составлены обзорные и мелкомасштабные геокриологические карты. На ряд прилегающих районов сотрудниками ВСЕГИНГЕО, ПНИИИСа, Фундаментпроекта и других организаций составлены средне- и крупномасштабные карты.

Огромный интерес исследователей региона Карского моря всегда вызывали подземные льды и в частности массивные залежеобразующие пластовые льды и ледогрунты. Однако, несмотря на обилие фактического материала и значительный интерес к проблеме происхождения подземных, в особенности пластовых льдов, эта проблема до настоящего времени не решена. Существует множество часто взаимоисключающих гипотез (Данилов, 1978; Гросвальд и др., 1985; Втюрин, 1975; Баулин, 1985; Дубиков, 1964; Жесткова, Шур, 1978; Крицук, 2010). Не останавливаясь на изложении всех гипотез, стоит лишь отметить, что изучение происхождения данных феноменов дает ценную информацию, позволяющую делать выводы о палеогеографической, палеоклиматической истории.

В последние десятилетия заметно увеличился объем информации об условиях залегания, текстурно-структурных особенностях отложений и залежеобразующих льдов, распространении их в пространстве, их мощности.

В настоящее время активно проводятся исследования на шельфе Карского моря геофизическими методами. Установлены границы распространения субаквальных многолетнемерзлых пород (СММП), которые представляют собой реликтовые мерзлые толщи, сформированные в субаэральных условиях во время последнего криохрона (20-18 тыс. лет назад) и затопленные впоследствии в ходе последней трансгрессии (16-5 тыс. лет назад) (Рекант, Васильев, 2011). Наличие СММП достоверно идентифицируются на юго-востоке Карского моря и ямальском шельфе до глубины 105 м.

В связи с развитием новых методов датирования отложений: электронно-парамагнитного резонанса (EPR), оптико-стимулированной люминесценции (OSL) и радиоуглеродного датирования микрообъемов органики путем ускорительной масс-спектрометрии (AMS-метод) многими авторами уточняется и

пересматривается стратиграфическая схема региона (Astakhov, Nazarov, 2010; Архипов, 2000; Астахов и Мангеруд, 2007; Гусев и др., 2009; Гусев и др., 2012; Стрелецкая др., 2007; Романенко др., 2005).

Используя сингенетические повторно-жильные льды как палеогеографический индикатор, данные радиоуглеродного датирования и прямое AMS-датирование, получены более или менее достоверные палеогеографические и палеоклиматические реконструкции региона (Васильчук и др., 1984; Васильчук, 1992, 2006).

Результаты современных геологических и геокриологических исследований на побережье Карского моря освещены в публикациях (Гусев, Молодьков, 2012; Гусев и др., 2011; Стрелецкая, Облогов, 2010; Стрелецкая и др., 2007, 2009, 2015; Опокина и др., 2010; Слагода и др., 2010).

1.3. Современные представления о стратиграфии и истории развития побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене

Первые стратиграфические представления о четвертичном строении региона Карского моря отражены на карте отложений четвертичной системы Западной Сибири и прилегающих территорий м-ба 1:1500 000 (Заррина и др., 1961), обобщившей материалы государственной геологической съемки м-ба 1:1 000 000, выполненной сотрудниками НИИГА, ВСЕГЕИ и других организаций. При съемке для расчленения разреза и корреляции использована стратиграфическая схема В.Н. Сакса (Сакс, 1953). По данной схеме последнее оледенение с центрами в горах Урала и Средней Сибири имело ограниченное распространение на равнине. Поэтому на обзорной карте основание разреза арктических низменностей показано как нерасчлененные средне-верхнеплейстоценовые морские отложения, перекрытые лишь маломощными флювиогляциальными и послеледниковыми озерно-аллювиальными осадками. Только на востоке полуострова Гыдан отмечены следы оледенения, выраженные субмеридиональными грядами возможно ледникового происхождения.

Более поздняя концепция центров оледенения на Карском шельфе с субширотной границей предполагала, что верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс развит на всей арктической части равнины (Астахов, 1977). Вопрос о возрасте и пределах распространения вероятного позднеплейстоценового оледенения оставался нерешенным. Широкое распространение получила идея ледникового максимума в самом конце плейстоцена (22-17 тыс. лет назад) с подпруживанием западно-сибирских рек и образованием гигантского озерного водоема (Волков и др., 1978; Архипов и др., 1980). Однако статистика радиоуглеродных дат, находки древних трупов мамонтов у поверхности и отсутствие следов огромного подпрудного озера привели к выводу о несостоятельности утверждений о существовании покровного оледенений в конце позднего плейстоцена. Эта точка зрения получила полную поддержку в результатах международных исследований районов Русской Арктики по программе QUEEN. Участники данного проекта не обнаружили ледниковых образований в МИС 3 и МИС 2 (Svendsen et al., 2004).

Наиболее древние и очень ограниченно распространенные отложения среднего звена неоплейстоцена изучены в районе полярной станции Сопочная Карга. Из песков, обнажающихся на северном берегу озера Долган методом оптически инфракрасно - стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) получена датировка в $214,5 \pm 17,0$ тыс. лет (Гусев и др., 2011). По району мыса Зверевский на Гыданском берегу Енисейского залива Д.В. Назаровым и М. Хенриксеном также были опубликованы похожие даты из песчаных отложений (Nazarov, Henriksen, 2010). По-видимому, разрезы озера Долган и мыса Зверевского можно сопоставить с мессовской свитой, выделяемой В.Н. Саксом (Сакс, 1953) или ширтинским горизонтом (Унифицированная..., 2000).

Несмотря на множество различных мнений, представления большинства специалистов о порядке стратификации толщ плейстоцена и истории развития региона Карского моря во многом совпадают. Биостратиграфические материалы, главным образом по малакофауне и фораминиферам в отложениях верхнего неоплейстоцена, позволяют достаточно уверенно выделять следующие толщи:

ледово-морские преимущественно глинистые отложения санчуговской свиты (gmII); дельтовые, лагунно-лиманные и прибрежно-морских образования казанцевской свиты (mIII¹); дельтовые, лагунно-лиманные, прибрежно-морские и континентальные образования каргинской свиты (mIII³), континентальные образования сартанского возраста (III⁴).

Голоценовые (IV) образования представлены в основном континентальными отложениями различного генезиса. Вдоль морского побережья Карского моря, голоценовые отложения слагают аккумулятивный чехол низкой морской и лагунной террас.

Санчуговские отложения (и их аналог салехардские и роговские отложения) часто залегают в основании разреза четвертичных осадков. Мощность санчуговской толщи в Енисейском регионе колеблется от 10 до 90 м, составляя в среднем 40-60 м. Абсолютные отметки кровли санчуговских суглинков составляют в среднем 40-50 м над уровнем Енисея (Кинд, 1974). Мощность салехардской свиты на Ямале достигает сотен метров, абсолютные отметки – до 100 м.

Глинистые породы данной свиты засолены. Степень засоления в районе Енисейского залива на широте Сопочной Карги составляет 0,2-0,5%. Севернее в районе мыса Шайтанский 0,3-0,5%. Породы санчуговского горизонта обычно содержат довольно бедные в видовом отношении комплексы бентосных фораминифер, морские и солоновато-водные диатомеи и спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о тундровых и лесотундровых ландшафтах, окружавших бассейн (Гусев и др., 2011).

Для санчуговского времени была характерна ледово-морская седиментация, связанная с продолжительным ледовым покровом в холодное время года и разносом грубообломочного материала береговыми и припайными льдами.

Считается, что породы санчуговской (салехардской) свиты промерзли сразу после выхода из-под уровня моря, на что указывают криогенные текстуры, малая льдистость и высокое содержание седиментационных морских солей. Близ урочища Красный Яр (Стрелецкая и др., 2007) изучены санчуговские суглинки и

глинами с включениями валунов и гальки. В этом районе сульфатное засоление, связанное с окислением пирита при оттаивании отложений, указывает на то, что в последующие этапы, отложения санчуговской свиты могли протаивать в эпохи климатических оптимумов и вновь промерзали в эпохи похолоданий.

В начале позднего неоплейстоцена (после 130 тыс. лет назад) холодные климатические условия сменяются теплыми межледниковыми условиями казанцевского времени (Гусев, Молодьков, 2012). Наступает эпоха крупного климатического потепления.

В разрезах Ямала невозможно разделить салехардские и казанцевские отложения, поэтому их часто объединяют в нерасчлененную ямальскую серию.

Среднегодовая температура воздуха в казанцевское время по разным данным превышала современную на 3-4°C (Ершов, 2002). В районе севера Западной Сибири и Енисейского залива распространилась казанцевская трансгрессия. Разнообразные по составу осадки казанцевской свиты распространены до современных высот в 60-80 метров, формируя 4 морскую равнину. Предположительно существовавшие в субэаральных условиях мерзлые породы на водораздельных участках и высоких плато частично деградировали.

Отложения казанцевской свиты представляют собой генетический ряд дельтовых, лагунно-лиманных и прибрежно-морских образований, что говорит о непостоянстве уровня Карского моря того времени. Отложения чаще представлены глинами и суглинками с более редкими по сравнению с санчуговскими отложениями включениями гальки и валунов, а также светлыми мелкозернистыми песками. Песчаные накопления часто имеют подчиненное значение (Стрелецкая др., 2007).

Считается что, казанцевская трансгрессия завершилась около 75 тыс. лет, в результате чего произошел размыв кровли подстилающих отложений, иногда выраженный базальным горизонтом.

В зырянское время (после 70 тыс. лет назад) отмечается сильное понижение температуры воздуха и регрессия морского бассейна. Начало холодной эпохи позднего неоплейстоцена характеризовалось высоким увлажнением,

благоприятствующим развитию и усилению оледенений. Нарастание ледников сопровождалось регрессией Карского моря. Уровень моря понижался до изобаты -70 м (Кинд, 1974).

Ледниковые отложения зырянского времени отмечаются маломощным покровом в основном на водоразделах в прилегающих частях гор Бырранга. В это время в рассматриваемом регионе формировались водно-ледниковые, аллювиально-озерные, аллювиальные аккумулятивные уровни. Скорее всего, оледенения в это время существовали лишь на территории Таймыра, где они носили горно-долинный характер (Лазуков, 1971; Свиточ, 2003). За пределами оледенений формировалась низкотемпературная криолитозона с растущими сингенетическими ПЖЛ.

В разрезах Западного Ямала зырянские отложения не обнаружены.

В каргинское время до 30-27 тыс. лет назад на территории Енисейского севера наблюдается ингрессия морского бассейна, которая затопила низовья Енисея до устья р. Сухая Дудинка, образовав широкий залив вдоль Енисея с дополнительными заливами (Стрелецкая и др., 2012). Она была обусловленная, в основном, таянием ледниковых покровов, образовавшихся в зырянское время. Каргинская ингрессия распространялась вглубь побережий в основном по речным долинам, образуя там аккумулятивный чехол террасы мощностью 20-30, реже 30-50 м (Данилов, 1978). Состав морских осадков и состав раковин морских моллюсков указывают на холодные опресненные воды каргинского бассейна.

Каргинские отложения в бассейне Енисея слагают морскую террасу высотой 20-30 м. Подошва их залегает на 25-40 м ниже уреза Енисея, а общая мощность составляет, таким образом, около 60 м. Данная терраса имеет морской генезис и сложена сильно изменчивым комплексом песков, супесей, суглинков и глин с известковистыми конкрециями. В средних частях разреза часто наблюдается обогащение пород валунами.

На Западном Ямале каргинские отложения представлены континентальными песками, супесями с прослоями глин.

В конце верхнего неоплейстоцена в сартанское время отмечается резкое похолодание климата и регрессия морского бассейна (Кинд, 1974). Шельф Карского моря был осушен до изобаты 110-120 метров (Павлидис и др. 1998; Stein et al., 2002) и береговая линия отступила на сотни километров к северу от ее современного положения.

Считается, что сартанское оледенение было максимальным в позднем неоплейстоцене, охватившим не только горное обрамление Западно-Сибирской низменности, включая арктические архипелаги, но и участки прибрежных равнин.

В это время накапливается комплекс преимущественно озерно-аллювиальных, болотных, делювиально-солифлюкционных мелкозернистых песков и пылеватых супесей второй террасы Енисея, которые промерзают сингенетически. На Ямале в это время формируются континентальные озерно-аллювиальные отложения с сингенетическими повторно-жильными льдами.

В сартанское время на осушенном шельфе и побережье Карского моря на северо-западе Таймыра образуется уникальный «ледовый комплекс» с сингенетическим типом ПЖЛ.

Накопление отложений происходит в суровых сухих условиях (Величко и др., 2007). По палинологическим данным в это время преобладали ландшафты арктической тундры и тундростепи.

Голоценовая трансгрессия Карского моря, начавшаяся на отметках около -40...-50 м, протекала неравномерно с небольшими колебаниями уровня (Кинд, 1974; Свиточ, 2003).

Повышение температуры воздуха в начале голоцена сопровождалось развитием термокарста и, в первую очередь, оттаиванием сильнольдистых отложений (в частности, ледового комплекса сартанского возраста), шло активное оврагообразование по вытаивавшим льдам, происходило заболачивание территорий, формировались торфяники. В конце климатического оптимума (около 6-5 тыс. лет назад) наблюдается максимум трансгрессии, уровень моря превышает современное положение на 5-10 м.

Колебания климата в ландшафтах отражалось в периодической смене таежной и лесотундровой растительности. При этом миграция лесной растительности в голоценовый оптимум оценивается примерно в 600 км (Кинд, 1974).

После 5-4 тыс. лет назад уровень Карского моря становится близким к современному положению. На территории наблюдается похолодание климата, что приводит к образованию морозобойного растрескивания и формированию верхнего сингенетического комплекса с ПЖЛ. Голоценовые отложения, вмещающие повторно-жильные льды, по составу не отличаются от нижележащих сартанских. Однако в отличие от сартанских, голоценовые отложения насыщены органическим материалом, что говорит о более теплых условиях их образования.

Завершая рассмотрение стратиграфии региона, можно отметить, что, несмотря на непрерывную дискуссию по факту повсеместно используется стратиграфическая схема В.Н. Сакса. При этом по разным регионам побережья Карского моря почти всегда отмечаются отклонения от исходной схемы, обусловленные локальными особенностями геологической истории. Это приводит к нерешаемым проблемам при корреляции геологических и климатических событий (и соответствующих отложений) для разных, иногда соседних территорий.

1.4. Морские изотопные стадии как основание для периодизации позднего неоплейстоцен-голоцена

Периодизация отложений позднего неоплейстоцена севера Западной Сибири и прилегающих областей, как отмечалось ранее, связана со стратиграфической региональной схемой В.Н. Сакса, которая была распространена на территорию всей Сибири в 1953 году (Сакс, 1953). Естественно, что данная схема не раз подвергалась коренной переработке по мере поступления нового фактического материала. Точки зрения различных авторов на стратиграфические подразделения одних и тех же горизонтов и их происхождение часто не совпадают. Проблема заключается не в названиях, которые присвоены

хроностратиграфическим таксонам, а в их хронологической привязке. Как указывает В.И. Астахов: «Основное назначение системы таких таксонов — служить общим языком геологов...» (Астахов В.И., 2006. С. 1208). Однако часто исследователи из разных регионов Сибири сталкиваются с проблемами и взаимонепониманием на почве хронологической привязки отложений.

Более удобно использовать принцип возрастного деления неоплейстоцена – голоцена в соответствии с кислородно-изотопной шкалой (Bassinot et al., 1994) и морскими изотопными стадиями (MIS), границы которых достаточно точно установлены. Источником данных кислородно-изотопной шкалы являются отобранные керны из морских скважин в различных районах земного шара.

Считается, что перемены в размере крупнейших ледниковых покровов является основным фактором, определяющим изменения в соотношениях изотопов кислорода. Когда массивные ледниковые щиты расширяются, они изымают больше легких изотопов кислорода (δO^{16}), чем тяжелых (δO^{18}). По соотношению этих двух изотопов кислорода можно судить о времени существования теплых и холодных периодов в истории Земли.

Начиная с конца среднего неоплейстоцена и до современного времени, выделено 11 морских изотопных стадий различной длительности, границы которых в настоящее время могут рассматриваться как границы ступеней общей стратиграфической шкалы.

На рисунке 1.1 представлена известная схема взаимоотношения кривой содержания изотопа кислорода $\delta^{18}O$ по данным опробования керна морской скважины (Bassinot et al., 1994) со стратиграфической шкалой 1995 года. Представлены лишь первых шесть морских изотопных стадий, т.к. именно они соответствуют рассматриваемому в работе времени, начиная с конца среднего неоплейстоцена. При этом MIS 1, MIS 3, MIS 5 в большей степени соответствуют периодам глобального потепления климата (термохронам), а MIS 2, MIS 4, MIS 6 - в большей степени периодам похолодания (криохронам).

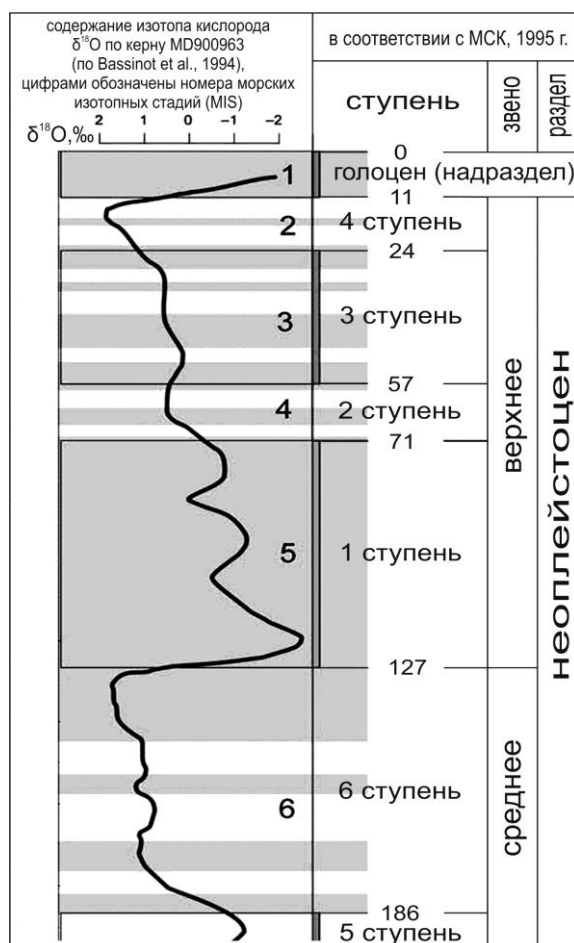


Рис. 1.1 Соотношение морских изотопных стадий (MIS) по Bassinot и график содержания изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ по керну морской скважины MD900963 и международной стратиграфической шкалой 1995 года (участки серого цвета соответствуют теплым этапам).

Нижняя граница морской изотопной стадии 1 в настоящее время проводится около 11 тыс. лет назад. Это время считается концом холодной эпохи позднего дриаса (younger dryas) и началом теплой эпохи голоцена, которая продолжается по настоящее время. Самым теплым периодом в истории голоцена считается время около 8-5 тыс. лет назад, которое в отечественной литературе принято называть «климатическим оптимумом голоцена».

Вторая морская изотопная стадия (MIS 2) соответствует периоду от 24 до 11 тыс. лет назад. В местной региональной схеме Западной Сибири этот период времени может быть сопоставлен с криохроном сартанского времени. В этот отрезок времени входит период климатического минимума (около 24-20 тыс. лет назад), который в зарубежной литературе называется «последний ледниковый

максимум» (Last Glacial Maximum), указывая на то, что это был последний этап в истории Земли, когда были распространены оледенения на большей части Арктики. Считается (Svendsen et al., 2004), что покровные ледники покрывали часть Северной Америки, Скандинавский полуостров, северные части Европы, Восточно-Европейской равнины и др.

Период от 57 до 24 тыс. лет назад (MIS 3) сопоставляется с каргинским периодом в региональной стратиграфической схеме. На рисунке 1.1 видно, что в это время климатические условия были несколько холоднее, чем в голоцене, но заметно теплее, чем в суровое сартанское время. Хотя в целом каргинский период считается термохроном, установлено, что в этот период происходили колебания климата и чередование более теплых и более холодных отрезков времени.

Четвертая морская изотопная стадия (MIS 4) выделяется от 71 до 57 тыс. лет назад и сопоставляется с зырянским таксоном региональной стратиграфической шкалы. В начале этапа наблюдается некоторое облегчение изотопного состава кислорода и тренд к более суровым температурным условиям. Судя по всему, этот отрезок времени является переходным от теплых климатических условий 5 морской изотопной стадии (MIS 5) к более суровым условиям криохрона.

По сравнению с вышеописанными, 5 морская изотопная стадия занимает более продолжительный отрезок времени от 127 до 71 тыс. лет назад. Данная стадия сопоставляется с казанцевский термохроном региональной стратиграфической шкалы. Из рисунка 1.1 можно предположить, что климатические условия в MIS 5 в целом являются значительно более мягкими, чем в MIS2, MIS 3 и MIS 4. Наиболее теплым этапом в MIS 5 является MIS 5e, в данный этап входит отдельно выделяемый наиболее теплый промежуток времени от конца MIS 6 (около 130 т.л.н.) до около 117 т.л.н, который называется «эемский климатический оптимум» (Eemian). Возможно, что глобальные климатические условия того времени были заметно мягче современных, близкими к условиям голоценового климатического оптимума.

Климатические условия в MIS 6 (от 186 до 127 т.л.н.) были намного более суровыми, чем в MIS 5. Из графика видно, что на протяжении большей части данного этапа изотопный состав кислорода был в среднем значительно легче периодов потепления в MIS 5, MIS 3, голоцене и даже периода похолодания в MIS 4. Хотя в целом, климатические условия и были заметно суровее, но и в данном периоде на основе различных палеоклиматических данных выделяются этапы относительного потепления. Некоторые авторы (Svendsen et al., 2004) полагают, что в этот этап сформировалось покровное оледенение, захватившее большую часть Восточно-Европейской равнины, Скандинавский полуостров, часть Западной Сибири и Таймырского полуострова, а также шельфы Карского и Баренцево морей, включая Шпицберген, Новую Землю и архипелаг Земли Франца-Иосифа.

Хотя приведенные выше сведения по палеоклиматической обстановкам в неоплейстоцене-голоцене действительно отражают глобальные этапы изменения климата, для представлений об палеоклиматических условиях в региональном масштабе необходим набор и сопоставление гораздо большего набора фактического материала. Морские изотопные стадии могут служить лишь опорой хроностратиграфической привязки выделяемых региональных горизонтов, генезис и условия формирования которых, лишь отчасти связаны с общей глобальной историей палеоклимата.

2. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

Исследование условий эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря основывается на результатах детального изучения, опробования и комплекса аналитических работ, выполненных на опорных (ключевых) разрезах позднеплейстоцен-голоценовых отложений на побережье Карского моря. Всего изучены и интерпретированы семь протяженных опорных разрезов, расположение которых приведено на рисунке 2.1. В геологическом отношении разрезы охватывают геологическую историю от санчуговского (салехардского) времени (МИС 6) до современного. При исследовании опорных разрезов особое внимание было уделено подземным льдам как индикаторам палеогеографических условий формирования и эволюции криолитозоны.



Рис. 2.1. Расположение опорных разрезов.

В зависимости от геологической истории развития территории в опорных разрезах были представлены отложения разных временных этапов, ни в одном из известных разрезов нет полного набора отложений, отвечающих всему периоду позднего неоплейстоцена – голоцена. В связи с этим особое внимание обращалось на геохронологическую привязку геолого-генетических толщ, горизонтов и т.п., без которой невозможны оценки этапов и условий эволюции криолитозоны.

2.1. Опорные разрезы Западного Таймыра

2.1.1. Мыс Макаревича - устье р. Крестьянка

Строение разреза.

От мыса Макаревича до устья реки Крестьянки в береговом обрыве Енисейского залива высотой от 19 до 40 м была изучена толща меловых и четвертичных отложений.

На рисунке 2.2 представлен схематический криолитологический разрез опорного берегового обнажения, построенный на основе обобщения полученных полевых данных.

В северной части разреза (рис. 2.2, обнажение 08МАК) выделяется выровненная поверхность террасы Енисея высотой 35-40 м с хорошо выраженными байджерами. К югу поверхность террасы понижается до отметок 18-23 м и переходит в склон долины реки Крестьянка (рис. 2.2, обнажение 07Кр3) с абсолютными отметками 17-20 м.

Нижняя часть обнажения (до высоты 2-6 м) на участке от устья реки Крестьянки до расчистки М06 представлена глинистыми отложениями (табл. 2.1, рис. 2.2), сформировавшимися предположительно в условиях холодного (санчуговского) моря в среднем неоплейстоцене (m, gmII⁶, МИС 6). Иногда в данных глинистых отложениях встречаются обломки скальных пород разного литологического состава.

В районе м. Макаревича (северная часть разреза) толща глинистых отложений погружается под уровень Енисейского залива. Суглинки и глины имеют плотную, либо комковатую структуру и характеризуются наличием неполно сетчатой криогенной текстурой, которая косвенно указывает на эпигенетическое промерзание глин после выхода из-под моря.

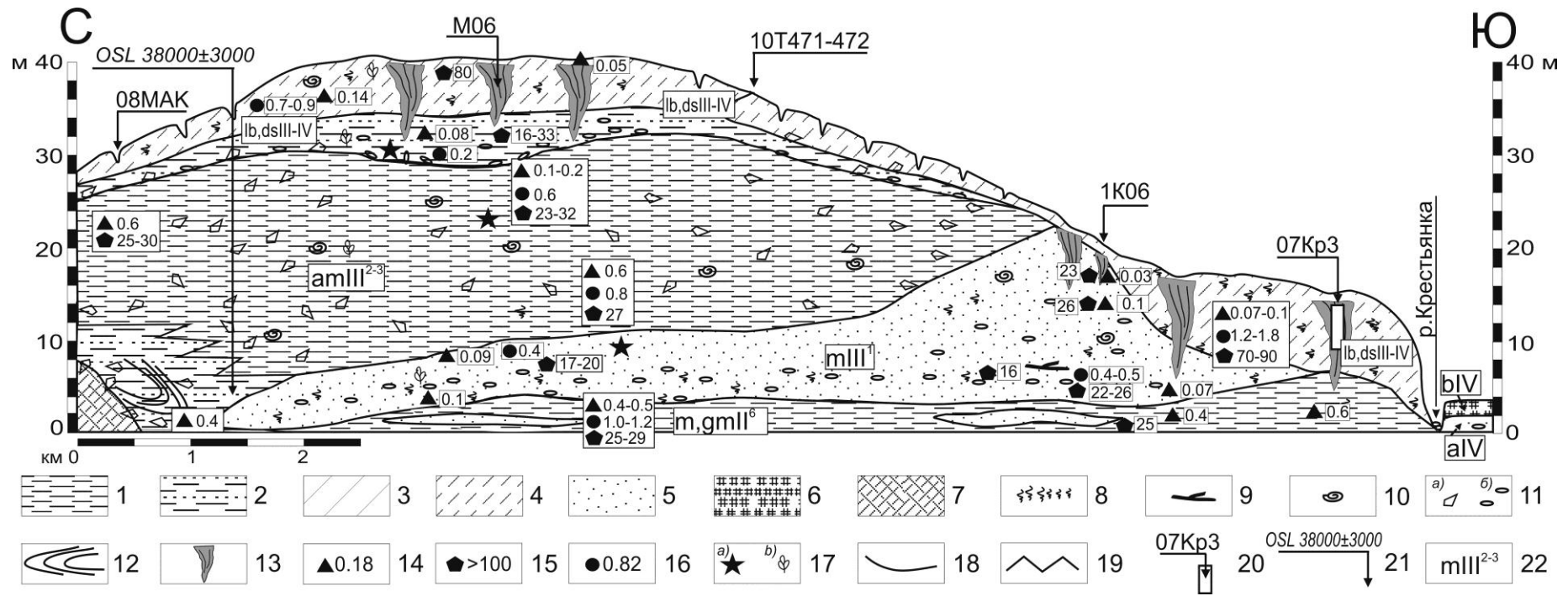


Рис. 2.2. Опорный схематический криолитологический разрез берегового обнажения от мыса Макаревича до устья р. Крестьянка. Размер повторно-жильных льдов вне масштаба.

Условные обозначения: 1- глины; 2- глины с прослоями супесей и песков; 3- суглинки; 4- супеси; 5- пески; 6- торф; 7- коренные породы мелового возраста, представлены песчаниками и сланцами; 8- растительные включения (детрит); 9- остатки древесины; 10- раковины морских моллюсков; 11- включения а) гравия и не окатанных валунов, б) гальки; 12- дислокации, выраженные по более и менее льдистым прослоям; 13- полигонально-жильные льды; 14- засоленность пород, %; 15- суммарная весовая влажность, %; 16 - содержание органического углерода, %; 17- пробы пород на а) грануломинералогический анализ (по методике А.В. Суркова), б) анализ спорово-пыльцевых включений; 18- литологическая граница; 19- фациальная граница; 20- номер обнажения и место отбора проб на изотопный состав ПЖЛ; 21- абсолютный (календарный) возраст отложений по данным анализа оптика-стимулированной люминесценции (OSL), годы; 22- геолого-генетический индекс отложений.

Это подтверждается также небольшой льдистостью (влажностью) отложений (рис. 2.2). Палинологические спектры (Стрелецкая и др., 2012) проб из глинистых отложений показали, что по берегам моря произрастала лесотундровая растительность. Среди растительности преобладают травянистые и споровые растения. По набору фораминифер комплекс отложений также может быть сравним с санчуговскими комплексами Енисейского севера (Гудина, 1969).

Гранулометрический состав нижнего комплекса отложений представлен в таблице 2.1. Преимущественно он сложен глинами с тонкими прослоями тяжелых супесей.

Таблица 2.1

Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза «мыс Макаревича – устье реки Крестьянка»

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
08МАК	0,45	89,6	6,2	4,2	Супесь легкая
08МАК	1,2	5,4	49,3	45,3	Глина
07Кр3	1,5	17,3	62,2	20,3	Пылеватый суглинок тяжелый
07Кр3	1,7	11,4	45,4	43,2	Глина
08МАК	1,75	27,1	43,4	29,5	Пылеватый суглинок тяжелый
07Кр3	2	10,4	56,4	33,2	Глина
08МАК	3,8	6,9	39,5	53,6	Глина
08МАК	3,9	33,6	26,5	39,9	Глина
08МАК	5,1	10	35	55	Глина
08МАК	5,3	11,9	50,7	37,4	Глина
07Кр3	10	20	71,5	8,5	Пылеватая супесь тяжелая
08МАК	12	10,7	34,7	54,6	Глина
08МАК	13,6	10,1	35,3	54,6	Глина
08МАК	23	4,2	35,1	60,7	Глина

Содержание органического углерода в глинистых осадках достаточно высокое (1,0–1,8 %) (табл. 2.2).

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях разреза «мыс Макаревича – устье реки Крестьянка»

Номер обнажения	Глубина с поверхности, м	Наименование отложений	Сорг., %
М06	1	супесь оторфованная	0,7
07Кр3	1,5	суглинок тяжелый	1,8
07Кр3	1,7	глина	1,4
07Кр3	2	глина	1,2
М06	2	супесь оторфованная	0,9
М06	3	суглинок тяжелый	0,7
М06	8	песок с супесью	0,2
07Кр3	10	суглинок тяжелый	1,8
М06	11	суглинок	0,6
М06	13	суглинок с гравием	0,5
М06	23	глина	0,8
М06	36	песок	0,4
М06	37	песок	0,5
М06	39	глина	1

Анализ водной вытяжки показал (табл. 2.3, рис. 2.3), что в глинах содержатся водорастворимые соли хлоридно-натриевого состава, что указывает на их морское происхождение. Содержание солей (D_{sal}) достигает 0,4-0,5%.

Такие же глинистые толщи в основании казанцевского уровня были изучены И.Д. Даниловым (1969, 1978), Н.В. Тумель (Тумель, Лагов, 1982) и другими исследователями в районе Селякина мыса (в 400 км к югу от устья реки Крестьянка). В этой толще были отмечены обломки раковин морских моллюсков, единичных раковин фораминифер и неполно сетчатая криотекстура. Предположительно накопление глинистой толщи происходило в условиях относительно глубоководного шельфового моря.

Санчуговские морские глинистые отложения с размывом перекрыты песками (рис. 2.2) казанцевского возраста мощностью до 18 м (мШ¹, МИС 5). Пески хорошо сортированы, горизонтально и косослоистые, с галькой, гравием и включениями органики (древесины). По данным грануло-минералогического анализа песков (анализы выполнены А.В. Сурковым)

установлено, что толща песков сформирована в подводной зоне пляжа близ приустьевой части реки.

Таблица 2.3

Содержание водорастворимых солей в отложениях разреза «мыс Макаревича – устье реки Крестьянка»

Номер обнажения	Глубина, м	Катионы, эквив. %			Анионы, эквив. %			Dsal, %	Состав
		Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
08МАК	5,1	87,5	7,2	5,3	60,3	34	5,8	0,57	глина пылеватая
08МАК	4	95,7	2,4	1,9	58,5	35,7	5,8	0,45	глина
М06	1	26,5	31,1	42,4	48,7	2,4	48,9	0,05	супесь оторфованная
07Кр3	1,5	54,6	19,8	25,6	29,2	11	59,7	0,07	суглинок тяжелый
07Кр3	1,7	76,7	14,6	8,7	19,7	19,3	61	0,10	глина
М06	2	90,1	4,5	5,4	63,2	20	16,8	0,14	супесь оторфованная
1К06	3	92,5	2,5	4,9	15,5	20,4	64,2	0,03	песок
1К06	5,4	91,9	2,8	5,2	71,3	14,1	14,6	0,11	песок
1К06	6,9	92,5	1,9	5,6	65,5	8,5	25,9	0,07	гравий
1К06	7,9	94,1	3,9	2	80,7	17,1	2,2	0,43	суглинок
М06	8	92,7	2,9	4,4	13,6	1,9	84,5	0,08	песок с супесью
1К06	8,1	87,5	8,3	4,3	80,8	17,8	1,4	0,39	песок
07Кр3	10	29,3	28,3	42,4	40,4	3,8	55,8	0,05	суглинок тяжелый
М06	11	94,9	2	3	9,3	45,5	45,2	0,12	суглинок
М06	13	95	1,3	3,8	15	77,2	7,8	0,23	суглинок с гравием
М06	23	95,3	2,2	2,6	88,4	9,4	2,2	0,60	глина бурая
М06	36	96	1,3	2,7	57,2	25,8	17	0,09	песок
М06	37	97,6	0	2,4	76,2	13,3	10,5	0,10	песок
М06	39	96,8	1,1	2,2	65,2	31,7	3,1	0,46	глина

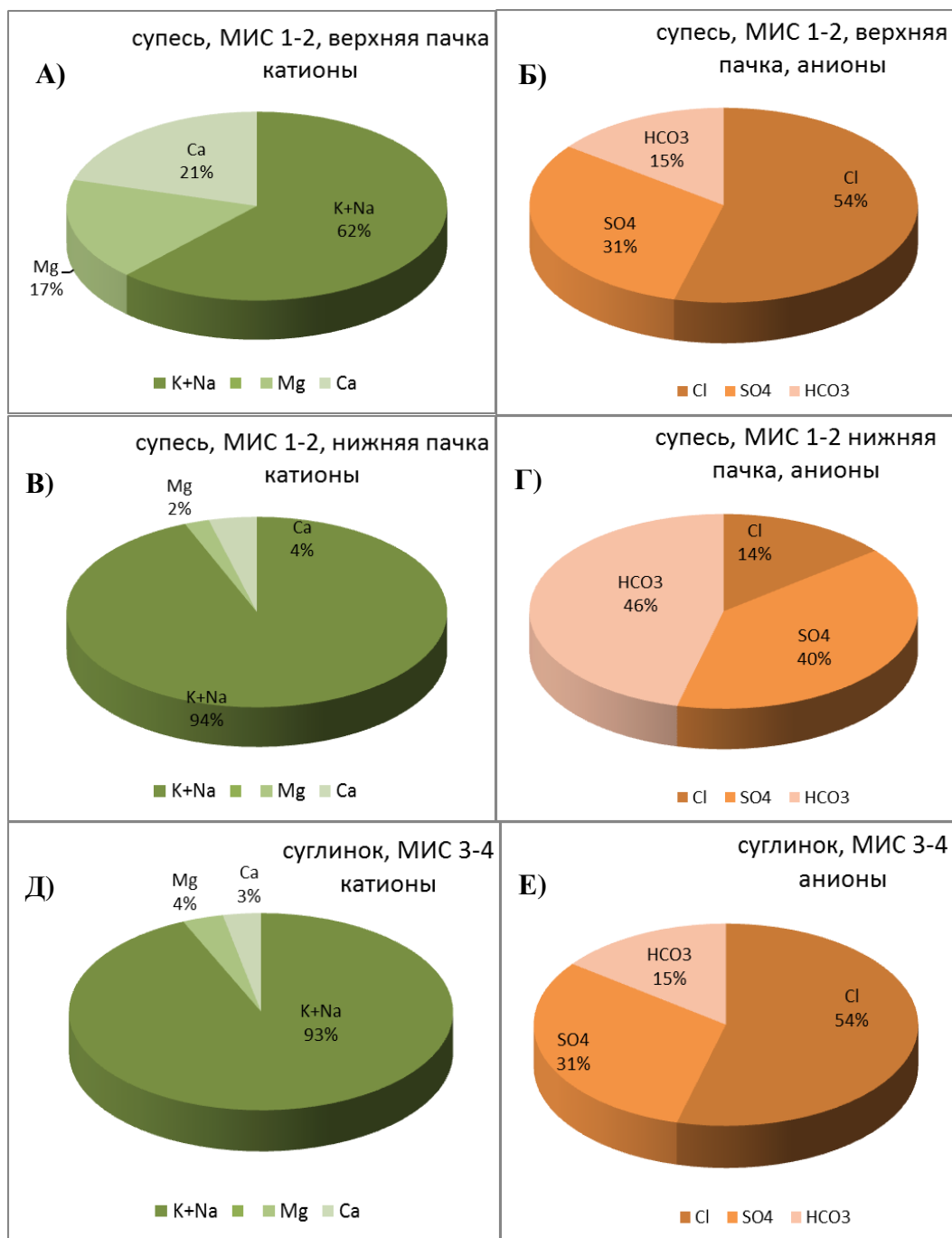


Рис. 2.3. Диаграммы содержания ионов водорастворимых солей (эквивалент %) в отложениях разреза «мыс Макаревича – устье. Крестьянка»: содержание катионов – А) в отложениях верхней пачки $lb, dsIII-IV$, В) в отложениях нижней пачки $lb, dsIII-IV$, Д) в отложениях $atIII^{2-3}$; содержание анионов - Б) верхней пачки $lb, dsIII-IV$, Г) нижней пачки $lb, dsIII-IV$, Е) в отложениях $atIII^{2-3}$.

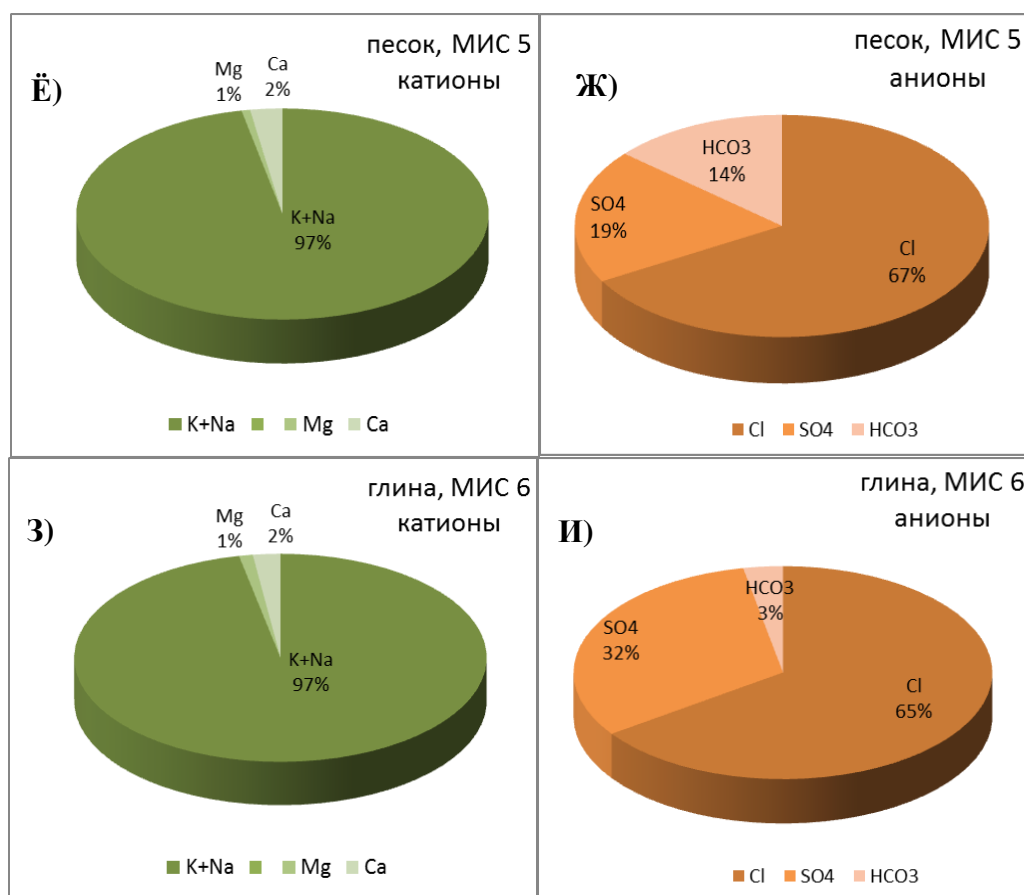


Рис. 2.3. (продолжение): содержание катионов - Е) в отложениях $mIII^1$, З) в отложениях $m, gmII^6$; содержание анионов - Ж) в отложениях $mIII^1$, И) в отложениях $m, gmII^6$.

Пески засолены, соли по составу преимущественно хлоридно-натриевые, степень засоления около 0,1% (табл. 2.3, рис. 2.3). Содержание органического углерода составило 0,4-0,5% (табл. 2.2). Суммарная влажность изменялась от 17 до 20,4% (рис. 2.2), криотекстура песков массивная.

Палинологический анализ проб из песков показали, что по берегам мелководного моря росла тайга с обширными лугами, были распространены таежные ландшафты, характерные для относительно теплого казанцевского времени.

Казанцевские пески перекрыты глинистой мореноподобной пачкой ($amIII^{2-3}$) каргинсакого возраста. Буро-серые глины в основном имеют комковатую, либо оскольчатую структуру, ожелезнены по структурным отдельностям. Контакт глин с перекрывающей песчано-глинистой пачкой субгоризонтально-слоистый. Отложения содержат обломки гальки, гравия (размером около 2 см) и валунов

(размером до 20 см), ожелезненные по поверхностям. На верхнем контакте глины обогащены (до 30%) галькой темноцветных пород (преобладающий размер включений 0,3-2,0 см). Пачка в северной части разреза (рис. 2.2) содержит единичные линзы песков.

Пыльцевые спектры проб из глин характеризуют растительность лесотундр, которая росла по берегам морского бассейна.

Комплекс фораминифер в глинистых отложениях характерен для условий холодного арктического бассейна.

Формирование глинистой пачки происходило в условиях кратковременной регрессии неглубокого морского бассейна. На это указывает состав отложений и характер включений: большое содержание седиментационных морских (NaCl) солей (табл. 2.3, рис. 2.3), высокое содержание органического углерода (табл. 2.2), большое количество плохо окатанного материала местных меловых пород. Грануло-минералогический анализ (аналитик А.В. Сурков) песчаной фракции из глин подтверждает формирование осадка в условиях мелкого моря, куда реками сносились размываемые породы водоразделов.

Для глин характерна наклонно-решетчатая, ромбовидная криотекстура, где расстояние между толстыми шлирами составляет 50-70 см. Такая же криотекстура наблюдается в каргинских отложениях в районе м. Сопочная Карга, И.Д. Данилов (1969) наблюдал схожую криотекстуру ниже устья реки Казанцевская.

Возраст глинистой пачки в районе м. Макаревича, определенный по песчаным линзам методом оптико-стимулированной люминесценции (OSL), составил $38,0 \pm 3,0$ тыс. лет (рис. 2.2) (Гусев и др., 2011), т.е. относится к каргинскому времени (МИС 3). В районе мыса Макаревича (северная часть разреза на рисунке 2.2) пачка каргинских отложений залегает непосредственно на меловых консолидированных породах, которые выходят в береговых обрывах. Скорее всего, докаргинские отложения здесь были размывы. Похожие по облику глинистые толщи, занимающие те же высотные уровни в районе мыса Сопочная Карга (см. 2.2), также имеют каргинский радиоуглеродный возраст.

В верхней части разреза залегает пачка пылеватых песчано-супесчаных отложений, вмещающая сингенетические ПЖЛ (Ib,dsIII-IV). Пачка состоит из 2 частей. Нижняя часть содержит включения гальки и характеризуется небольшой суммарной влажностью (16-33%), низким засолением ($D_{sal} = 0,08\%$), незначительным содержанием органического вещества ($C_{орг} = 0,2\%$) (рис.2.2, табл. 2.2, табл. 2.3). Характер промерзания песчано-глинистой пачки - эпигенетический. Верхняя пачка отложения представлена пылеватыми супесями сильнольдистыми (суммарная влажность около 80%), с большим количеством органического материала (0,7-0,9) (рис.2.2, табл. 2.2), что говорит в пользу сингенетического промерзания отложений. Состав солей верхней и нижней пачек также различен с глубиной меняется от хлоридно-натриевого до гидрокарбонатно- (сульфатно-) натриевого (табл. 2.3, рис. 2.3).

Сингенетические ПЖЛ на рассматриваемом участке берегового обрыва Енисейского залива встречены в пределах речной террасы реки Крестьянка (на высотах 12-18 м) (обнажение 07Кр3 на рис. 2.2), в пределах склона (обнажение 1К06 на рисунке 2.2) и на водораздельной поверхности (с абсолютной высотой около 40 м) (обнажение М06 на рисунке 2.2). На широкое распространение ПЖЛ в данном районе указывает бугристый (байджераховый) рельеф, образовавшийся при оттаивании верхних частей жил.

Вмещающие ледяные жилы отложения пылеватые, количество пылеватых частиц в некоторых частях разреза превышает 60 % (табл. 2.1). Породы сильнольдистые с суммарной влажностью 76-86 %. Криогенная текстура поясковая, расстояние между поясками и толщина поясков от 2 до 50 мм. Криогенная текстура внутри поясков льда микрошлировая, сетчатая и атакситовая. На боковом контакте жил с вмещающими породами отмечается галечное обрамление (рис. 2.4).

Видимая мощность ПЖЛ около 9 м. Расстояние между жилами 8-10 м, ширина жил по верху 2,4-3,5 м. Лед в жилах мутный, полосчатый за счет включений минеральных частиц и мелкого гравия.

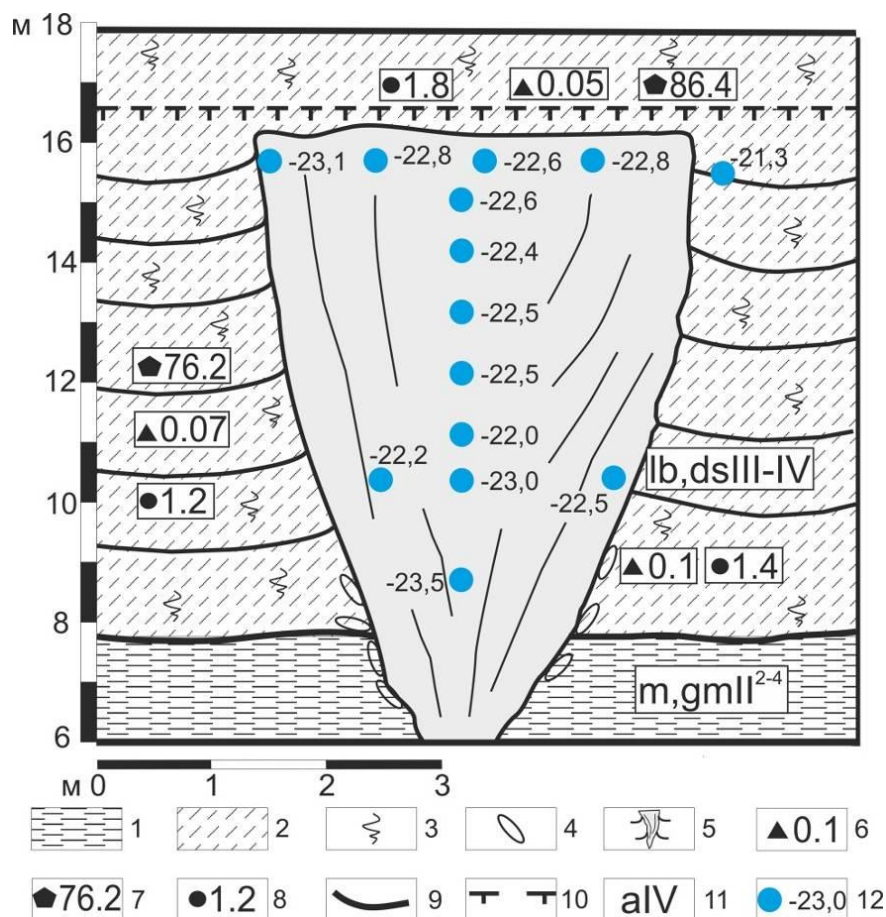


Рис. 2.4. Схема обнажения ПЖЛ возле устья реки Крестьянка (07Кр3) с обозначением мест опробования ПЖЛ на изотопный анализ.

Условные обозначения: 1- глины; 2- супеси; 3- растительные включения (детрит); 4- включения гальки; 5- сингенетический ПЖЛ; 6- засоленность пород, %; 7- суммарная весовая влажность, %; 8- содержание органического углерода, %; 9- литологическая граница; 10- граница сезонно-талого слоя; 11- геолого-генетический индекс отложений; 12- содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}O$), ‰.

Изотопный состав повторно-жильных льдов приведен в табл. 2.4. Средние значения изотопа кислорода ($\delta^{18}O$) и дейтерия (δD) изменяются в диапазоне от -23,5 ‰ до -22,0 ‰ и от -179,7 ‰ до -167,7 ‰ соответственно. В пределах одной жилы практически не наблюдается изменений значений изотопного состава льда, как по вертикали, так и от центра жилы к краям.

Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) в сингенетических ПЖЛ и сегрегационном ледяном прослое разреза «мыс Макаревича – устье реки Крестьянка»

Номер обнажения	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dexc
сингенетические ПЖЛ				
07Кр2	-	-22,76	-171,8	10,2
07Кр2	-	-23,06	-174,3	10,2
07Кр2	-	-22,8	-173,9	8,5
07Кр2	-	-22,85	-172,9	9,9
07Кр3	2,2	-23,14	-176,9	8,2
07Кр3	7,8	-22,2	-169,4	8,2
07Кр3	7,8	-22,96	-174,7	9
07Кр3	7,9	-22,47	-171,2	8,5
07Кр3	9,5	-23,53	-179,7	8,5
07Кр3	2,2	-22,86	-173,9	9
07Кр3	2,2	-22,62	-171,6	9,4
07Кр3	2,2	-22,81	-172,8	9,6
07Кр3	3	-22,59	-171,6	9,1
07Кр3	4	-22,38	-170,6	8,5
07Кр3	5	-22,53	-171	9,2
07Кр3	6	-22,49	-170,4	9,5
07Кр3	7	-22,03	-167,7	8,5
сегрегационный прослой				
07Кр3	2,2	-21,27	-165	5,2

Значение параметра d-excess (Dexc) в среднем меньше 10 (для ПЖЛ Dexc изменяется в диапазоне от 8,2 до 10,2; для сегрегационного льда Dexc составил 5,2) (табл. 2.4). Такие значения параметра Dexc полигонально-жильных льдов характерны для дождевых и поверхностных вод, частично подвергавшихся испарительному фракционированию. Участие в питании растущих полигонально-жильных льдов поверхностных вод возможно на участках склонов, с которых сдувался снег. Это приводит к утяжелению изотопного состава льда, по сравнению с талыми снеговыми водами и снижению значений Dexc (Стрелецкая и др., 2007).

На основании зависимости между средней температурой января ($t_{я}$) и изотопным составом кислорода ($\delta^{18}O_{ж}$) в ПЖЛ (Васильчук, 1992): $t_{я} = -1,5\delta^{18}O_{ж}(\pm 3^{\circ}C)$, определена средняя температура января во время формирования ПЖЛ. В начале формирования повторно-жильного льда содержание изотопа кислорода $\delta^{18}O$ равнялось 23‰. Следовательно, температура января в это время составляла около $-34^{\circ}C$.

Геолого-палеогеографическая интерпретация.

Опорный разрез берегового обрыва Таймырского берега Енисейского залива от мыса Макаревича до устья р. Крестьянка достаточно полно представляет геологическое строение четвертичных отложений региона. В настоящее время, имеется лишь две датировки четвертичного возраста возле мыса Макаревича - 38000 ± 3000 лет (RLQG 1948-119) и $8\ 370 \pm 90$ (ЛЮ-6418) (Гусев и др., 2011). Похожая по возрасту дата получена по песчаным отложениям методом ИК-ОСЛ возле мыса Шайтанского, который расположен в 100 км южнее мыса Макаревича - 45800 ± 3200 лет (RLQG 1796-048) (Гусев и др., 2011).

Нижняя часть берегового обрыва сложена глинистыми породами с единичными песчаными линзами, сформировавшимися в условиях холодного моря (санчуговского) в среднем плейстоцене. В частности это следует из высокого содержания органического углерода (более 1%), характерного для пелитовых фракций современных арктических морей, а также результатам палинологического анализа - по берегам бассейна произрастала тундровая растительность. Подобные отложения были исследованы и другими исследователями возле Селякина мыса (400 км южнее), где были отмечены обломки раковин морских моллюсков, фораминифер и неполносетчатая криотекстура. Отложения промерзали сразу после выхода из-под уровня моря и промерзали эпигенетически, что позволило сохраниться седиментационным морским солям.

Санчуговские морские глины с размывом перекрыты песками мелкого казанцевского моря (mIII¹). Высокое содержание водорастворимых морских солей в толще песков и их высокая влажность позволяют предполагать, что пески

промерзали сингенетически на мелководье или в условиях периодически затапливаемой лайды. На такой тип промерзания указывают горизонтальные прослойки льда в песках, хвосты повторно-жильных льдов большой мощности и многочисленные псевдоморфозы по ним. И.Д. Данилов (1969) в основании песчаной толщи на тех же абсолютных высотах в районе мыса Селякин также отмечает сингенетические ПЖЛ различной генерации высотой до 4-5 метров и шириной по верху 0,3-1,2 метра. Для казанцевского времени характерен таежный тип растительности, произрастающей по берегам моря, реконструируемый по палинологическим спектрам.

Перекрывающая пески суглинисто-глинистая толща ($amIII^{2-3}$) содержит многочисленные обломки гравия, гальки и небольших валунов. Накопление отложений видимо происходило в условиях неглубокого, но холодного (ледовитого) морского бассейна. На это указывают включения плохо окатанных обломков местных коренных пород, состав седиментационных морских солей, высокое содержание органического углерода. Это также подтверждается результатами грануло-минералогического анализа песчаной фракции (анализ провел А.В. Сурков), из которых следует, что осадки накапливались в условиях мелкого моря, в которое реками сносились породы водоразделов. По берегам палеобассейна в условиях лесотундры доминировали травянистые и споровые растения. Криогенная текстура свидетельствует об эпигенетическом промерзании отложений вскоре после выхода из-под уровня моря.

Формирование сильно-льdistых супесей ($lb, ds III^4-IV$), перекрывающих суглинисто-глинистую толщу и вмещающих крупные ПЖЛ, скорее всего, начало происходить в конце позднего неоплейстоцена в холодных криоаридных условиях. Сартанско-голоценовая толща формировалась сингенетически. На это указывает характерная поясковая криогенная текстура, высокая льdistость отложений и значения изотопного состава, которые близки к изотопно-кислородному составу ПЖЛ второй террасы в районе мыса Сопочная Карга, датировка которой имеет сартанский (МИС 2) возраст.

2.1.2. Мыс Сопочная Карга

Геокриологическое строение позднеплейстоценово-голоценовых отложений изучено на протяженном разрезе в районе мыса Сопочная Карга в устье р. Енисей.

Строение разреза.

В районе мыса Сопочная Карга вскрывается обрыв высотой от 10 до 35 м, в котором обнажаются четвертичные отложения и подземные льды различного генезиса и возраста. Схематический опорный криолитологический разрез участка берега Енисейского залива представлен на рисунке 2.5.

В основании толщи на уровне моря выходят засоленные темные серые супесчано-суглинистые породы ($m\Pi^1$) (рис. 2.5, табл. 2.5) с разной степенью льдистости, видимой мощностью от 2 до 35 метров.

В южной части опорного разреза (обнажение 07сop1 на рис. 2.5) в пределах водораздельной поверхности до глубины 15-20 м залегают супеси и суглинки ($m\Pi^1$) с единичными включениями включения гравия и гальки размером около 1x1 см.

Вниз по разрезу породы переходят в исключительно льдистую толщу (суммарной влажностью более 100%) супесчано-глинистого состава, по сути, представляющую собой залежь пластового льда (ПЛ). Общая мощность отложений ПЛ составляет более 15 м, толща уходит под уровень моря. Структура отложений ПЛ имеет нарушенный (дислоцированный) характер, проявляющийся в разрезе по более и менее льдистым прослоям. Данные слои нередко имеют резко немонотонный характер залегания, вплоть до опрокинутого (рис. 2.6), говорящий о возможном течении и быстром промерзании материала.

Криотекстура более льдистых прослоев в ПЛ микрошлировая частослоистая. Переход от перекрывающих глинистых пород к пластовому льду подчеркивается изменением криотекстуры отложений от слоистой (шлиры льда мощностью около 1 см через 15-20 см) до неравномерно-сетчатой и крупно-блоковой (размер блоков около 30x20 см, шлиры толщиной 0,5-1 см).

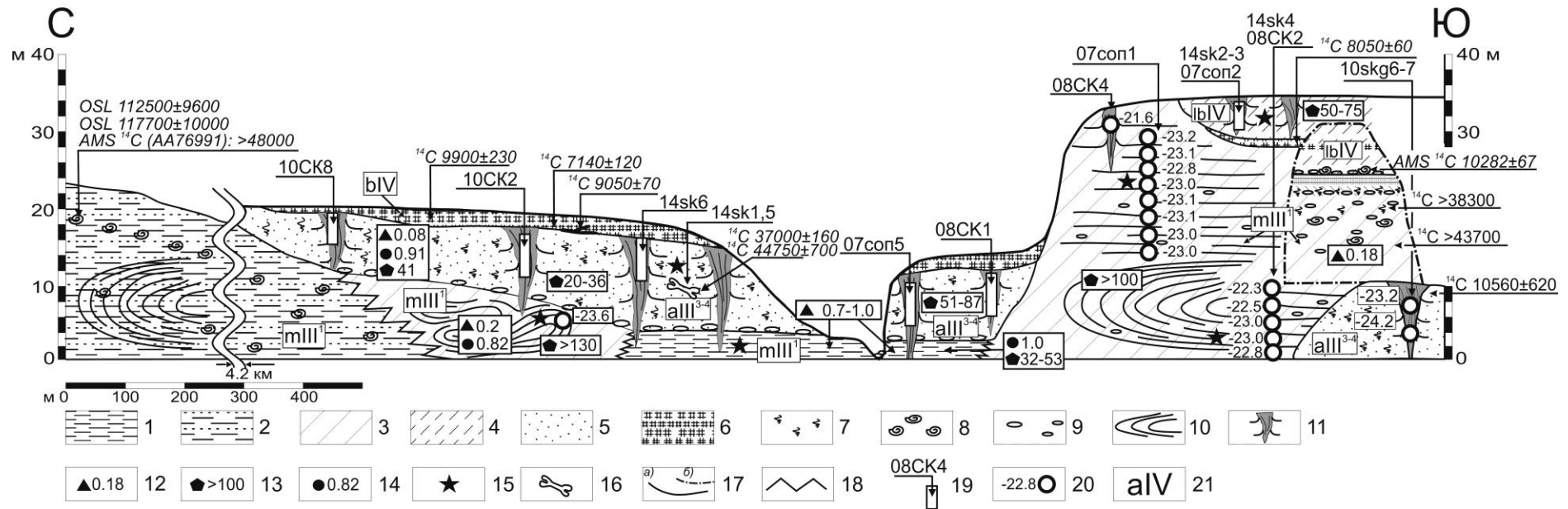


Рис. 2.5. Опорный криолитологический схематический разрез и схема опробования берегового обнажения возле мыса Сопочная Карга. Горизонтальный размер повторно-жильных льдов показан вне масштаба.

Условные обозначения: 1- глины; 2- глины с прослоями супесей и песков; 3- суглинки; 4- супеси; 5- пески; 6- торф; 7- растительные включения (детрит); 8- раковины морских моллюсков; 9- включения гальки и не окатанных валунов; 10- сильно-льdistая дислоцированная толща (пластовый лед); 11- сингенетические ПЖЛ; 12- засоленность пород, %; 13- суммарная весовая влажность (льdistость), %; 14- содержание органического углерода, %; 15- пробы пород на грануломинералогический анализ; 16- место находки туши мамонта; 17- границы а) литологическая; б) блоков смещенных пород (останцов); 18- фациальная граница; 19- номер обнажения и место отбора проб на изотопный состав ПЖЛ; 20- место отбора проб на изотопный анализ текстурного льда и содержание изотопа кислорода в текстурном льду, ‰; 21- геолого-генетический индекс отложений. Датировки отложений представлены с индексами метода датирования (¹⁴C, OSL, AMS).

Гранулометрический состав отложений опорного разреза
Сопочная Карга

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
07соп4	-	20,37	64,90	14,73	Пылеватый суглинок легкий
07соп1	-	93,45	3,93	2,48	Супесь легкая
07соп1	-	92,48	6,15	1,18	Песок
07соп1	-	97,89	1,56	0,59	Песок
07соп1	-	97,15	1,56	1,20	Песок
07соп2	-	98,75	0,58	0,50	Песок
07соп2	-	99,46	0,05	0,54	Песок
07соп2	-	99,71	0,04	0,21	Песок
08СК1	4,9	2,7	33,8	63,5	Глина тяжелая
08СК1	3,2	55,6	38,2	6,2	Пылеватая супесь тяжелая
09Sk1	1,45	46,0	33,7	20,0	пылеватая супесь легкая
09Sk2	2	39,3	39,6	20,9	пылеватая супесь легкая
09Sk3	9,8	54,2	36,7	8,9	пылеватая супесь тяжелая
09Sk3	10,8	43,9	42,3	13,6	пылеватая супесь легкая
09Sk3	12,5	43,7	39,4	16,8	пылеватая супесь легкая
09Sk3	1,7	9,8	83,5	6,6	пылеватая супесь тяжелая
09Sk3	3,9	22,5	64,2	13,1	пылеватая супесь легкая
09Sk3	4,8	43,6	52,0	4,4	пылеватая супесь тяжелая
09Sk3	5,5	54,8	33,4	11,5	пылеватая супесь легкая
09Sk3	6,5	50,5	39,6	9,7	пылеватая супесь тяжелая
09Sk3	22	47,4	28,1	24,2	Суглинок тяжелый
09Sk3	23	9,3	43,7	46,6	Пылеватая супесь легкая
10СК2	4,3	31,6	38,8	29,3	Пылеватый суглинок тяжелый
10СК2	11	40,4	33,1	26,4	Суглинок тяжелый
10СК8	1,5	13	79,2	7,5	Пылеватая супесь

					тяжелая
10СК2	20	31,3	36,1	32,2	Глина
14sk1	1,9	38,9	53,4	7,4	Пылеватая супесь тяжелая
14sk1	1	14,0	74,7	10,9	Пылеватый суглинок легкий
14sk1	3,95	54,8	39,1	6,0	Пылеватая супесь тяжелая
14sk1	5	97,4	1,3	1,2	Песок
14sk1	6,5	93,7	3,6	2,6	Супесь легкая
14sk1	10	13,3	25,5	61,1	Глина тяжелая
14sk2	3	11,9	79,4	8,4	Пылеватая супесь тяжелая
14sk2	4,6	53,2	32,8	13,7	Суглинок легкий
14sk3	7	54,9	29,1	15,7	Суглинок средний
14sk4	12	33,9	31,8	34,0	Глина



Рис. 2.6. Суглинистые отложения ($mIII^{1-3}$) в нижней части переходящие в дислоцированную залежь пластового льда в районе Сопочной Карги.

Аналогичная, также дислоцированная, залежь пластового льда обнажается в береговом обрыве второй террасы р. Енисей в 1 км севернее (обн. 10СК2 на рис. 2.5). Нередко в теле пластового льда наблюдаются линзы практически чистого стекловидно льда мощностью до 0,3 м (рис. 2.7).



Рис. 2.7. Внешний вид стекловидного льда из залежи пластового льда.

В массе льда наблюдается небольшое количество минеральных включений пылеватой размерности аналогичной вмещающим породам. Залегание линз льда повторяет слоистость минеральных горизонтов.

Минерализация чистого льда (из залежи пластового льда) изменяется от 0,311 до 1,068 г/л. Состав солей преимущественно гидрокарбонатно-натриевый (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Химический состав и минерализация подземных льдов мыса Сопочная Карга

Номер обнажен ия	Глуб ина отбо ра, м	Катионы, эквив. %					Анионы, эквив. %				Минера лизация г/л	pH
		K	Na	Mg	Ca	Sr	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃		
ПЖЛ												
08СК4	2,2	2,2	32,9	26	38,8	-	4,1	12,1	-	83,7	0,266	7,4
08СК4	8	4,7	11,5	17,1	66,7	-	23	28,2	-	48,8	0,057	6,6
08СК1	-	2,5	21,2	28,3	48,1	-	4,7	6,3	-	89	0,212	7,4
09Sk2	-	39,8		20,5	39,5	-	62,4	7,7	-	29,7	0,196	7,5
09Sk2	-	26,2		23,9	49,7	-	15,2	28,5	-	56,3	0,07	8
10СК2	0,2	2,1	17,8	31,8	47,7	0,7	6,4	17,7	-	75,9	0,075	-

10СК2	5,2	5,4	41	28,1	24,3	1,2	8,1	11,6	-	80,3	0,068	-
10СК8	2,32	1,8	24,8	27	43,6	2,8	4,6	11,9	-	83,5	0,08	-
Пластовый лед												
08СК4	2,2	2,9	86	6,8	4,3	-	7,3	10,1	2,2	80,4	1,068	8,2
08СК4	8	2,8	84,1	7,7	5,4	-	5,9	18,5	1,9	73,6	0,988	8,1
08СК2	28	3,3	89,2	4,1	3,4	-	33,8	4,3	2,2	59,7	0,722	8,2
09Sk1	-	93,8		1,3	4,8	-	25,8	0,72	-	73,4	0,311	8,5

В среднем влажность (льдиность) минеральных прослоев супесчано-суглинистых отложений ($m\Pi^1$) составляет 24-32%, суммарная влажность около 40-50%. Визуально органические включения в породе не видны, однако анализ показывает, что количество органического углерода в отложениях составляет около 1% (табл. 2.7). Степень засоления этих пород 0,7-1,0%. По составу водорастворимых солей диагностируются как морские, содержание хлор иона составляет 70-85 мг-экв %, а натрий иона 97 мг-экв % (рис. 2.8, табл. 2.8).

Таблица 2.7

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях опорного разреза
мыса Сопочная Карга

Номер обнажения	Глубина с поверхности, м	Состав	Сорг., %
09Sk1	1,45	супесь пылеватая	0,79
09Sk2	2,0	пески	0,61
09Sk3	3,9	супесь пылеватая	2,49
09Sk3	4,8	супесь пылеватая	0,29
09Sk3	5,5	супесь пылеватая	0,71
09Sk3	6,5	супесь пылеватая	0,69
09Sk3	9,8	супесь пылеватая	0,7
09Sk3	10,8	супесь пылеватая	0,58
09Sk3	12,5	супесь пылеватая	0,58
09Sk3	21	суглинок тяжелый	0,38
09Sk3	23	глина	0,92
10СК2	4,3	суглинок тяжелый	0,82
10СК2	11	суглинок тяжелый	0,2
10СК8	1,5	супесь пылеватая	0,91
10СК3	28	глина	0,59
14sk1	1,9	супесь пылеватая	3,26
14sk1	1	супесь пылеватая	1,02
14sk1	3,95	супесь пылеватая	2,64

14sk1	5	песок	0,08
14sk1	6,5	песок	0,18
14sk1	10	суглинок	0,18
14sk2	3	супесь пылеватая	1,12
14sk2	4,6	супесь пылеватая	0,74
14sk3	7	супесь пылеватая	0,74

Таблица 2.8

Содержание водорастворимых солей в отложениях разреза
мыса Сопочная Карга

Номер обнажения	Глубина, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %				Dsal, %	pH
		K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃		
08CK1	1	6,6	27	32,2	34,2	16	22,2	-	61,8	0,055	8
08CK1	1,5	5,4	32,1	28,8	33,6	27,2	19	-	53,7	0,053	8
08CK1	4,9	1,2	93,7	3,9	1,1	97,3	1,1	-	1,6	0,996	7,7
08CK2	3,3	3,3	90,4	2,4	4,0	24,8	48,3	-	26,9	0,128	8
09Sk1	1,45	4,0	78,2	9,1	8,7	14,7	42,1	-	43,2	0,137	8,3
09Sk3	2,0	2,1	88,2	0,3	9,4	26,4	49,8	-	23,8	0,182	8,6
09Sk3	3,9	4,0	60,3	9,8	25,9	32,2	39,9	-	27,9	0,055	7,7
09Sk3	4,8	3,5	63,3	12,2	21,0	19,8	37,6	-	42,6	0,099	8,5
09Sk3	5,5	6,7	79,0	1,8	12,5	19,5	47,6	-	32,9	0,132	7,8
09Sk3	6,5	4,2	87,2	2,3	6,3	17	41,3	2,6	39,2	0,094	7,5
09Sk3	9,8	3,1	90,8	0,4	5,7	15,9	50,5	4,3	29,3	0,153	8,5
09Sk3	10,8	4,1	83,9	5,4	6,6	19,6	35,5	10,6	34,3	0,094	8,7
09Sk3	12,5	4,0	91,9	0,3	3,8	29,4	25,4	13,9	31,3	0,078	8,6
09Sk3	21	3,3	82,8	2,9	11	33,5	39,8	-	26,7	0,08	8
09Sk3	23	1,8	86,2	2,2	9,8	37,7	30,6	1,7	30,1	0,322	8,7
10CK2	4,3	2,4	93	1,9	2,7	36,1	63,5	-	0,4	0,181	8,5
10CK2	11	3,3	90,9	2,7	3,2	46,2	28,3	-	25,5	0,148	8
10CK8	1,5	4,4	26,7	18,2	50,7	60,3	2,8	-	36,9	0,081	7,9
10CK3	28	2,5	92,0	3,2	2,2	73,2	26,3	-	0,5	0,139	8,5
14sk1	1,9	3,7	24,1	29,2	43	30,9	24,4	-	44,7	0,067	7,5
14sk1	1	4,4	13,2	37,7	44,7	2,6	15,8	-	81,6	0,066	8
14sk1	3,95	3,6	67,1	16,0	13,3	37	12,1	-	50,9	0,04	7,4
14sk1	5	10,0	49,9	24,0	16,0	24,4	18,7	-	56,9	0,027	7,3
14sk1	6,5	9,1	60	13,7	17,1	3,4	39,1	-	57,5	0,034	7,6
14sk5	10	4,8	85,6	5,8	3,9	4,8	46,4	2,2	46,7	0,149	8,3
14sk2	3	4,8	27,5	18,8	48,8	3,3	20,9	-	75,8	0,07	8
14sk2	4,6	3,8	89,3	2,8	4,2	6,7	36,7	-	56,6	0,09	8,1
14sk3	7	2,9	87,7	3,3	6	10	33,6	-	56,4	0,086	8
14sk4	12	3,4	90,3	4,2	2,1	11,5	23,1	4	61,4	0,137	8,6

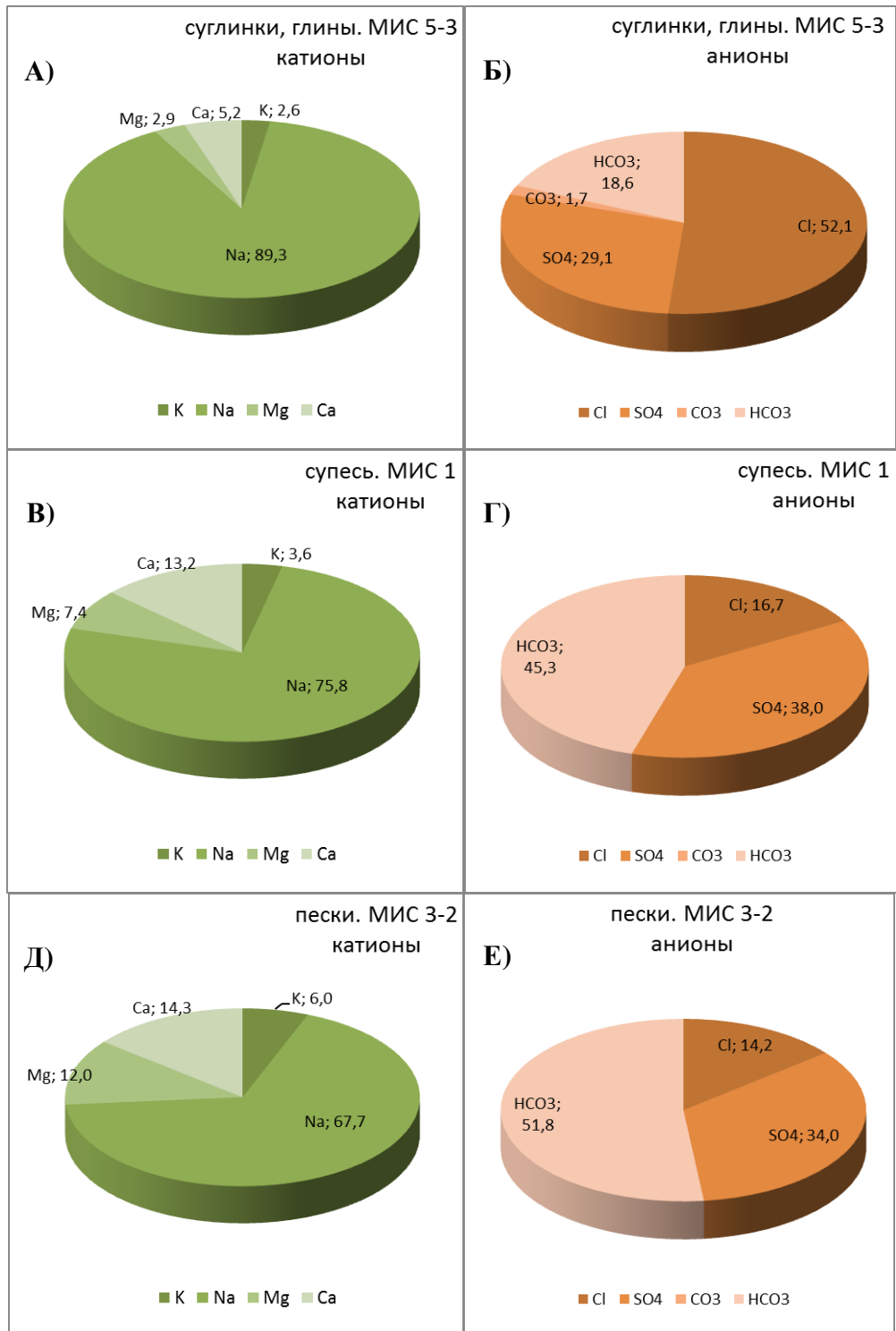


Рис. 2.8. Диаграммы содержания ионов водорастворимых солей (эквивалент %) в отложениях опорного разреза мыса Сопочная Карга. Содержание катионов: А) в отложениях $m\Pi^{1-3}$ (МИС 5-3), В) в отложениях $a\Pi^{3-4}$ (МИС 3-2); Д) в отложениях $lбIV$ (МИС 1); содержание анионов: Б) в отложениях $m\Pi^{1-3}$ (МИС 5-3), Г) в отложениях $a\Pi^{3-4}$ (МИС 3-2); Е) в отложениях $lбIV$ (МИС 1);

В пробах глинистых пород ($m\Pi^1$) на анализ споро-пыльцевых комплексов и макрофаунистический анализ отмечено преобладание тундровых и лесотундровых кустарников и травянистых растений, характеризующих вероятно каргинский (МИС 3) период позднего неоплейстоцена. Выделен также комплекс фораминифер, который характерен для морского бассейна пониженной солености. Предполагаемый возраст формирования – конец казанцевского (МИС 5). Подробное описание выделенных разновидностей представлено в статье И.Д. Стрелецкой с соавторами (Стрелецкая и др., 2007).

В северной части разреза преимущественно супесчано-суглинистые отложения ($m\Pi^1$) фациально переходят в суглинистые отложения с примесью песчаных фракций (рис. 2.5). Методом оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции зерен полевых шпатов (ИК-ОСЛ) произведено датирование песчаной фракции из аналогичных отложений в 4,5 км севернее мыса Сопочная Карга. Датирование показало казанцевский (МИС 5) возраст отложений – $117,7 \pm 10,0$ и $112,5 \pm 9,6$ тыс. лет (Гусев и др., 2011).

В южной части обнажения присутствует останец (возможно, крупный оползень) высотой 22 м и шириной 200 м, который перекрывает более молодой уровень аллювиальной террасы (рис.2.5).

Внизу разреза отмечаются включения морских моллюсков, гравия, обломков древесины и торфа. Количество органического углерода мало изменяется по разрезу, составляя в среднем 0,6-0,7%, а в верхних оторфованных прослоях - 2,5%. Радиоуглеродный возраст отложений превышает 43 700 лет (Гусев и др., 2011).

По данным грануло-минералогического анализа (анализ выполнен А.В. Сурковым), песчаная фракция минералов суглинистых отложениях на высоте 25 м отличается почти идеальной сортировкой. Такое распределение минералов характерно для осадка, формирующегося в условиях морского мелководья, либо придельтовой области реки, при участии вдольбереговых течений и волновой переработки. Из тяжелых минералов преобладают зерна эпидота, магнетита и граната, из легких – абсолютно преобладают зерна кварца. Кроме этого в пробе

установлены обломки базальтоидов, песчаников, каменного угля, многочисленные растительные остатки (торф). Тяжелые минералы дифференцированы по плотности, выделяется два семейства зерен, которые различаются по размерам и окатанности. Первое характеризует морскую обстановку формирования, второе - речную.

Верхнюю часть останца слагают слоистые оторфованные пылеватые супеси и пески мощностью 4-5 м с массивной криотектурой. Между нижней суглинистой и верхней супесчаной толщей отмечается галечный горизонт, указывающей на стратиграфический разрыв в осадконакоплении. Выше по разрезу отмечается торфяной прослой. Радиоуглеродное датирование с использованием ускорительной масс-спектрометрии раковинки пресноводного моллюска из нижней части прослоя торфа показало радиоуглеродный возраст 10282 ± 67 лет (AA75298), скорректированный календарный возраст 11273 ± 71 лет (Гусев и др., 2011).

Основу спорово-пыльцевого комплекса из верхних, в большей степени песчаных, слоев составляют современные тундровые виды кустарников и травянистых растений. В пробах отмечается большое количество растительных остатков, мхов, споры грибов и единичные образцы диатомовых водорослей.

Пачка пылеватых отложений по составу схожа с серыми пылевыми супесями (IbIV) мощностью 5,0-6,0 м, залегающими в верхней части стенки обнажения (рис.2.7). Содержание пылевой фракции в породе составляет 70-78%, частицы размером менее 0,005 мм отсутствуют. Отложения представляют собой ожелезненную торфо-минеральную смесь, содержание органического углерода достигает 2,1 % (табл. 2.7). Суммарная влажность отложений превышает 80%. Криотекстура поясковая в сочетании с сетчатой и атакситовой. В этом горизонте встречены сингенетические ПЖЛ шириной от 0,4 м до 3 м поверху и мощностью более 5 м. Горизонт, содержащий ПЖЛ, подстилается темно-бурым торфом мощностью 1,0-1,5 м, с древесными остатками. Радиоуглеродное датирование двух образцов торфа показало, что органогенный горизонт имеет

возраст 7320 ± 130 лет (GIN 13056) и 8050 ± 60 лет (GIN 13055) (Гусев и др., 2011), то есть времени климатического оптимума.

В пределах 2 террасы Енисея (центральная часть разреза), высотой 12-23 м, супесчаная-суглинистая толща ($m\Pi^1$) с размывом переходит в супесчано-песчаные отложения ($m\Pi^{2-3}$). На поверхности террасы залегает плохо и среднеразложившийся торф мощностью до 1,0 м. Формирование торфа по результатам радиоуглеродного датирования началось 9-10 тыс. лет назад (Гусев и др., 2011). Под торфом залегают слоистые супеси и мелкие пески мощностью 4-10 м, они представляет собой оторфованные синкриогенные аллювиально-озерные отложения широкой поймы крупной реки, и включают сингенетические ПЖЛ. Летом 2012 года в этих отложениях, слагающих вторую террасу Енисея высотой 12 м, на глубине 6 м над уровнем Енисея обнаружена хорошо сохранившаяся туша мамонта, определения радиоуглеродного возраста которого составили от 37830 ± 160 (UGAMS-12565) до $44750 \pm 970 - 700$ (GrA-57723) (Мащенко и др., 2015). В 2014 году автором выполнено геолого-криолитологическое описание разреза непосредственно в месте нахождения трупа мамонта (рис. 2.9).

Верхняя часть разреза до глубины 4,5 м представлена чередованием супесчаных слоев и торфяных прослоев. Торфяные прослои мощностью от первых сантиметров до 20-25 см коричневого цвета, торф средне- и плохо-разложившийся. Часть разреза до глубины 1,4 м характеризуется микрошлировой криотекстурой и наибольшей по разрезу суммарной влажностью (около 66%). Ниже криотекстура песков, супесей и торфа везде массивная с редкими единичными шлирами льда мощностью менее 1 мм.

С глубины 4,5 м до 7,4 м залегают пески средне-мелко-зернистые горизонтально и косослоистые, ожелезненные по всему слою. Слои подчеркиваются различными оттенками серого и серо-желтого цветов. Слои залегают под углом до $30-45^\circ$ по отношению друг к другу. По всему слою наблюдаются равномерно распределенные мелкие включения веточек кустарников.

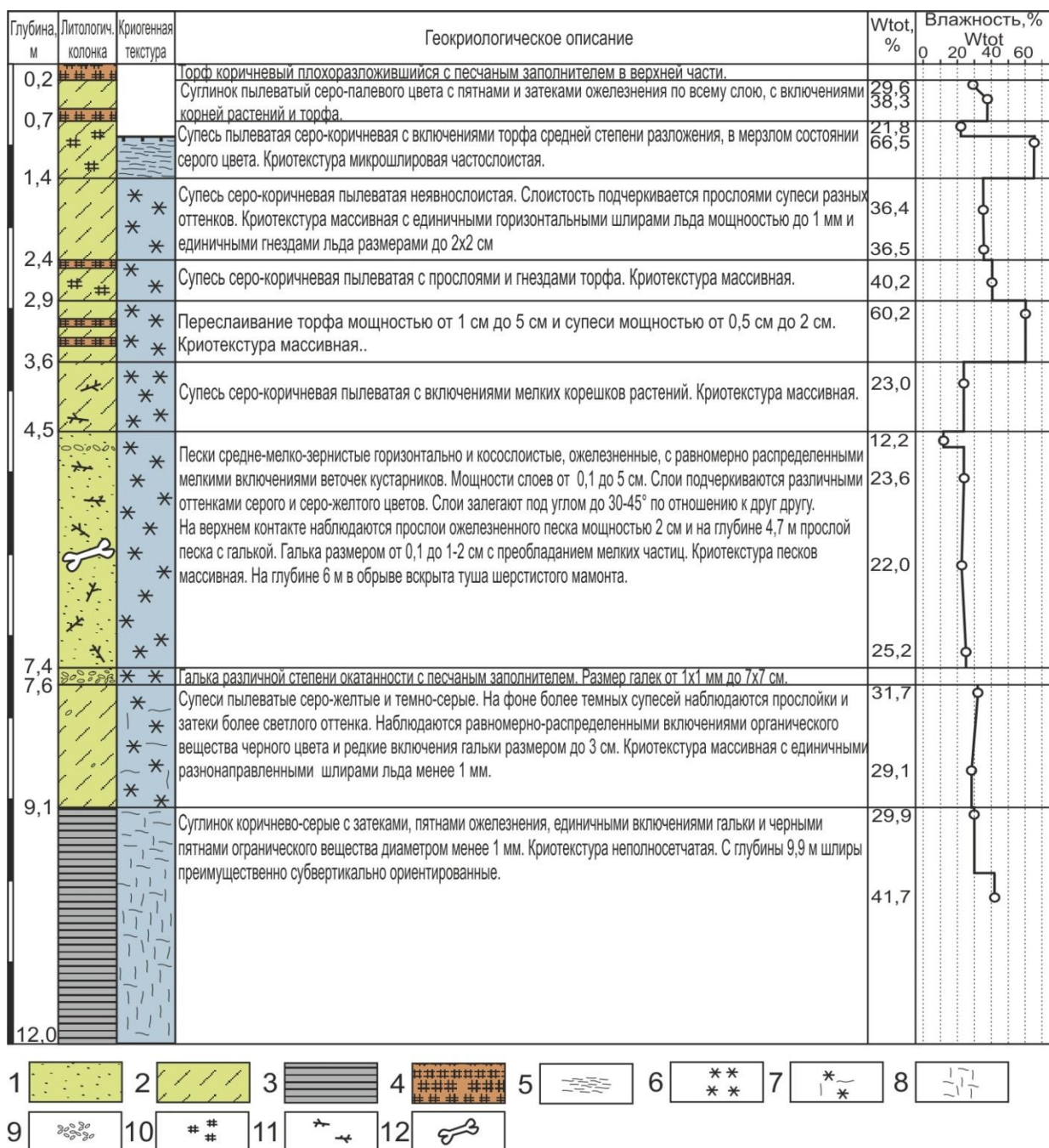


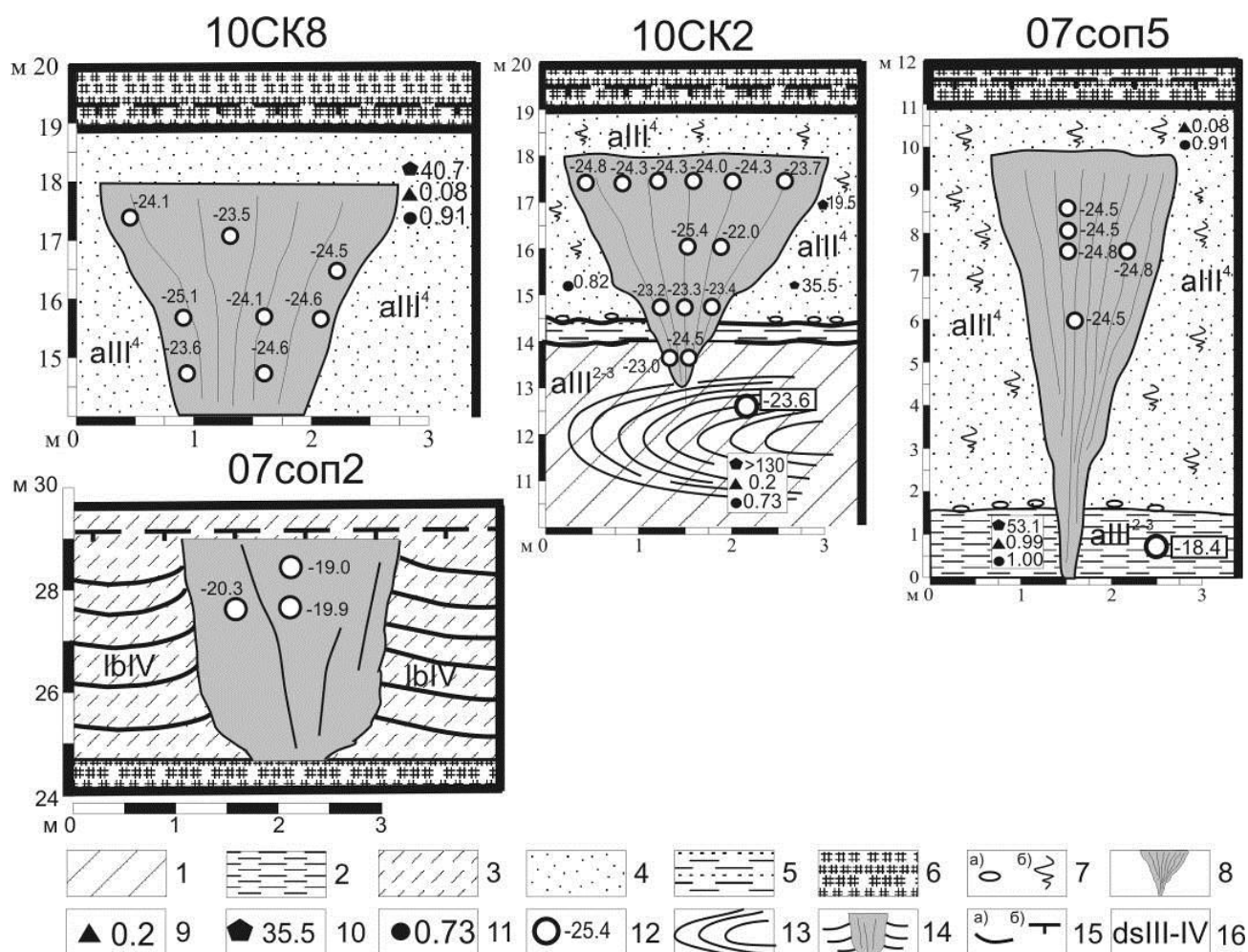
Рис. 2.9. Криолитологический разрез второй террасы Енисея в месте нахождения мамонта на мысе Сопочная Карга. Условные обозначения: 1- пески, 2- супеси, 3- суглинки, 4- торф, 5-8 – криотекстуры: 5- микрошлировая частослоистая, 6- массивная, 7- массивная с единичными разнонаправленными шлирами льда, 8- неполносетчатая, 9- галька, 10-11 включения: 10- торфа, 11- корней растений, веточек, 12- место нахождения туши мамонта.

На глубине 4,7 наблюдается прослой песка с галькой. Галька размером от 0,1 до 1-2 см с преобладанием мелких частиц, мощность прослоя около 10 см. Криотекстура песков массивная. Влажность (льдиность) песчаного горизонта практически не меняется (22-25%). На глубине 6 м в 2012 году в данных песках была вскрыта туша шерстистого мамонта. На глубине 7,4-7,6 м наблюдается галечный горизонт. Галька размером от первых мм до 7 см различной степени окатанности. Ниже на глубине 7,6-9,1 м выделен слой серо-желтых и темно-серых супесей. В слое встречаются равномерно-распределенные включения органического вещества черного цвета и редкие гальки размером до 3 см. Криотекстура супесей массивная с единичными разнонаправленными шпирями льда менее 1 мм. Нижней горизонт, подошва которого залегает ниже уреза пляжа, представлен суглинисто-глинистыми породами (mIII¹, МИС 5) описанными выше.

Горизонт песчаных отложений (aIII³⁻⁴) практически на всем протяжении 2 террасы Енисея пронизан сингенетическими ПЖЛ длиной до 10 м и шириной поверху 3-4 м. Нижние узкие эпигенетические хвосты жил проникают в супесчано-суглинистую толщу (mIII¹) на 0,5-1 м.

Лед жил, также как и вмещающие отложения, пресный. Минерализация льда изменяется от 0,06 до 0,2 г/л, среди анионов преобладают гидрокарбонаты, среди катионов – кальций ионы (табл. 2.6).

В целом в пределах обнажения на мысе Сопочная Карга присутствуют повторно-жильные льды двух генераций (возрастов). Крупные сингенетические сартанские (МИС 2) жилы приурочены к сартанским же отложениям второй террасы Енисея, меньшие по размеру повторно-жильные льды присутствуют в голоценовых отложениях второй террасы и основной водораздельной поверхности. Детально изучен изотопный состав повторно-жильных льдов (рис. 2.10). Результаты изучения изотопного состава пластовых и повторно-жильных льдов представлены в таблице 2.9. Содержание изотопов ($\delta^{18}\text{O}$) кислорода и дейтерия (δD) в ПЖЛ второй террасы Енисея отличается от содержания таковых в голоценовых озерно-болотных отложениях (табл. 2.9).



Условные обозначения: 1- суглинки; 2- глины; 3- супеси пылеватые (алеврит); 4- пески; 5- суглинистые отложения с прослоями супесей и песков; 6- торф; 7- включения а) гальки, б) остатков растительности; 8- сингенетический ПЖЛ; 9- засоленность пород, %; 10- суммарная весовая влажность, %; 11- содержание органического углерода, %; 12- содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), ‰; 13- дислокации выраженные в чередовании более и менее льдистых прослоев; 14- сингенетический ПЖЛ в отложениях с поясковой криотекстурой; 15- границы а) литологическая, б) сезонно-талого слоя; 16- геолого-генетический индекс отложений;

Рис. 2.10. Схема опробования обнажений ПЖЛ мыса Сопочная Карга на изотопный анализ.

Таблица 2.9

Содержания изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льдах различного генезиса и возраста возле мыса Сопочная Карга

Год	Номер пробы	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Дехс
ПЖЛ в отложениях 2 террасы Енисея (aIII ³⁻⁴)					
2008	08СК1	-	-26,55	-204,6	7,8
2008	08СК1	-	-26,65	-204,8	8,4
2008	08СК1	-	-26,97	-207,1	8,7

2008	08СК1	-	-26,91	-206,3	8,9
2008	08СК1	-	-27,08	-209,2	7,4
2008	08СК1	-	-26,88	-207,1	7,9
2008	08СК1	-	-26,85	-207,3	7,5
2008	08СК1	-	-25,79	-199,2	7,1
2007	07СОП5	-	-24,47	-188,4	7,3
2007	07СОП5	-	-24,46	-187,5	8,2
2007	07СОП5	-	-24,83	-191,7	6,9
2007	07СОП5	-	-24,54	-189,2	7,0
2007	07СОП5	-	-24,84	-191,2	7,5
2007	07СОП5	-	-24,84	-191,2	7,5
2010	10СК8	0,6	-24,06	-184,1	8,3
2010	10СК8	0,85	-23,49	-177,0	10,9
2010	10СК8	1,6	-24,53	-188,4	7,9
2010	10СК8	2,2	-25,09	-191,4	9,3
2010	10СК8	2,3	-24,13	-182,6	10,4
2010	10СК8	2,4	-24,63	-187,0	10,1
2010	10СК8	3,3	-23,60	-179,9	8,9
2010	10СК8	3,4	-24,60	-187,6	9,2
2014	14sk6	1	-22,00	-173,0	3,0
2014	14sk6	1	-22,90	-176,0	7,2
2014	14sk6	1	-22,10	-170,0	6,8
2014	14sk6	1,6	-22,20	-175,0	2,6
2014	14sk6	1,6	-24,00	-186,0	6,0
2014	14sk6	2,1	-23,80	-185,0	5,4
2009	09Sk2	2,1	-26,92	-204,7	10,6
2009	09Sk2	2,1	-26,88	-204,8	10,2
2009	09Sk2	1,3	-25,22	-191,7	10,0
2010	10СК2	0,2	-24,85	-190,2	8,7
2010	10СК2	0,2	-24,30	-185,7	8,7
2010	10СК2	0,2	-24,28	-185,3	8,9
2010	10СК2	0,2	-24,04	-186,5	5,8
2010	10СК2	4,4	-23,31	-181,2	5,3
2010	10СК2	5,2	-24,51	-189,8	6,3
2010	10СК2	4,4	-23,29	-179,0	7,3
2010	10СК2	4,4	-23,44	-180,8	6,8
2010	10СК2	5,2	-23,33	-179,2	7,4
2010	10СК2	5,2	-23,06	-178,6	5,9
2010	10СК2	2,1	-23,75	-182,1	7,9
2010	10СК2	2,1	-25,44	-195,2	8,4
2010	10СК2	2,1	-22,05	-170,8	5,6
2010	10СК2	0,2	-24,32	-185,5	9,0
2010	10СК2	0,2	-23,77	-183,4	6,8
ПЖЛ в озерно-болотных отложениях голоцена (IbIV)					
2007	07СОП2	-	-19,04	-140,6	11,7
2007	07СОП2	-	-20,32	-150,4	12,2

2007	07СОП2	-	-19,92	-147,7	11,7
2014	14sk2	1,5	-21,50	-163,0	9,0
2014	14sk2	1,9	-23,30	-175,0	11,4
2014	14sk2	2,2	-22,50	-169,0	11,0
2014	14sk2	2,6	-21,90	-164,0	11,2
2014	14sk3	0,85	-25,30	-198,0	4,4
2014	14sk3	1,2	-24,80	-194,0	4,4
2014	14sk3	1,5	-25,30	-196,0	6,4
2014	14sk3	1,9	-25,10	-194,0	6,8
2014	14sk3	1,5	-24,70	-192,0	5,6
2014	14sk3	0,85	-24,40	-190,0	5,2
2014	14sk3	0,9	-18,00	-136,0	8,0
2014	14sk3	0,8	-18,30	-138,0	8,4
2014	14sk3	1,2	-18,50	-135,0	13,0
2014	14sk3	1,7	-17,90	-131,0	12,2
2014	14sk3	0,8	-17,80	-129,0	13,4
2014	14sk3	1,2	-18,90	-139,0	12,2
2014	14sk3	1,7	-19,50	-145,0	11,0
2014	14sk3	2	-20,20	-154,0	7,6
2014	14sk3	3	-19,30	-142,0	12,4
2014	14sk3	2,9	-21,90	-170,0	5,2
2014	14sk4	0,6	-20,50	-153,0	11,0
2014	14sk4	0,6	-20,70	-153,0	12,6
2014	14sk4	0,6	-20,10	-147,0	13,8
2014	14sk4	1	-20,60	-155,0	9,8
2014	14sk4	1	-20,90	-155,0	12,2
2014	14sk4	1	-20,40	-153,0	10,2
пластовый лед					
2008	08СК2	24	-22,31	-174,3	4,2
2008	08СК2	27	-22,50	-175,0	5,0
2008	08СК2	30	-23,00	-179,9	4,1
2008	08СК2	32	-22,99	-179,7	4,3
2008	08СК2	33	-22,77	-177,6	4,6
2009	09Sk3	-	-22,50	-175,4	4,5
2009	09Sk3	1,45	-23,14	-179,0	6,1
2007	07СОП1	-	-23,15	-179,8	5,4
2007	07СОП1	-	-22,84	-177,3	5,4
2007	07СОП1	-	-23,00	-178,3	5,7
2007	07СОП1	-	-23,09	-179,1	5,6
2007	07СОП1	-	-23,14	-179,4	5,7
2007	07СОП1	-	-23,14	-177,9	7,2
2007	07СОП1	-	-23,02	-178,4	5,7
сегрегационный лед					
2010	10CKG	1,8	-22,06	-168,5	8,0
2010	10CKG	4,8	-23,20	-178,3	7,3
2010	10CKG	4,8	-24,24	-185,6	8,3

2010	10CKG	1,8	-22,02	-168,8	7,3
2009	09SkM	14	-18,36	-140,1	6,7
2008	08CK4	0,8	-22,09	-168,5	8,3
2008	08CK4	2,2	-22,99	-177,6	6,3
2008	08CK4	1,55	-23,22	-180,5	5,3
2008	08CK4	0,8	-22,93	-177,9	5,6
2010	10CK2	9	-23,06	-178,6	5,9
2010	10CK3	31,5	-20,15	-155,2	5,9
2009	09Sk2	1,5	-22,74	-175,2	6,7
2009	09Sk3	-	-17,20	-128,7	8,9
2014	14sk4	12	-22,50	-178,0	2,0
2014	14sk4	10,4	-21,80	-171,0	3,4
элементарная жилка					
2014	14sk5	0,2	-17,10	-123,0	13,8
2014	14sk5	0,2	-17,50	-126,0	14,0
2014	14sk4	0,25	-17,20	-122,0	15,6
снежник					
2008	08CK4	0	-22,03	-165,0	11,2
2008	08CK3	0	-20,91	-159,9	7,4
2014	14sk8	0	-21,50	-164,0	8,0
2014	14sk8	0	-22,00	-165,0	11,0

Диапазон изменений изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в ПЖЛ 2 террасы Енисея от -27,0 до -22,0 ‰ (в среднем составляет -24,5 ‰), диапазон изменений дейтерия (δD) равен от -209,2 ‰ до -170,0 ‰ (в среднем -188,7), тогда как в жилах, залегающих в озерно-болотных отложениях, соответственно - $\delta^{18}\text{O}$ от -25,3 до -17,8‰ (в среднем -20,0‰), δD от -198,0 до -129,0‰ (в среднем -158,9‰) (табл. 2.9, рис. 2.11). В зависимости от генезиса и возраста точки состава образуют группы на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ - δD (рис. 2.11).

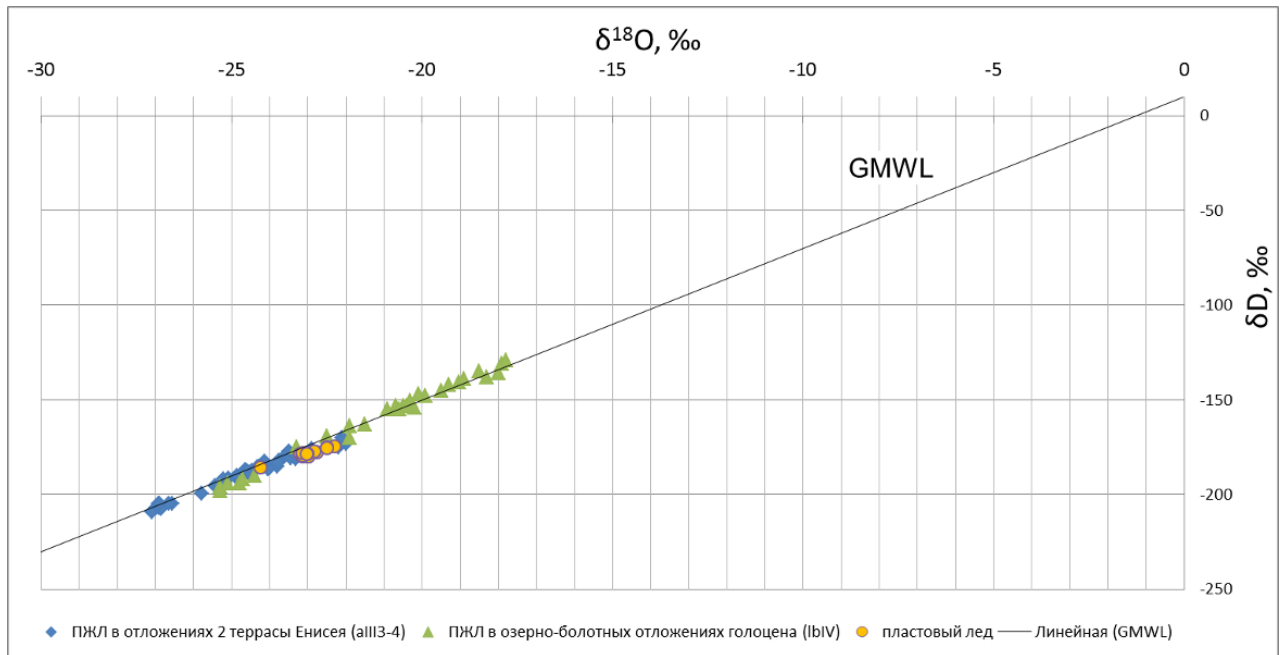


Рис. 2.11 Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ - δD изотопного состава льдов различного генезиса и возраста возле мыса Сопочная Карга, GMWL – линия метеорных вод.

Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD для жил, залегающих в голоценовых озерно-болотных отложениях в районе Сопочная Карга, хорошо согласуются со значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD для голоценовых жил в районе п. Диксон (см. далее глава 3), а также оз. Лабаз и мыса Саблера, где диапазон изменений изотопов в голоценовых жилах составил от $-20,6 \text{‰}$ до $-20,1 \text{‰}$ (Стрелецкая и др., 2007). Значения содержания стабильных изотопов в жильных льдах 2 террасы Енисея можно сопоставить с таковыми у ПЖЛ нижнего яруса жил в районе п. Диксона. Последние формировались в ходе криохрона в МИС 2 (сартанское время).

Используя линейную зависимость (Васильчук, 1992) между средней температурой января ($t_{\text{я}}$) и изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$) в ПЖЛ, определена средняя температура января во время формирования данных ПЖЛ. Содержание изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ для ПЖЛ 2 террасы Енисея принимается $-24,5 \text{‰}$; для голоценовых жил в озерно-болотных отложениях $-20,0 \text{‰}$. Следовательно, температура января при формировании комплекса ПЖЛ в супесчано-песчаных отложениях второй террасы Енисея составляла около $-36,7 \text{°C}$; для голоценовых жил -30°C . Сейчас средняя январская температура по данным метеостанции Сопочная Карга составляет $-24,0 \text{°C}$.

Геолого-палеогеографическая интерпретация.

Вскрытые у уреза Енисейского залива глины и суглинки, слагающие террасу с абсолютными отметками 30-35 метров, накапливались в конце казанцевского - каргинское время в обстановке неглубокого морского бассейна. Большая часть данных отложений накапливалась в условиях морского мелководья или придельтовой части реки при участии вдоль береговых течений и волновой переработки. Комплекс фораминифер из данных отложений характерен для арктического бассейна с пониженной солёностью, что говорит об относительной суровости климатических условий того времени.

По берегам древнего каргинского моря произрастала преимущественно лесотундровую растительность. При этом доминирующими были травянистые растения и разнотравье. Скорее всего, климатические условия каргинского времени были близки современным при более суровых зимах, либо были несколько холоднее.

На рубеже каргинского и сартанского времени происходит регрессия моря. Шельф Карского моря в сартанское время был осушен до изобаты 110-120 метров (Павлидис, 1998) и береговая линия отступила на сотни километров к северу от ее современного положения. Отложения в это время начинали эпигенетически промерзать (на что указывают типично эпигенетическое криотекстуры), возможно, еще в субаквальном состоянии на небольших глубинах.

В сартанское время в данном регионе формируется комплекс преимущественно аллювиальных песков и супесей второй террасы Енисея, вмещающих сингенетические ПЖЛ. Похожие песчаные отложения, образование которых началось в сартанское время и завершилось к голоцену, описаны в нижнем течении р. Енисея, в 7,8 км ниже устья р. Сухая Дудинка (Антропоген..., 1982). Здесь в обрыве высотой 17 м, на глубине 3,2 м, мелкозернистые пески с криогенными нарушениями перекрыты тонкими песками с линзами намывного мохово-травянистого детрита с датировками 11580 ± 260 лет (ГИН 2578). Формирование данных отложений происходит в суровых сухих условиях.

Температура января в это время равняется около -37°C , что на 13° ниже современных значений.

В голоценовое время, от 8 тыс. лет назад, климат в районе резко меняется. Температуры воздуха, скорее всего, превышают современные. Происходит активное повсеместное заболачивание территории и образование торфов. Достаточно резко активизируются экзогенные геологические процессы. Термокарстовые, солифлюкционные и оползневые процессы становятся преобладающими на континентальной части Енисейского севера.

После 5-4 тыс. лет температура воздуха приближается к современной, однако климат изменится с достаточно частыми периодами. Температура воздуха нередко становится ниже современной на $4-5^{\circ}\text{C}$. В это время формируется голоценовый комплекс отложений, вмещающий сингенетические ПЖЛ. Насыщенные органикой пылеватые отложения по составу близки к нижележащим более древним прибрежно-морским отложениям и частично являются их переотложением. Такие комплексы голоценовых отложений, по-видимому, заполняют понижения в рельефе, куда сносится материал с более возвышенных территорий. Сингенетические ПЖЛ в этих отложениях, характеризуются наиболее тяжелым изотопным составом, диапазон изменений $\delta^{18}\text{O}$ которых составляет $-20,3\text{‰} \div -19,0\text{‰}$. То, что комплекс данных отложений формировался в голоценовое время, подтверждают датировки нижележащего торфяного горизонта.

2.2. Опорные разрезы Гыданского полуострова

Гыданская губа Карского моря, разделяющая два полуострова – Явай и Мамонта, как и в целом весь Гыданский полуостров, является одним из наиболее труднодоступных районов севера Западной Сибири. Четвертичные отложения Гыданского полуострова исследовались и картировались сотрудниками НИИГА во время проведения геологической съемки (Соколов, Значко-Яворский, 1957). Наиболее детально четвертичные отложения, геокриологические условия, процессы и явления криогенного характера были изучены здесь в 1973-1985 гг.

силами сотрудников Тюменской экспедиции геологического факультета МГУ им. Ломоносова (Трофимов и др., 1986). По результатам работ была уточнена стратиграфическая схема четвертичных отложений района, изучены пластовые и повторно-жильные льды, современные термокарстовые, термоабразионные и термоэрозионные процессы.

В 2009 и 2010 году нами были изучены разрезы береговых обнажений в устье реки Еры-Маретаяха (п-ов Явай) и возле мыса Паха-Сале (п-ов Мамонта). Как и для большинства представленных в работе районов, в пределах Гыданского полуострова также выделены два яруса полигонально-жильных льдов: позднелепистоценовые и голоценовые.

Недалеко от опорного разреза Еры-Маретаяха по разрезу органо-минерального комплекса в устье р. Монгатальянгыа, Ю.К. Васильчуком (1992) получена серия радиоуглеродных позднелепистоценовых датировок на различных высотах от уровня моря: 30200 ± 800 лет (ГИН-2470), 28600 ± 800 лет (ГИН-2638), 25100 ± 220 лет (ГИН-2471), 21900 ± 900 лет (ГИН-2469). Торфяник на высоте 9,3 м имел радиоуглеродный возраст - 3900 ± 100 лет (ГИН-2468). Как видно из представленных дат, четвертичные отложения в верхних частях разреза сложены осадками каргинского (МИС 3), сартанского (МИС 2) и голоценового (МИС 1) возраста. В нижней части разреза обнажаются засоленные глины морского генезиса (mIII¹), предположительно казанцевского (МИС 5) возраста.

2.2.1. Устье реки Еры-Маретаяха

Береговой разрез четвертичных отложений на полуострове Явай был изучен в районе устья реки Еры-Маретаяха. Изучено строение берегового обрыва, который представлен основной террасированной поверхностью высотой от 10 до 25 метров и термоабразионным клифом.

На рисунке 2.12 представлен схематический криолитологический разрез изученного участка берега Гыданского залива возле устья р. Еры-Маретаяха.

Верхняя часть разреза до глубины 5 метров (обнажение 1006) представлена сильно-льdistыми слоями торфа (bIV). Слои слабо разложившегося торфа переслаиваются со слоями практически чистого льда (рис. 2.13). Радиоуглеродная датировка по образцу торфа с глубины 3,8 м показала возраст 8500 ± 90 лет (ЛУ-6535).

Ниже вскрываются пылеватые супеси (ds,lbIV), в которых количество пылеватых частиц составляет более 54% (табл. 2.10) (обнажение GD 2). В супесях содержатся прослойки торфа и корни растений. Содержание органического углерода достигает 0,9% (табл.2.11). В этих же отложениях севернее (обн. 1007) были обнаружены фрагменты пресноводных моллюсков.

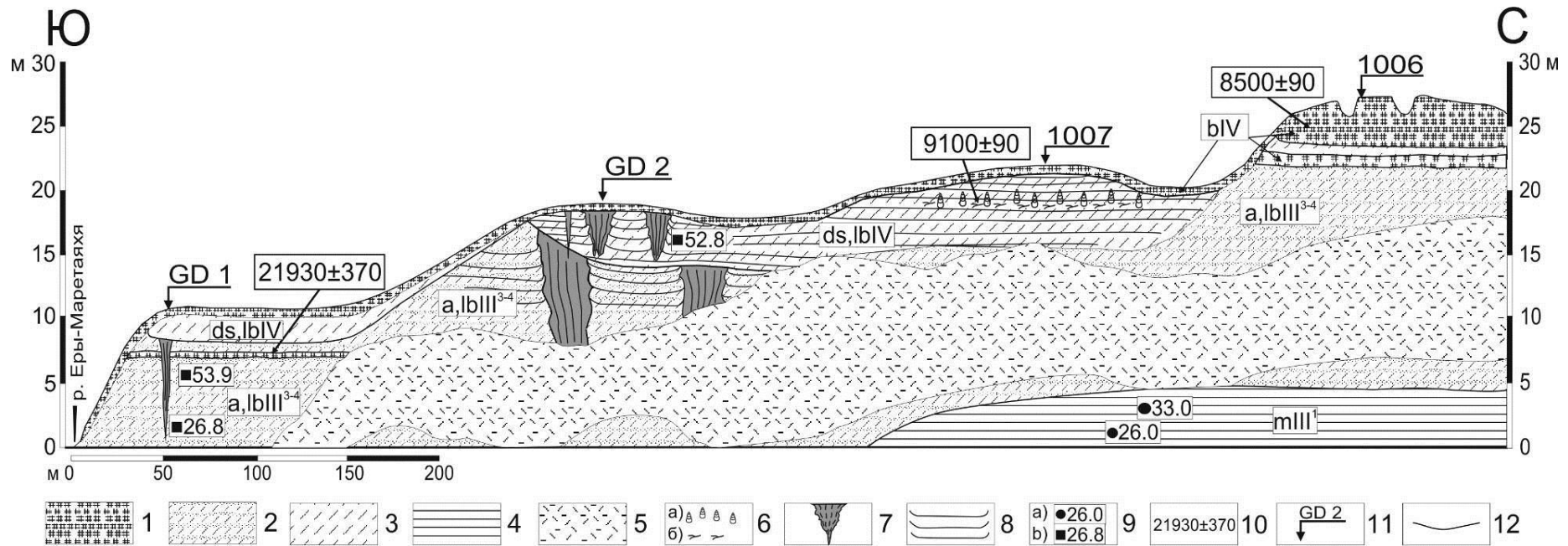


Рис. 2.12. Опорный криолитологический разрез возле устья р. Еры-Маретаяха (п-ов Явай).

Размер повторно-жильных льдов вне масштаба.

Условные обозначения: 1- торф; 2- переслаивание супесей и песков; 3- супеси пылеватые; 4- глины; 5- осыпь; 6- включения: а) ракушки пресноводные озерные, б) древесные остатки; 7- полигонально-жильные льды; 8- поясковая криотекстура; 9- влажность в процентах: а) суммарная, б) минеральных прослоев; 10- возраст органических включений, лет; 11- номер расчистки; 12- литологические границы.

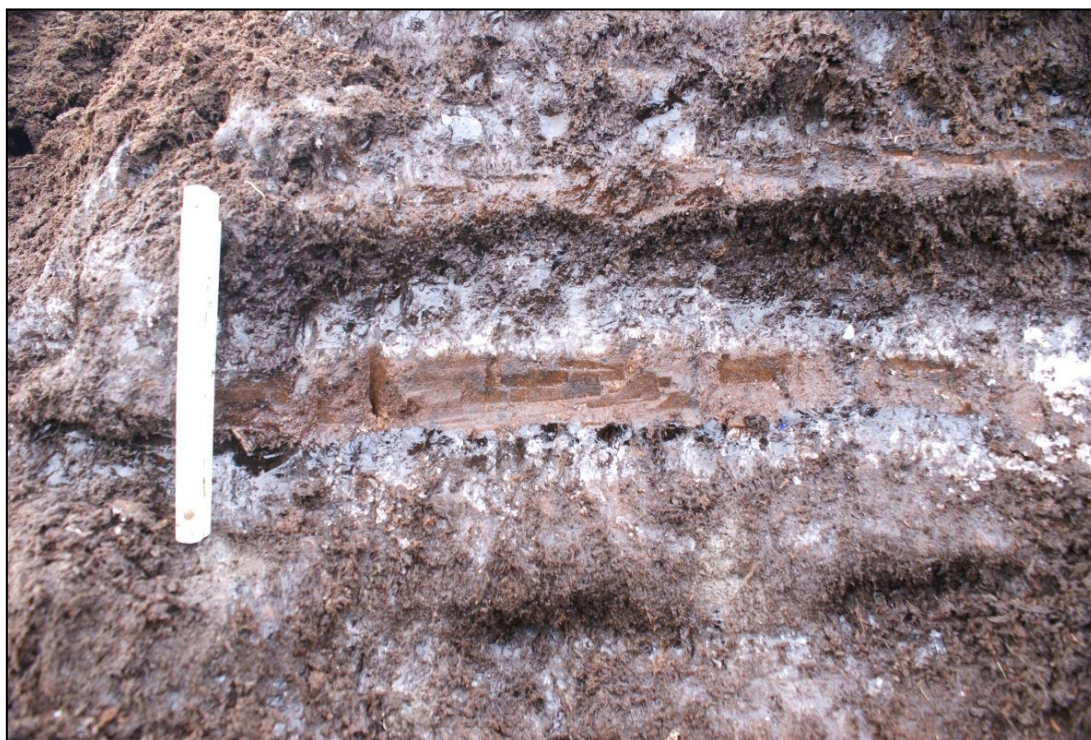


Рис. 2.13. Переплаивание торфа и слоев льда в верхней части разреза.
Фото Е.А. Гусева.

Таблица 2.10

Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза возле устья р. Еры-Маретаяха

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
GD1	1,15	70,3	29,4	0,3	Пылеватый песок
GD1	1,3	47,3	51,4	1,3	Пылеватая супесь
GD1	3,3	31,4	36,2	32,4	Пылеватый суглинок тяжелый
GD1	4,1	97,9	1,9	0,2	Песок
GD2	1,3	34,4	58,9	6,7	Пылеватая супесь тяжелая
1007	21,5	1,6	54,7	43,7	Глина
1007	21	3,4	53,9	42,7	Глина

На глубине 4 м по корням растений сделана радиоуглеродная датировка, показавшая возраст 9100 ± 90 лет (ЛГУ-6534).

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях
возле устья р. Еры-Маретаяха

Номер обнажение	Глубина с поверхности, м	Наименование грунта	Сорг., %
GD1	1,15	Пылеватый песок	0,18
GD1	1,3	Пылеватая супесь	0,2
GD1	3,3	Пылеватый суглинок тяжелый	0,65
GD1	4,1	Песок	0,06
GD2	1,3	Пылеватая супесь тяжелая	0,33
1007	21,5	Глина	0,89
1007	21	Глина	0,9

Отложения сильно льдистые, суммарная влажность составляет около 50%. Криогенная текстура супесей массивная, либо микрошлировая частослоистая. Однако в стенке обрыва супеси оттаивают неравномерно за счет более и менее льдистых прослоев, образуя своего рода «поясковидную» текстуру, изгибающуюся кверху на участках примыкания к ПЖЛ, что указывает на сингенетический характер промерзания отложений (рис. 2.14).



Рис. 2.14. Сильно льдистые пылеватые супеси, вмещающие сингенетические ПЖЛ.

С глубиной в пылеватых супесях (ds,lbIV) увеличивается количество песчаной фракции, а также уменьшается содержание органики.

В южной части разреза (обн. GD 1), в разрезе поверхности высотой 8-10 м пылеватые супеси (ds,lbIV) с глубины около 3 метров постепенно переходят в толщу супесей, переслаивающихся с мелкозернистыми песками (табл. 2.10) и прослойками торфа (a,lbIII³⁻⁴). Криотекстура отложений везде массивная. Суммарная влажность уменьшается с глубиной (54-27%). Высокая льдистость отложений указывает на сингенетическое промерзание. Радиоуглеродное датирование прослоя торфа в песчанистых отложениях на глубине 2,2 м показало возраст 21930 ± 370 лет (ЛУ-6542), отложения накапливались во время сартанского криохрона.

В северной части разреза (обн. 1007,1006) пылеватые супеси с глубины 20 м подстилаются льдистыми глинами (mIII¹). Верхний контакт глин (mIII¹) и вышележащих супесей (a,lbIII³⁻⁴) четкий, уходит под уровень моря к южной части обнажения. Глины имеют четко выраженную сетчатую криогенную текстуру (рис. 2.15). Минеральные блоки размером 10X10 см разделены шпирями льда



Рис. 2.15. Морские глины (mIII¹) в основании берегового обрыва возле устья р. Еры-Маретаяха.

толщиной до 1 см. Влажность минеральных прослоев составляет 26,0-33,0 %. Глины по степени засоления (Dsal) на порядок превышают все вышележащие отложения (около 0,5 %), состав солей хлоридно-натриевый, что указывает на морской генезис их накопления (табл. 2.12).

Таблица 2.12

Содержание водорастворимых солей в отложениях разреза
р. Еры-Маретаяха.

Номер пробы	Глубина, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %			Dsal	pH	Состав
		K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃			
GD1	1,15	7	25,6	26,4	41	36,7	62,7	0,6	0,058	7,95	Пылеватый песок
GD1	1,3	6,3	25,5	20,4	47,7	55,2	44,3	0,5	0,065	7,78	Пылеватый песок
GD1	3,3	6,1	19,1	19,5	55,3	88,4	11	0,6	0,065	7,84	Суглинок тяжелый
GD1	4,1	9,4	37,8	24,7	28,1	84,4	15,1	0,6	0,018	7,6	Песок
GD2	1,3	4,2	24,8	25,3	45,7	75,9	23,7	0,4	0,09	7,8	Супесь пылеватая
1007	22	2	92,7	2,7	2,7	92,6	4,7	2,7	0,537	7,95	Глина
1007	21,5	1,8	93,2	2,6	2,4	93,9	0,6	5,5	0,516	7,95	Глина

Анализ изотопного состава текстурообразующего льда (табл. 2.14) и криогенная текстура указывает на эпигенетическое промерзание отложений. Глины также содержат большое количество органического углерода (табл. 2.11). Скорее всего, глины (mIII¹) накапливались в мелководном относительно теплом море в конце казанцевского (МИС 5) времени.

В разрезе вскрываются полигонально-жильные льды (ПЖЛ) двух ярусов – голоценового (МИС 1) и верхнелепестового (МИС 2) возраста (рис. 2.12, обн. GD 1,2). В обнажении GD 2 (рис. 2.12) сингенетические ПЖЛ голоценового возраста (верхний ярус жил) залегают в пылеватых супесчаных отложениях (ds,lbIV) делювиально-солифлюкционного, озерно-болотного генезиса. ПЖЛ верхнего яруса шириной 1-1,5 м поверху и длиной около 4 м.

Ниже, в песчано-супесчаных отложениях (a,lbIII³⁻⁴), залегают более крупные ПЖЛ (нижний ярус жил), шириной 2,5 м поверху и высотой более 10 м, нижнего

яруса. Эпигенетические хвосты жил верхнего яруса в данном месте проникают в ПЖЛ нижнего яруса.

В южной части разреза (обн. GD 1) в отложениях сартанского (МИС 2) возраста встречены узкие (шириной не более 0,5 м, длиной около 4 м) ПЖЛ, вероятно являющиеся не вытаявшими эпигенетическими хвостами крупных плейстоценовых ПЖЛ. Крупные сингенетические ПЖЛ в данной части обнажения не встречены, возможно, они срезаны склоновыми процессами или частично вытаяли. Химический состав и минерализация ПЖЛ приведены в таблице 2.13.

Таблица 2.13

Химический состав и минерализация повторно-жильных льдов (ПЖЛ) разреза р. Еры-Маретаяха.

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %			Минерализация, г/л
		К	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	НС O ₃	
GD1	2,4	2,4	20,7	31,3	45,6	9,7	11,4	78,9	0,126
GD2	1,9	1,6	30,2	23,6	44,5	8,3	15,9	75,8	0,212

Был выполнен анализ содержания стабильных изотопов кислорода и тяжелого водорода (дейтерия) в сингенетических ПЖЛ верхнего яруса (обн. GD 2) и в эпигенетических ПЖЛ, залегающих в отложениях плейстоценового возраста (обн. GD 1). Содержание стабильного изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в ПЖЛ верхнего яруса изменяется от -23,6 до -18,3‰ и от -179,9 до -134,3‰ для дейтерия (δD), дейтериевый эксцесс (Dexс) изменяется от 9 до 12 (табл. 2.14). К сожалению, опробовать ПЖЛ нижнего яруса (обн. GD 2) не удалось.

Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода во льду узких эпигенетических ПЖЛ (обн. GD 1) не меняется по глубине и составляет -24,6...-22,6‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -193,1...-176,5‰ для δD , дейтериевый эксцесс не превышает 6-7‰ (табл. 2.14). Узкие эпигенетические ПЖЛ (обн. GD 1), залегающие в отложениях возрастом более 10 тыс. лет, имеют весьма легкий изотопный состав, что указывает на формирование основной части льда этих жил в позднем плейстоцене.

Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) в ПЖЛ и сегрегационном ледяном прослое разреза р. Еры-Маретаяха.

Номер пробы	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dex
ПЖЛ в отложениях голоценового возраста (ds,lbIV)				
GD2	1,1	-18,30	-134,3	11,9
GD2	1,1	-22,08	-168,5	8,1
GD2	1,1	-23,60	-179,9	9,1
GD2	1,9	-18,10	-133,6	11,4
GD2	1,9	-19,30	-142,8	11,7
GD2	1,9	-22,20	-168,4	9,1
GD2	3,4	-21,90	-167,7	7,9
ПЖЛ в отложениях верхнеоплейстоценового				
GD1	1,2	-22,60	-176,5	4,3
GD1	2,3	-24,45	-188,0	6,7
GD1	3,3	-24,15	-187,5	5,4
GD1	4,65	-24,66	-193,1	4,2
сегрегационный прослой				
1007	21,9	-8,48	-63,3	4,6

2.2.2. Мыс Паха-Сале

Северное побережье Гыданской губы было изучено на участке берега от мыса Паха-Сале до мыса Няда-Сале). Здесь в береговом обрыве высотой 10-17 м вскрываются морские, прибрежно-морские глинистые и песчано-алевритовые отложения. Более древние глинистые морские отложения, включающие раковины морских моллюсков, перекрываются верхнеоплейстоцен-голоценовыми континентальными осадками с остатками растительного детрита (рис. 2.16).

На пляже были обнаружены костные остатки, которые были вымыты из континентальной части разреза.

В центральной части, представленного на рис. 2.16 разреза, вскрыта линза озерных осадков мощностью 4-6 м и видимой протяженностью около 1200 м. Линза состоит из насыщенные органикой супесей (табл. 2.15, обн. G-1),

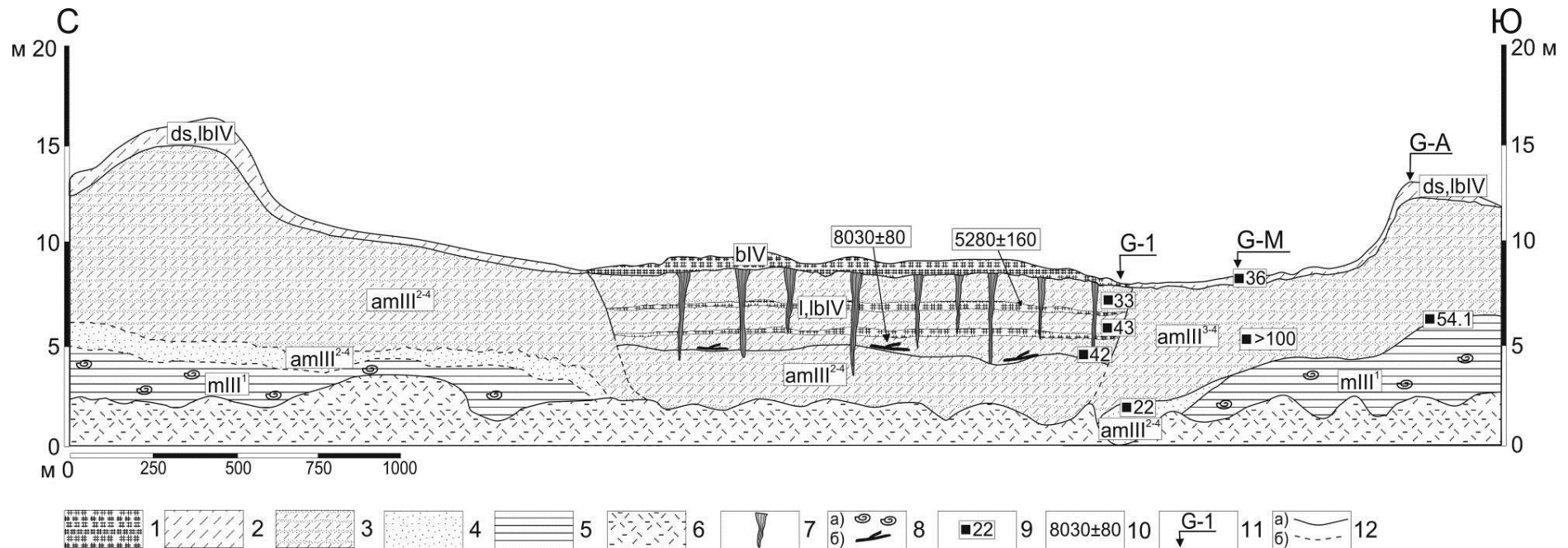


Рис. 2.16. Опорный криолитологический разрез у мыса Паха-Сале. Размер повторно-жильных льдов вне масштаба.

Условные обозначения: 1- торф; 2- супеси пылеватые; 3- переслаивание супесей и песков; 4- пески; 5- глины; 6- осыпь; 7- полигонально-жильные льды; 8- включения: а) моллюсков, б) древесных остатков; 9- суммарная влажность в процентах; 10- возраст органических включений, лет; 11- номер расчистки; 12- границы: а) литологические, б) предполагаемые.

содержание органического углерода в которых более 1 % (табл. 2.16), и прослоек торфа мощностью до 50 см с включениями древесных остатков.

Таблица 2.15

Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза
мыса Паха-Сале

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
G-1	1,4	50,3	35,5	14,2	Суглинок легкий
G-1	3,7	34,6	56,5	8,9	Пылеватая супесь тяжелая
G-i	5,6	29,5	60,7	9,8	Пылеватая супесь тяжелая
G-M	4	6,2	82,9	10,9	Пылеватый суглинок легкий
G-A	5,5	33,4	41,3	25,3	Пылеватый суглинок тяжелый
277	12	99,2	0,5	0	Песок
461	7	9,9	52,3	37,4	Глина
463	2	29,5	61	9,1	Пылеватая супесь тяжелая
465	2	34,5	56,6	8,6	Пылеватая супесь тяжелая

Таблица 2.16

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях разреза
мыса Паха-Сале

Номер обнажения	Глубина с поверхности, м	Наименование грунта	Сорг., %
G-1	1,4	Пылеватый песок	1,12
G-1	3,7	Пылеватый песок	1,02
G-i	5,6	Пылеватая супесь тяжелая	1,3
G-M	4	Пылеватая супесь тяжелая	0,6
G-A	5,5	Пылеватый суглинок тяжелый	0,46
277	12	Песок	0,12
461	7	Глина	0,85
463	2	Пылеватая супесь тяжелая	1,23
465	2	Пылеватая супесь тяжелая	1,65

G-M	4	6,5	18,7	22,6	52,3	71	1,5	27,5	0,144	Пылеватая супесь тяжелая
G-A	5,5	3	89,3	3,2	4,5	57,3	34,3	8,4	0,347	Пылеватый суглинок тяжелый
277	12	0,2	0,6	65,4	33,8	7,5	92,5	0	0,584	Песок
461	7	1,9	92,3	3,9	1,9	81,1	15	4	0,492	Глина
463	2	1,9	61,2	12,8	24,1	66,6	18,4	15	0,208	Пылеватая супесь тяжелая
465	2	2,4	62,6	16,3	18,7	61,4	21,2	17,4	0,208	Пылеватая супесь тяжелая

Озерные отложения (1,lbIV) включают комплекс повторно-жильных льдов (ПЖЛ) (рис. 2.17). На поверхности ПЖЛ образуют полигональную сеть со сторонами полигонов 18-25 м. Жильные льды шириной поверху 20-50 см и длиной 2-5 м. Лед ПЖЛ коричневатый-белый вертикально-слоистый, с ожелезнением на контакте с вмещающими породами.

Химический состав ПЖЛ (табл. 2.18) показал относительно низкое содержание ионов хлора (5,0 мг/л, 20,4 экв.-%), что характерно для жильных льдов, формировавшихся без влияния моря.

Таблица 2.18

Химический состав и минерализация повторно-жильного льда
мыса Паха-Сале

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Катионы, эквив. %					Анионы, эквив. %			Минерализ., г/л
		K	Na	Mg	Ca	Sr	Cl	SO ₄	НС O ₃	
G-1	1,5	6,8	42	21	24,9	5,3	37	20,4	42,6	0,017

Произведен анализ содержания стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) льда ПЖЛ. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ составило около -19‰ и -146‰ для δD , избыток дейтерия (Dexс) около 7 (табл. 2.19).

По простиранию линза озерных отложений вложена в пачку легких пылеватых супесей, которые слагают борта термокарстового понижения и поверхность высотой около 15 м. Пылеватые супеси состоят на 83% из частиц пылеватой размерности (табл. 2.15). До глубины 4 м более льдистые прослои

Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) в полигонально-жильном льде мыса Паха-Сале

Номер пробы	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dex
G-1	3,3	-19,10	-146,2	6,8
G-1	3,5	-19,20	-146,7	7,3

толщиной 15-20 см чередуются с менее льдистыми горизонтами толщиной 80-90 см. Криотекстура супесей поясковая, между поясками микрошлировая часто слоистая. Суммарная влажность пылеватых супесей достигает 101%. Пылеватые супеси подстилаются серыми тонкозернистыми песками. Мощность песчаного слоя достигает 3 метров (рис. 2.16, обн. G-1). Криотекстура песка массивная. Суммарная влажность составляет 22,4%. В южной части обнажения песчаный прослой выклинивается.

Пески в северной части и пылеватые супеси в южной части обнажения подстилаются глинами ($m\Pi^1$) с богатой фауной морских моллюсков. Влажность на контакте глин и пылеватых супесей составила 64,1%. Аналогичные морские глины описаны в основании разреза побережья Гыданского залива возле устья р. Еры-Маретаяха.

Заполнение термокарстовой депрессии происходило в два этапа. На первом этапе в начале голоцена накапливались отложения, которые попадали в озеро при разрушении берегов, сложенных пылеватыми сильнольдистыми супесями. В конце заполнения озерной котловины накапливались более грубые песчаные осадки. На существование талика под озером указывает горизонт с относительно малой льдистостью и посткриогенной криотекстурой.

Геолого-палеогеографическая интерпретация.

Изученные в береговых обрывах Гыданской губы отложения имеют голоценовый и позднеплейстоценовый возраст. Выделенные нами два яруса ПЖЛ также имеют разный возраст: нижние – верхнеплейстоценовые, верхние – голоценовые. Формирование нижнего яруса сингенетических ПЖЛ происходило в эпоху последнего криохрона, когда осадконакопление в мелком и относительно теплом море сменилось континентальным. Похожие условия существовали в районе Сопочной Карги, в устье Енисея, где в это время накапливались осадки второй аллювиальной террасы (Стрелецкая и др., 2007). После наступления климатического оптимума произошла кардинальная смена ландшафтов. В это время здесь существовала кустарниковая, и даже древесная растительность. В озерах обитали многочисленные пресноводные моллюски. В современных озерах Гыданской тундры такие моллюски отсутствуют. После оптимума осадки, включающие, в том числе и толщи торфа, промерзли. Во время климатического оптимума верхнеплейстоценовые ПЖЛ нижнего яруса частично или полностью деградировали, образовывались термокарстовые котловины, шло активное оврагообразование по вытаявающим льдам. Голоценовое похолодание 5000 - 4000 лет назад (температуры января по расчетам понижались до -27°C) привело к морозобойному растрескиванию и формированию жил верхнего яруса, которые отличаются содержанием более тяжелых изотопов по сравнению с голоценовыми ПЖЛ района Диксона, Сопочной Карги (Стрелецкая, Васильев, 2009; Streletskaya et al., 2011), о. Сибирякова и других районов Арктики.

2.3. Опорные разрезы острова Сибирякова

Остров Сибирякова расположен в южной области Карского моря, относящейся к северной части акватории Енисейского залива. Остров относится к останцам озерно-аллювиальной равнины, образовавшимся в конце позднего плейстоцена (Калякин и др., 2000). Строение, возраст отложений и подземные льды на острове Сибирякова практически не изучены (Романенко и др., 2001).

Остров Сибирякова представляет собой плоскую равнину с абсолютными высотами в центральной части острова 25-33 м, к периферии абсолютные отметки понижаются, в пределах береговых обрывов, на преобладающей части острова, высоты составляют 3-5 метра.

Бугристо-увалистая поверхность острова изрезана многочисленными долинами мелких рек, термокарстовыми озерами, высохшими озерными котловинами (хасыреями). Большую часть острова составляют пологие склоны. Разрезы представлены рыхлыми многолетнемерзлыми поздненеоплейстоцен-голоценовыми отложениями, вмещающие подземные льды различного генезиса.

Летом 2008 и 2009 годов на западном и южном участках береговых обрывов острова исследованы четвертичные отложения с подземными льдами различного генезиса и возраста. По семи образцам впервые для острова Сибирякова был определен абсолютный возраст отложений. Результаты работ исследований опубликованы в статьях О.Л. Опокиной, Е.А. Слагоды с соавт. (Опокина и др., 2010), Е.А. Гусева с соавт. (Гусев и др., 2013), И.Д. Стрелецкой, А.А. Васильева с соавт. (Стрелецкая и др., 2012).

На рис. 2.17. представлены схематические криолитологические разрезы берегового обрыва в южной и западной частях острова высотой до 4,5 м. Все таблицы свойств включают оба разреза, за исключением изотопного состава подземных льдов, для которого составлены отдельные таблицы.

В южном разрезе (рис. 2.17А) с поверхности отложения представлены пылеватыми песками (табл. 2.20) с прослоями торфа и торфом (bIV). По данным радиоуглеродного анализа торф начал формироваться на поверхности около 3500 лет назад (3480 ± 45 лет, СОАН-7947).

Под слоем торфа серые супеси и пески (IbIV) с растительными остатками. Супеси наклонно-слоистые. Криотекстура массивная, либо линзовидная. По простиранию супеси постепенно переходят в слоистые пески с галькой. Переход к вышележащему торфу постепенный. Мощность супесчано-песчаного слоя 0,3-1,5 м.

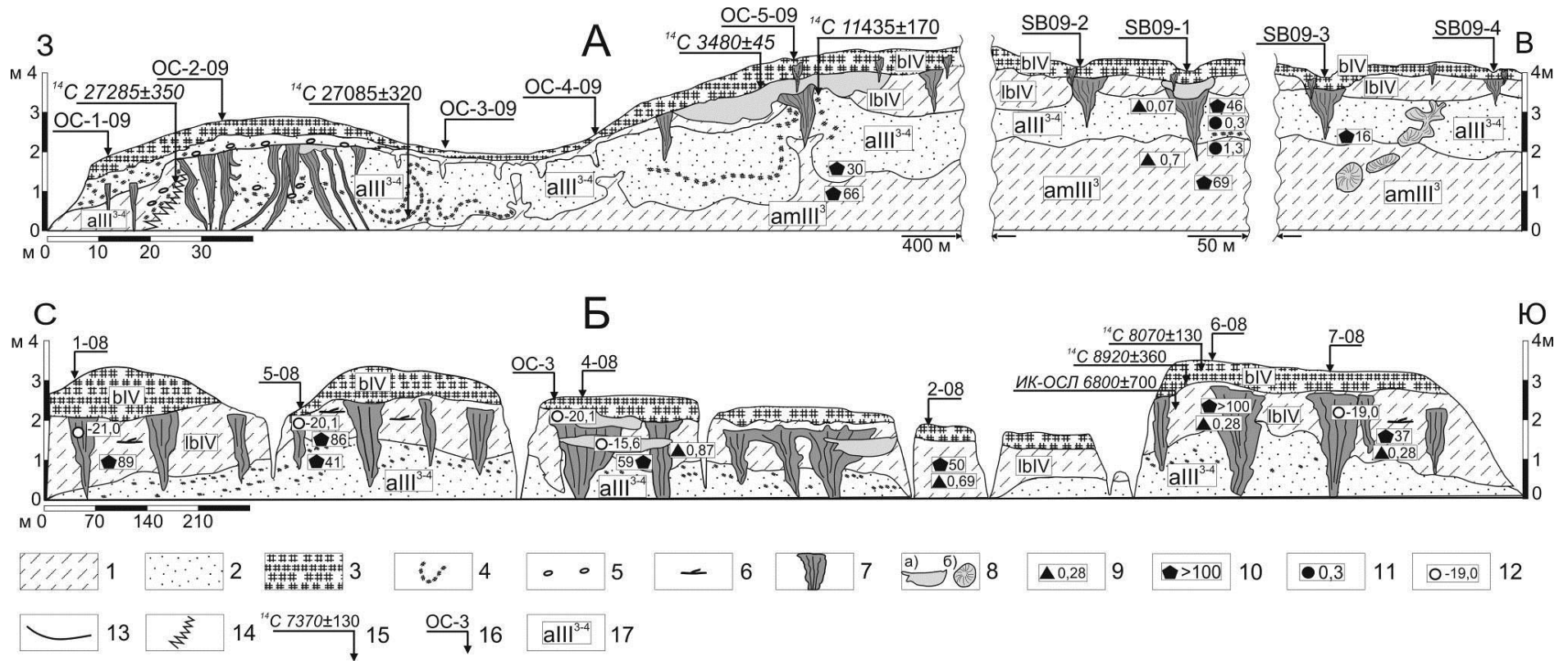


Рис. 2.17 Опорные криолитологические схематические разрезы и места опробования береговых обнажений (А – южный берег, Б – западный берег) острова Сибирякова (составлено с использованием материалов Е.А. Слагоды, О.Л. Опокиной (Опокина и др., 2010)). Горизонтальный размер подземных льдов вне масштаба.

Условные обозначения: 1- супеси пылеватые; 2- пески; 3- торф; 4- торфяные прослои; 5- включения гальки; 6- включения обломков древесины; 7- полигонально-жильные льды (ПЖЛ); 8- линзы подземного льда: а) пещерно-термокарстового, б) озерного; 9- засоленность пород (D_{sal}), %; 10- суммарная весовая влажность (льдиность), %; 11- содержание органического углерода ($Corg$), %; 12- содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}O$), ‰; 13- литологические границы; 14- фациальные границы; 15- календарный возраст отложений по данным радиоуглеродного анализа, год; 16- номер обнажения; 17- геолого-генетический индекс отложений.

**Гранулометрический состав отложений опорных береговых
разрезов о. Сибирякова**

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
Южный берег					
SB09-1	1	93,6	6,3	0	Песок
SB09-1	2,5	15,7	75,1	9,2	Пылеватая супесь тяжелая
SB09-3	2	41,5	46,6	11,9	Пылеватый суглинок легкий
Западный берег					
08C1	1,3	80,5	14,6	4,9	Супесь легкая
08C2	0,9	9,5	84,3	6,2	Пылеатая супесь тяжелая
08C2	3,3	66,4	29,5	4,1	Супесь легкая
08C5	2,3	91,5	7,8	0,7	Песок
08C5	2,1	92	7,3	0,7	Песок

Ниже залегают ожелезненные слоистые супеси и пески ($a\Pi^{3-4}$) мощностью 1,2-2,0 м с включениями торфа вблизи их кровли, возраст которого около 11 тыс. лет (11435 ± 170 лет СОАН-7946). У подошвы слоя растительные включения имеют возраст около 27 тыс. лет (27285 ± 350 СОАН-7944 и 27085 ± 320 лет СОАН-7945). Криотекстуры супесей и песков массивные, местами горизонтально слоистые, либо наклонные, согласованные с осадочной слоистостью. Влажность (льдиность) пород изменяется от 15 до 46 %. Степень засоления (D_{sal}) песков и супесей небольшая и составляет около 0,07%, состав солей сульфатно-натриевый (табл. 2.21, рис. 2.17А). Содержание органического углерода (C_{org}) в супесчано-песчаных отложениях ($a\Pi^{3-4}$) составляет около 0,2%. Здесь встречены оранжевые, сизовато-серые пятна и затеки, маркирующие псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. Каргинско-сартанские (?) пески ($a\Pi^{3-4}$) явно протаивали и повторно промерзли.

Содержание водорастворимых солей и засоленность (Dsal) отложений
разреза о. Сибирякова

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %			Dsal, %	Состав пород
		K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	НС O ₃		
Южный берег										
SB09-1	1	7	65	22,3	5,7	20	67,7	12,3	0,07	песок
SB09-1	2,5	1,9	77,4	15	5,7	91,2	3,9	4,9	0,77	супесь пылеватая
SB09-3	2	1,4	74,5	17,5	6,6	73,5	18,8	7,7	0,74	супесь пылеватая
Западный берег										
08C2	0,9	1,8	94,0	2,5	1,6	75,7	20,7	3,6	0,688	суглинок
08C3	2,8	5,6	83,2	7,8	3,4	78,6	18,4	3	0,4	суглинок
08C4	1,5	1,9	88,6	7,3	2,3	83,5	13,9	2,6	0,973	супесь пылеватая
08C5	1,3	1,4	92,4	4,5	1,8	94,2	4,8	1	1,278	суглинок
08C6	2	3	87,9	5,7	3,4	93,1	4,1	2,8	0,277	супесь пылеватая
08C7	1,7	3,6	90,2	4	2,1	57,2	30,1	12,7	0,188	супесь пылеватая

Пески подстилаются слоистыми темно-серыми пылеватыми супесями (амШ³) в верхней части со следами размыва и ожелезнения. Супеси с прослоями суглинков и мелких песков имеют нечеткую, волнистую литологическую слоистость. В западной части разреза (рис. 2.17, обн. ОС-3-09) пески опускаются под уровень моря. Криогенные текстуры супесей массивные, базальные, горизонтально- и наклонно-слоистые, согласованные с осадочной слоистостью. Влажность (льдиность) супесей изменяется от 40 до 70 %. Видимая мощность до 2,5 м. Отложения засолены, степень засоления (Dsal) составляет около 0,7%, состав солей хлоридно-натриевый (табл. 2.21). Содержание органического углерода (Сорг) значительно выше, чем у вышележащих отложений (достигает 1,3%).

Из прослоя песка заключенного в пылеватых супесях методом оптико-инфракрасно-стимулированной люминесценции зерен полевых шпатов (ИК-ОСЛ) получены датировки. На глубине 2 м $41\ 000 \pm 3200$ лет, на глубине 2,5 м $45\ 800 \pm 3500$ лет (Гусев и др., 2013). Так же по образцу торфа в этих же отложениях была

сделана радиоуглеродная датировка, показавшая запредельный возраст $>43\ 500$ лет (ЛУ-6405). Таким образом, темно-серые пылеватые супеси ($a\Pi\Pi^3$) имеют каргинский (МИС 3) возраст.

Накопление пылеватых супесчаных отложений в пределах неглубокой (сублиторальной) зоне со спокойной динамикой водной среды подтверждается грануломинералогическим анализом (Гусев и др., 2013).

В разрезе берегового обрыва южного побережья о. Сибирякова встречается несколько генераций ПЖЛ (рис. 2.17). В западной, более сниженной части, ледяные жилы узкие (шириной около 0,5 м) и длинные, расположены близко друг к другу. Вмещающие жилы пески и супеси ($a\Pi\Pi^{3-4}$) имеют каргинско-сарганский (МИС 3-2) возраст, однако судя по форме и протяженности, данные жилы образовались эпигенетически, т.е. после аккумуляции материала. Жилы деформированы: оси близко расположенных жил наклонены навстречу друг к другу. Нижние концы жил дугообразно изогнуты и продолжают ниже уровня моря. В основной более возвышенной части разреза обнажаются широкие (шириной поверху около 2,5 м) жильные льды четкой клиновидной формы. На четких ровных боковых контактах жил с вмещающими породами наблюдается ожелезненная кайма шириной до 1 м, повторяющая формы жил. То есть, образование обнажающихся жил, скорее всего, происходило по псевдоморфозам более древних. Нижние части жил и псевдоморфоз внедряются в нижележащие серые супеси. Верхние части жил оплавлены и в отдельных местах жильный лед замещен озерным льдом (рис. 2.17, обн. SB09-1). В перекрывающем торфе формируются современные узкие ледяные жилы шириной до 0,1 м и высотой 0,3 м, они начинаются в подошве сезонно талого слоя и внедряются в более крупные ледяные жилы или линзы озерного льда. В разрезе берегового обрыва южного берега острова также достаточно часто встречается линзовидный лед. Часто он залегает в полостях ПЖЛ, частично замещая кровлю жилы. Данные льды относятся к термокарстово-пещерному типу. Формирование таких льдов связано с локальными процессами термокарста, с образованием и заполнением

небольших пещер, возникших при оттаивании в ледяных жилах и льдистых отложениях.

Минерализация ПЖЛ изменяется от 37 мг/л до 100 мг/л (табл. 2.22), состав солей неизменно хлоридно-натриевый, что показывает большую роль морских воздушных масс в формировании осадков. Минерализация льда озерного происхождения выше (244 мг/л), преобладают ионы гидрокарбоната, сульфата кальция и магния, что характерно для пресноводных водоемов.

Таблица 2.22

Содержание водорастворимых солей и минерализация расплавов подземных льдов о. Сибирякова

Номер обнажен ия	Генезис подземного льда	Глуби на отбор а, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %			Мине рализ ация, г/л	рН
			К	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Южный берег											
ОС-5-09	ПЖЛ	-	65,3	21,4	13,3	92,7	3,5	3,8	0,037	6,1	
SB09-1	ПЖЛ	-	61,3	12,9	25,8	65,4	3,7	30,9	0,109	6,1	
ОС-2-09	ПЖЛ	-	72,1	15,8	12,1	79,5	5,3	15,1	0,041	5,7	
ОС-5-09-1	озерный лед	-	55,1	27,4	17,5	45,6	1,8	52,6	0,244	7,5	
Западный берег											
1-08	ПЖЛ	1,1	3,9	45,3	20,3	30,5	66,5	19,9	13,6	0,029	5,2
4-08	ПЖЛ	1,3	3,5	44	31,3	21,2	58,8	11,1	30,1	0,092	5,9
5-08	ПЖЛ	1,2	3,1	20,8	37,2	39	34,4	3,2	62,4	0,058	5,8
7-08	ПЖЛ	1	7,3	52,3	12,6	27,8	4,7	6,3	89	0,04	5,7
4-08	Термокарс- тово- пещерный	1	3,5	47,8	34,2	14,5	32,3	7	60,7	0,165	6

Результаты анализа содержания стабильных изотопов в жильных и термокарстово-пещерных льдах на участке термоабразионного берега в южной части о. Сибирякова приведены в таблице 2.23. Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) в полигонально-жильных льдах показывают изменения значений в диапазоне от -20,8 ‰ до -16,0 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) и от -156,5 ‰ до -120,1 ‰ (δD).

Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льдах различного генезиса в береговых обнажениях о. Сибирякова (южный берег)

Номер обнажения	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dexс, ‰
Повторно-жильный лед				
SB09-1	0,9	-19,49	-148	7,9
SB09-1	1,5	-20,17	-151,1	10,3
SB09-2	0,65	-19,85	-150,1	8,7
SB09-3	0,6	-19,99	-149,7	10,3
SB09-3	1,1	-20,79	-156,5	9,8
SB09-3	1,7	-19,71	-150,7	7,0
SB09-3	1,1	-20,11	-151,6	9,2
SB09-3	1,1	-20,1	-151,3	9,5
SB09-3	3,75	-16,03	-120,1	8,1
SB09-4	0,5	-20,18	-151,2	10,3
Термокарстово-пещерный лед				
SB09-4	3	-14,14	-106,9	6,3
SB09-4	2	-14,03	-105,8	6,4
SB09-1	0,5	-14,39	-108,8	6,3
SB09-1	2,3	-17,11	-131,1	5,7

Избыток дейтерия (Dexс) от 7,0 до 10,3 ‰. Значение Dexс для термокарстово-пещерных льдов варьируется в диапазоне от 5,5 до 6,5, что указывает на фракционирование изотопного состава воды перед замерзанием. Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) термокарстово-пещерных льдов в диапазоне от -17,1 ‰ до -14,0 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) и от -131,1 ‰ до -105,8 ‰ (δD).

На рисунке. 2.17Б представлен криолитологический разрез берегового обрыва западной части острова. Высота обрыва в данном месте изменяется от 2 до 3,5 м.

До глубины 0,5-1,5 м разрез сложен автохтонным торфом (bIV) с примесью желто-серых мелких и тонких песков. Радиоуглеродное датирование торфа показало возраст 8-9 тыс. лет (8070±210 (ЛУ-6152), 8920±360 (ЛУ-6408)) (Гусев и др., 2013). Вниз по разрезу торф сменяется слоистыми оторфованными серыми супесями (IbIV), видимой мощностью 0,5 м - 2,0 м. Методом ИК-ОСЛ зерен полевых шпатов установлен возраст 8600±700 (RLQG-119) (Гусев и др., 2013).

В супесях хорошо читаются бурые и охристые клиновидные псевдоморфозы по жильным льдам. К псевдоморфозам подходят вогнутые и горизонтальные желто-ржавые прослои супеси, с посткриогенной поясковой криогенной текстурой.

С глубиной супеси сменяются песками ($a\Pi^{3-4}$), а следы ожелезнения исчезают. Количество воднорастворимых солей в песках и супесях с глубиной возрастает от 0,2% на границе слоя сезонного оттаивания до 1,3% на уровне моря. Состав солей неизменно хлоридно-натриевый (табл. 2.21).

В супесчано-песчаных отложениях западного берега о. Сибирякова встречены повторно-жильные льды высотой до 2 м через 8-10 м. Ширина жил по верху не превышает 1,5 м. Вмещающие ПЖЛ супеси сильно ожелезнены, часть жил наследует псевдоморфозы по вытаявшим более крупным жилам. Головы жил оплавлены, видны следы оттаивания и замещения жильного льда термокарстово-пещерным (рис. 2.17Б, обн.4-08). Доказательством вторичного происхождения термокарстово-пещерного льда является то, что они выполняют вторичные полости в теле ледяных жил, но сами не освоены морозобойным растрескиванием.

Результаты определения содержания стабильных изотопов повторно-жильных и термокарстово-пещерных льдов в западной части острова Сибирякова приведены в таблице 2.24. Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) для ПЖЛ изменяются в диапазоне от от -22,1 ‰ до -18,7 ‰ и от -158,4 ‰ до -140,1 ‰ для дейтерия (δD).

Таблица 2.24

Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льдах различного генезиса в береговых обнажениях о. Сибирякова (западный берег).

Номер обнажения	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dexc
Повторно-жильный лед				
1-08	1,1	-21,03	-158,4	9,9
4-08	0,7	-20,44	-152,3	11,3
4-08	1,3	-20,06	-150,5	10,0
4-08	1,5	-22,19	-167,5	10,0

5-08	1,3	-20,36	-152,2	10,6
6-08	1,2	-20,05	-151,2	9,2
6-08	1,7	-18,74	-140,6	9,4
7-08	1	-19,01	-142,8	9,3
7-08	0,6	-19,07	-142,8	9,8
7-08	0,6	-19,22	-144,1	9,6
7-08	0,6	-19,36	-144,4	10,5
Термокарстово-пещерный лед				
4-08	1	-15,51	-118,5	5,6
Современный снежник				
-	0	-22,2	-167,5	10,0

Изотопный состав ПЖЛ и современного снежника близки по значениям. Вероятно, климатические условия формирования жил мало отличались от современных. Изотопный состав в пределах одной жилы и в разных по размеру жилах практически неизменный. Избыток дейтерия (D_{ex}): $D_{ex} = \delta D - 8\delta^{18}O$ в ПЖЛ составляет в среднем 10,1, что указывает на участие снега и талой снеговой воды в формировании льда. Изотопный состав термокарстово-пещерного льда более тяжелый ($\delta^{18}O$ равен -15,5‰). Избыток дейтерия (менее 10) отражает условия фракционирования воды при/перед замерзанием.

Минерализация ПЖЛ западного берега о. Сибирякова изменяется от 29 мг/л до 92 мг/л. В тоже время в составе преобладают ионы натрия и хлора, что показывает большую роль морских воздушных масс в формировании зимних осадков. Минерализация термокарстово-пещерного льда в несколько раз выше (165,5 мг/л) (табл. 2.22). Содержание ионов водорастворимых солей (хлора, гидрокарбоната, сульфата и кальция) термокарстово-пещерного льда характерно для пресноводных водоемов.

Геолого-палеогеографическая интерпретация.

Остров Сибирякова - останец суши, которая сформировалась более 30 тыс. лет назад и была частично затоплена морем только в голоцене.

В каргинское время (до 30-27 тыс. лет назад) на данной территории существовал неглубокий арктический бассейн, где при участии речных выносов Енисея накапливались преимущественно супесчано-песчаные отложения, которые имеют преимущественно пылеватый состав.

Около 26-27 тыс. лет назад произошла смена обстановки накопления, каргинское море регрессировало, стали накапливаться преимущественно аллювиально-озерные песчано-песчаные отложения с торфом, что указывает на относительно теплые климатические условия (близкие к современным). В сартанское время вследствие значительного похолодания климата, данная территория, скорее всего, была подвергнута активному криогенному трещинообразованию. Формировался комплекс сингенетических повторно-жильный льдов.

В начале голоцена уровень моря поднимается, суша частично разрушается, а отложения сартанского ледового комплекса частично протаивают. В дальнейшем на осушенных участках идет промерзание квазитаберального комплекса с образованием эпигенетических полигонально-жильных льдов.

Во второй половине голоцена уровень моря понизился до современного, что привело к накоплению субэзральных покровных отложений и росту эпигенетических ПЖЛ.

В отличие от некоторых других островов Карского моря (Романенко и др., 2001) повторно-жильные льды о-ва Сибирякова формировались в чисто субэзральных обстановках, при этом льды и вмещающие их отложения частично или полностью протаивали в период оптимума голоцена. На это указывают пещерно-термокарстовые льды в полигонально-жильных структурах, лед озерного происхождения, криотурбации и псевдоморфозы по ПЖЛ в покровных отложениях.

2.4. Опорные разрезы Ямала

Территория полуострова Ямал представлена серией разновозрастных террас, охарактеризованных Г.И. Лазуковым (1971) как низкие плоские террасовидные морские равнины постказанцевского (после МИС 5) времени. Представления о серии морских террас (от I до III) на западном Ямале поддерживает также Ю.Б. Бадю с соавторами (Бадю, Трофимов, 1974). Среди террасовых уровней наибольшее распространение имеет III морская терраса высотой 22-35 м каргинско-сартанского (МИС 3-4) возраста. В основании III террасы лежат отложения докаргинского возраста (Лазуков, 1971; Романенко и др., 2001).

Согласно стратиграфическим схемам Г.И.Лазукова (1972), В.Т. Трофимова (Полуостров..., 1975), позднеплейстоценовые глинистые отложения на западном Ямале, вскрывающиеся в разрезах второй и третьей террас диагностируются как прибрежно-морские казанцевские ($m, mIII^1$) (МИС 5). Отложения с несогласием перекрыты континентальными озерно-аллювиальными песчано-суглинистыми и глинистыми отложениями.

Разрез четвертичных отложений в районе полярной станции Марре-Сале, расположенной на западном побережье полуострова Ямал, является достаточно хорошо изученным (Стрелецкая и др., 2011; Каневский и др., 2005; Крицук, 2010; Слагода и др., 2010; Forman et al., 2002). Однако до сегодняшнего дня остается ряд ключевых вопросов, по которым возникают разногласия. В первую очередь это касается условий образования мощных залежей пластовых льдов (ПЛ) и наклонных, либо субвертикально ориентированных ледяных залежей льда. Эти вопросы затрагивают и палеогеографическую (палеоклиматическую) историю развития района Ямала и региона Карского моря в целом.

Возле полярной станции Марре-Сале в 1978 года институтом ВСЕГИНГЕО оборудован геокриологический стационар. Установлено, что толща четвертичных отложений состоит из двух основных частей. Верхняя часть представлена незасоленными континентальными отложениями. Для нижней более древней

толщи генезис и возраст осадков остается дискуссионным. К нижней толще относятся в разной степени засоленные отложения прибрежно-морского и морского генезиса (Каневский и др., 2005; Крицук, 2010). Напротив, по представлениям Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградского (1975) нижняя толща представлена преимущественно верхнеплейстоценовым ледниковым комплексом в виде сильнодислоцированной основной морены. Морена содержит пластовые льды ледникового генезиса, эрратический каменный материал в виде мелкого гравия и гальки, а также мелко раздробленные растительные остатки. Эти факты, по мнению исследователей придерживающихся такой точки зрения, указывают на ледниковое происхождение четвертичных отложений, слагающих рассматриваемые участки западного побережья Ямала. Эти представления наиболее полно отражены в работе С. Формана (Forman et al., 2002), где толща засоленных глинистых отложений названа «карским диамиктоном» и включена в «марресальскую свиту».

В настоящее время геокриологические исследования в районе Марре-Сале осуществляются сотрудниками Института Криосферы Земли (ИКЗ) СО РАН, Московского Государственного Университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова и ВСЕГИНГЕО.

Описание разреза.

В береговом обрыве высотой до 30 м обнажаются многолетнемерзлые четвертичные отложения, в разрезе которых выделяются 2 комплекса (рис. 2.18).

Первый от поверхности (верхний) комплекс, средней мощностью около 10 м (местами снижающейся до 1-2 м, или возрастающей до 15-16 м), сложен незасоленными континентальными (аллювиальными, озерно-болотными, эоловыми) отложениями, либо слабозасоленными прибрежно-морскими песками и супесями верхнеплейстоцен-голоценового (МИС 3-1) возраста.

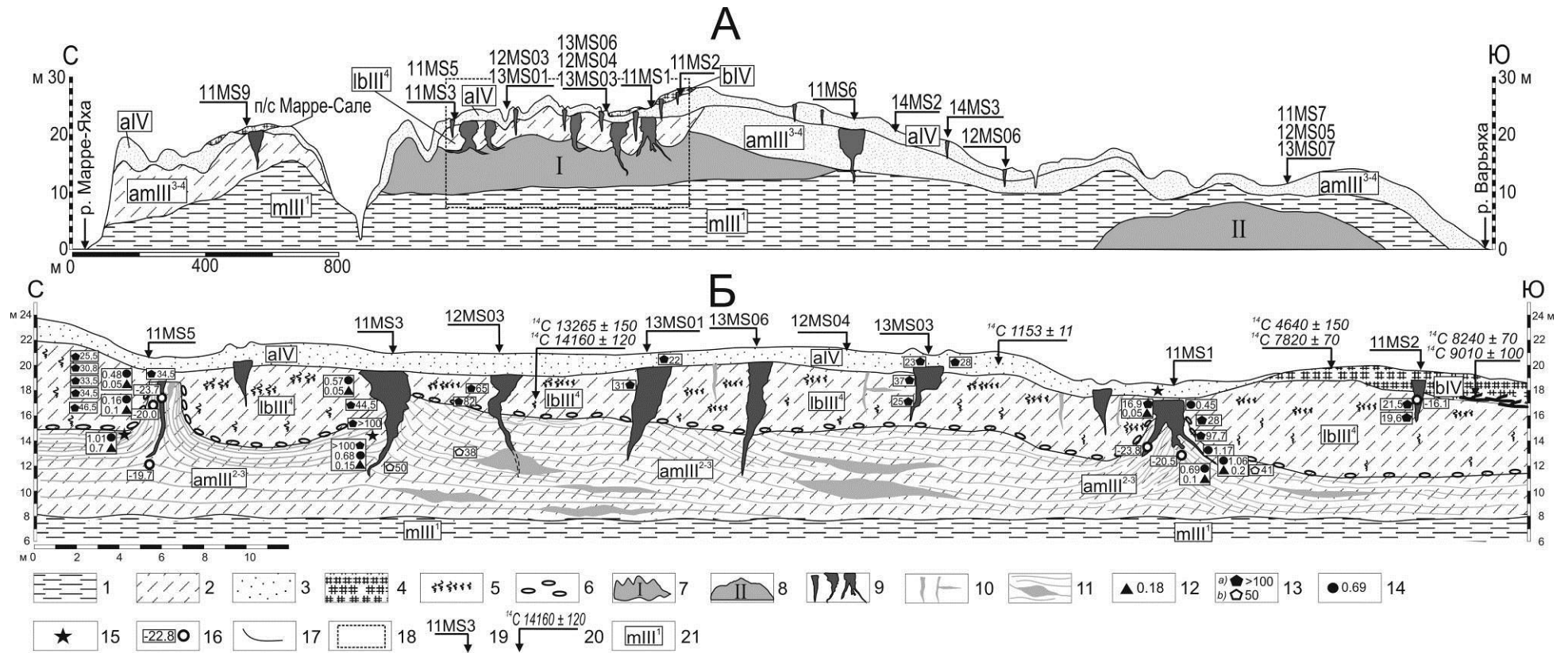


Рис. 2.18. Опорные схематические криолитологические разрезы и участки опробования берегового обнажения возле п/с Марре-Сале (Западный Ямал). Горизонтальный размер повторно-жильных льдов на разрезе А вне масштаба.

Условные обозначения: 1- глины; 2- супеси; 3- пески; 4- торф; 5- растительные включения (детрит); 6- включения гальки; 7- сильно-льdistая дислоцированная толща (пластовый лед I типа); 8- залежь пластового льда II типа; 9- повторно-жильные льды (ПЖЛ); 10- трещинно-жильный лед; 11- линзы и прослои льда; 12- засоленность пород, %; 13- весовая влажность (льdistость): а) суммарная, б) минеральный прослоев, %; 14- содержание органического углерода (Сорг), %; 15- пробы пород на грануломинералогический анализ; 16- содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}O$) во льду, ‰; 17- литологическая граница; 18- местоположение разреза Б; 19- номера расчисток; 20- возраст отложений по данным радиоуглеродного датирования (^{14}C); 21- геолого-генетический индекс отложений.

Гранулометрический состав отложений приведен в приложении 2.1 (из-за большого объема данных таблицы приведены в приложениях).

В верхней части комплекса с поверхности обнажаются мелко-тонкозернистые пески (a,lbIV) с включениями остатков растительности, либо торф (bIV) мощностью до 2 м. Радиоуглеродная датировка остатков растений из песчаных отложений на глубине 0,2 м показала возраст 1153 ± 11 лет (P980087121) (Forman et al., 2002).

Датировка древесины (8240 ± 70 лет (ГИН-5204)) в основании слоя указывает на существование здесь древесной растительности в голоцене, а результаты датирования торфа из полигонально-жильного льда (7165 ± 75 лет (АА-26938)) (Forman et al., 2002) указывают на формирование сингенетических ПЖЛ одновременно с распространением древесной растительности. По заключению А.В. Суркова, проводившего грануло-минералогический анализ, часть песков относятся к пойменной фации аллювия. Некоторые отложения накапливались в неглубоких термокарстовых понижениях, образовавшихся в климатический оптимум голоцена, на что указывают датировки по органическим включениям в разрезах (рис. 2.18 Б).

Песчаные отложения (aIV) пресные, степень засоления (Dsal) не превышает 0,06%, в составе водорастворимых солей преобладают ионы натрия и гидрокарбонат ионы (прил. 2.2, рис. 2.19).

Количество органического углерода (Corg) изменяется от 0,1 до 0,4% (прил. 2.3).

Формирование торфяников (bIV) началось 9-10 т. л. н. и продолжалась до 1 т.л.н., при этом мощность торфа редко превышает первые метры.

Под голоценовыми песками и торфом залегают континентальные пылеватые слоистые супеси и пески (прил.2.1) озерно-болотного (lbIII³⁻⁴), либо прибрежно-морского (amIII³⁻⁴) генезиса мощностью 2,5- 4,0 м. Озерные-болотные отложения с включениями тёмных пятен органики, частичками намывного торфа и корешками растений. У подошвы слоя наблюдается прослой ожелезненных крупнозернистых песков с галькой и обломками древесины мощностью 0,2-0,3 м.

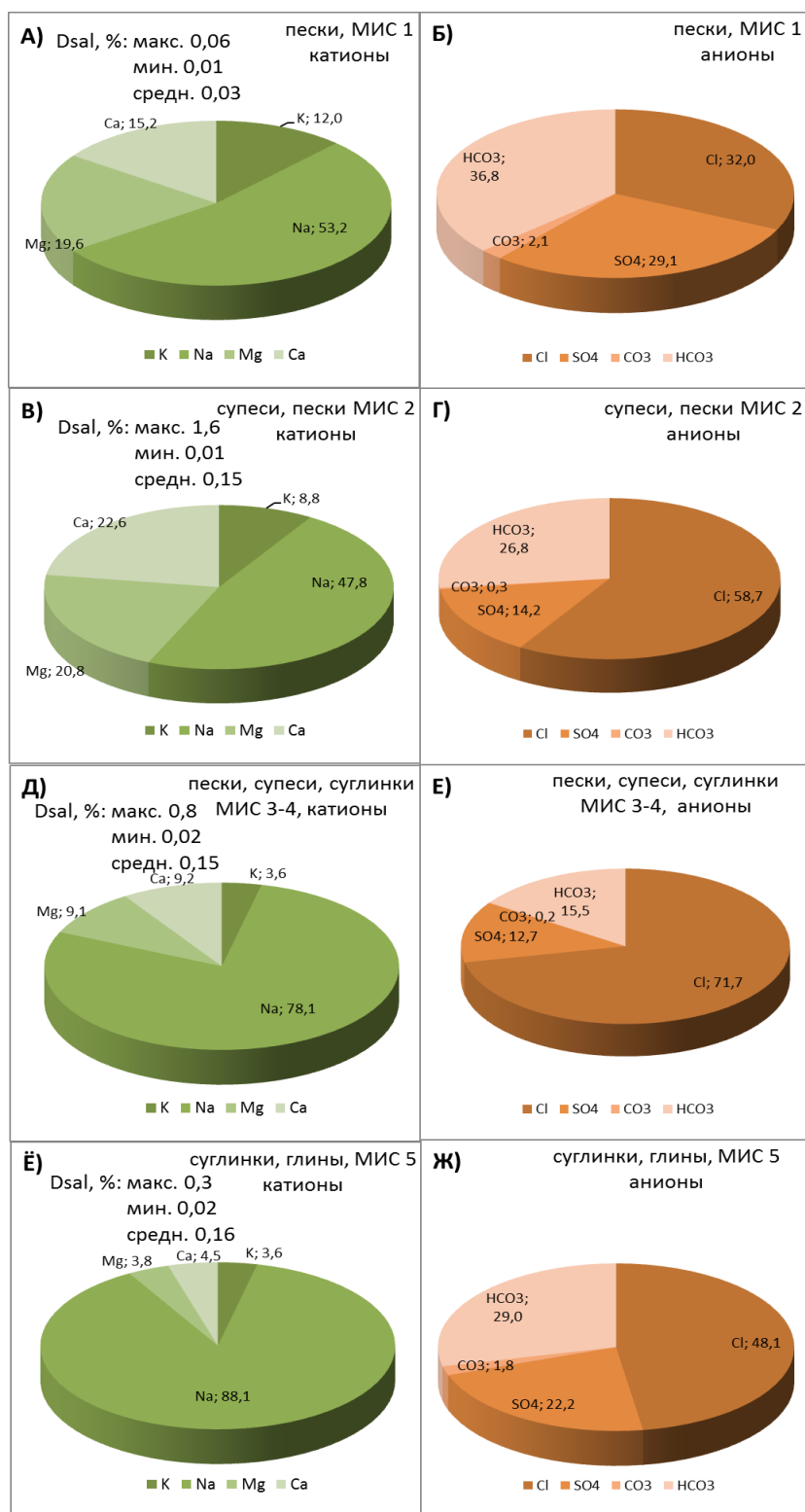


Рис. 2.19. Диаграммы содержания ионов водорастворимых солей (в эквивалент %) и засоленность (Dsal) в отложениях разреза возле п/с Марре-Сале.

Условные обозначения к рис. 2.19: содержание катионов: А) в отложениях aIV , В) в отложениях $bIII^4$, Д) в отложениях $aIII^{2-3}$, Ё) в отложениях $mIII^1$; содержание анионов: Б) в отложениях aIV , Г) в отложениях $bIII^4$, Е) в отложениях $aIII^{2-3}$, Ж) в отложениях $mIII^1$.

Отложения в целом пресные, степень засоления (D_{sal}) в среднем составляет 0,15%, однако в некоторые пробах засоленность превышает 1% (до 1,6%). В составе водорастворимых солей преобладают ионы натрия и хлора (прил. 2.2, рис. 2.19), что вероятно указывает на близкое расположение морского бассейна и влияние морских вод. Количество органического углерода в породах ($С_{орг}$) изменяется от 0,4 до 0,6% (прил. 2.3).

В отложениях ($Ib\Pi^{3-4}$, $am\Pi^{3-4}$) практически повсеместно встречены мощные сингенетические полигонально-жильные льды (ПЖЛ) шириной до 2-3 м и мощностью 5-7 м, концы которых внедряются в подстилающие сильнольdistые дислоцированные супеси и пески ($am\Pi^{2-3}$) (рис. 2.18Б). На сингенетичность накопления и промерзания указывает слоистость отложений, которая подчеркивается поясковой криогенной текстурой в супесчаных отложениях. Сильнольdistые отложения имеют микрошлировую криотекстуру с вертикально ориентированными шлирами с суммарной влажностью (льdistостью) 35-55% (рис. 2.18Б). Для менее льdistых прослоев характерна массивная криотекстура с суммарной влажностью отложений 16-20%. С глубины 6 м локально распространены супесчано-песчаные сильно льdistые отложения ($am\Pi^{2-3}$), вмещающие линзы и прослои чистого стекловидного льда (рис. 2.20).

Данный горизонт отнесен к пластовому льду (ПЛ) I типа. Протяженность данного ПЛ в разрезе берегового обрыва составляет около 0,8 км, мощность ПЛ изменяется от первых метров до 7-8 метров. Горизонт представляет собой чередование субгоризонтальных, волнистых, вплоть до субвертикально-изогнутых (дислоцированных) прослоев льда толщиной от нескольких сантиметров до 1,5 м и прослоев грунта, которые представлены песками и супесями с суммарной влажностью (льdistостью) 40-60 % (рис. 2.18).



Рис. 2.20. Внешний вид отложений $amIII^{2-3}$ (пластовый лед I типа) в береговом обрыве возле п/с Марре-Сале.

Соотношение и размер частиц минеральных примесей во отложениях ПЛ I типа меняется: частицы песчаной размерности составляют от 10 до 90%, пылеватых - от 6 до 60%, глинистых - от 10 до 35%. С глубиной количество песчаных частиц в ледогрунтовой толще сокращается, а количество глинистых и пылеватых частиц увеличивается. Толща содержит включения хорошо разложившейся органики. Содержание органического углерода (Сорг) изменяется от 0,02 до 1,3 % (табл. 2.27). Содержание органического углерода зависит от размерности дисперсных частиц: в местах, где больше примесей глинистых частиц, Сорг возрастает до 1,1-1,3%, в местах с преобладанием песчаной фракции Сорг составляет около 0,1%.

Количество водорастворимых солей во вмещающих линзы льда отложениях ПЛ I типа изменяется от 0,02 до 0,8% (прил. 2.4, рис. 2.21). Состав солей неизменно хлоридно-натриевый. Засоленность увеличивается с глубиной, но не зависит от льдистости, вниз по разрезу более засоленные прослои чередуются с менее засоленными, при этом льдистость остается высокой (суммарная влажность превышает 100%). Нижний контакт отложений пластового льда I типа подчеркивается выдержанным ледяным прослоем мощностью 5 см.

На всем протяжении берегового обрыва на высоте около 8 м над уровнем моря обнажаются плотные суглинисто-глинистые породы (mIII¹) морского генезиса (рис. 2.18). Толща глин везде уходит под уровень моря. Глины характеризуются крупносетчатой криотекстурой и суммарной влажностью 30-60%. При оттаивании, глины рассыпаются на отдельности размером 10x12 см по сетчатой посткриогенной текстуре. Глины засолены. Степень засоления (Dsal) изменяется от 0,02 до 0,3 %. Состав солей хлоридно-натриевый. Отметим также, что в солевом составе глин много сульфатов, что вероятно указывает на глубоководное накопление отложений.

В 4,5 км к югу от п/с Марре-Сале в береговом обрыве высотой 13-15 м под слоем песка (amIII³⁻⁴) и глин (mIII¹) с глубины около 5 м вскрывается толща ПЛ 2 типа мощностью более 8 м (лед уходит под уровень моря). На контакте с песками глины сильно льдистые, имеют слоистую криогенную текстуру. У границы с пластовым льдом льдистость уменьшается, сетчатая криогенная текстура глин становится массивной, суммарная влажность (льдистость) отложений сокращается с 65% до 35%.

Лед пластовой залежи второго типа представляет собой чередование слоев чистого прозрачного стекловидного льда и льда с примесью минеральных включений (глин, торфяных остатков, песчаных частиц) в виде взвеси. С глубиной лед становится прозрачнее, включает в себя мелкие пузырьки воздуха, которые находятся под давлением. Грануло-минералогический анализ минеральных частиц во льду указал на присутствие марказита, что говорит о сероводородном загрязнении при формировании пластового льда.

В береговом обрыве западного побережья Ямала вскрываются сингенетические повторно-жильные льды двух генераций, различающиеся по содержанию стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льду. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых ПЖЛ изменяются в диапазоне от -19,1 ‰ до -15,4 ‰ (в среднем -16,8‰), для δD от -145,0 ‰ до -112,1 ‰ (в среднем -124,4‰). Дейтериевый эксцесс (Dexс) близок к 10‰.

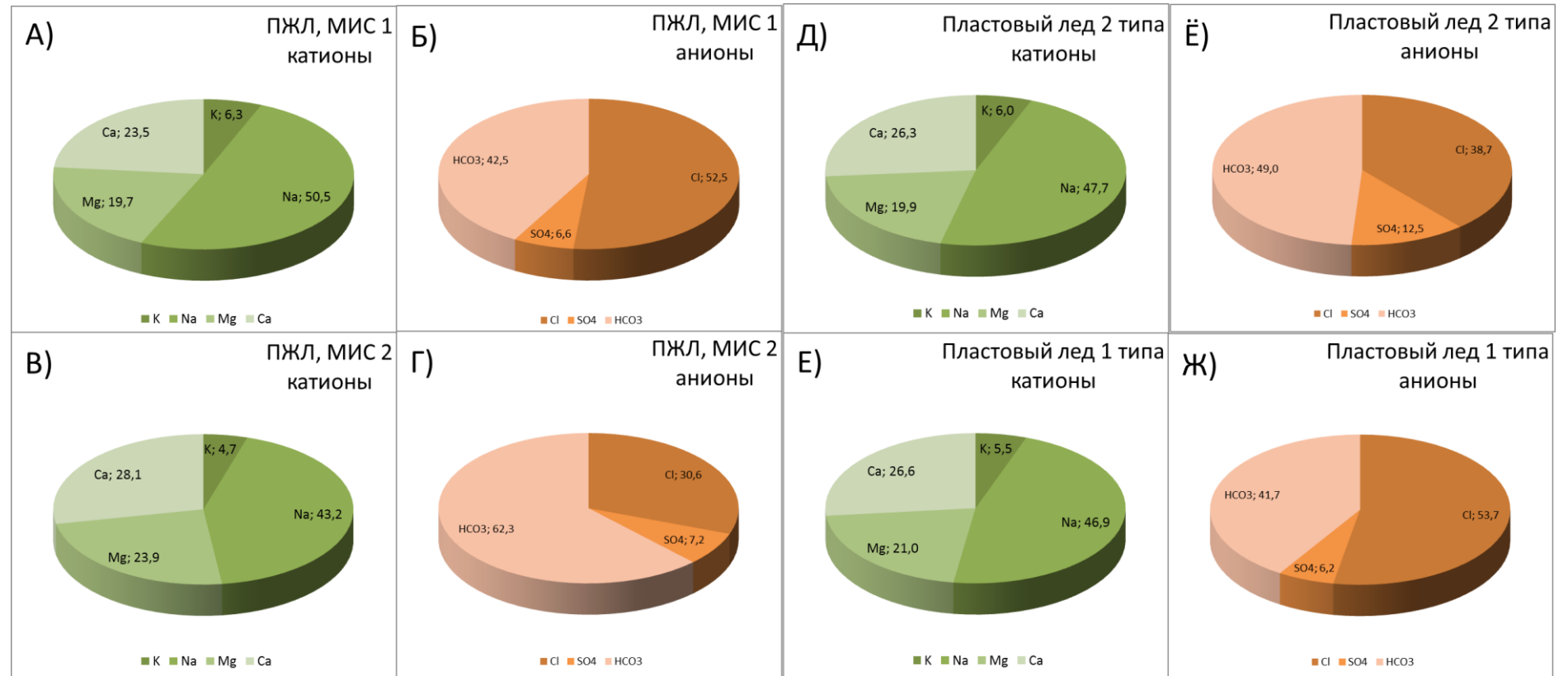


Рис. 2.21. Диаграммы содержания ионов водорастворимых солей (в эквивалент %) в подземных льдах разреза возле п/с Марре-Сале. Содержание катионов: А) в голоценовых ПЖЛ, В) в позднплейстоценовых ПЖЛ, Д) в пластовом льду II типа, Е) в пластовом льду I типа; содержание анионов: Б) в голоценовых ПЖЛ, Г) в позднплейстоценовых ПЖЛ, Е) в пластовом льду II типа, Ж) в пластовом льду I типа.

Содержание $\delta^{18}\text{O}$ в верхнеплейстоценовых ПЖЛ изменяются в диапазоне от -27,0 ‰ до -20,3 ‰ (в среднем -24,1‰) и для δD от -208,0 ‰ до -154,1 ‰ (в среднем -184,9‰) (прил. 2.5).

Представленные в приложении изотопные данные для различных типов подземных льдов в районе Марре-Сале описываются уравнениями регрессии:

$$\delta\text{D} = 7,2\delta^{18}\text{O} - 3,6 \text{ (ПЖЛ позднеплейстоценового возраста) (R}^2=0,98),$$

$$\delta\text{D} = 7,6\delta^{18}\text{O} - 1,9 \text{ (ПЖЛ голоценового возраста) (R}^2=0,96),$$

$$\delta\text{D} = 8,7\delta^{18}\text{O} - 22,5 \text{ (для пластового льда I типа) (R}^2=0,99),$$

$$\delta\text{D} = 4,9\delta^{18}\text{O} - 64,2 \text{ (для пластового льда I типа) (R}^2=0,22) \text{ (Стрелецкая и др., 2013)}$$

Геолого-палеогеографическая интерпретация.

Позднеплейстоценовые и голоценовые отложения на западном побережье полуострова Ямал, изученные в береговых обрывах возле полярной станции Марре-Сале, обеспечены достаточно представительными рядами радиоуглеродных датировок не только по крупнообъемным пробам, но и по микронавескам (AMS), в том числе отобранных из сингенетических повторно-жильных льдов (Forman, 2002). Это позволяет с достаточной степенью достоверности интерпретировать условия и время образования льдов и отложений.

Обнажающиеся в основании обрыва засоленные глинистые породы (mIII^1) были сформированы более 70 тыс. лет назад, во время трансгрессии Карского палеобассейна в казанцевское (МИС 5) время. Аналогичные глинистые породы (mIII^1) описаны ранее на западном Таймыре возле полярной станции Сопочная Карга и на Гыданском полуострове возле р. Еры-Маретаяха. Пластовая залежь льда II типа, заключенная в засоленных глинистых породах, имеет значения изотопного состава, которые не ложатся на линию метеорных вод (рис. 2.22). Угловым коэффициентом в уравнении регрессии пластового льда свидетельствует о промерзании воды в «закрытой системе». Вода при промерзании подвергалась процессам фракционирования. Морские воды были распреснены, на что

указывает относительно невысокую степень засоления и наличие в химическом составе глин гидрокарбонат ионов.

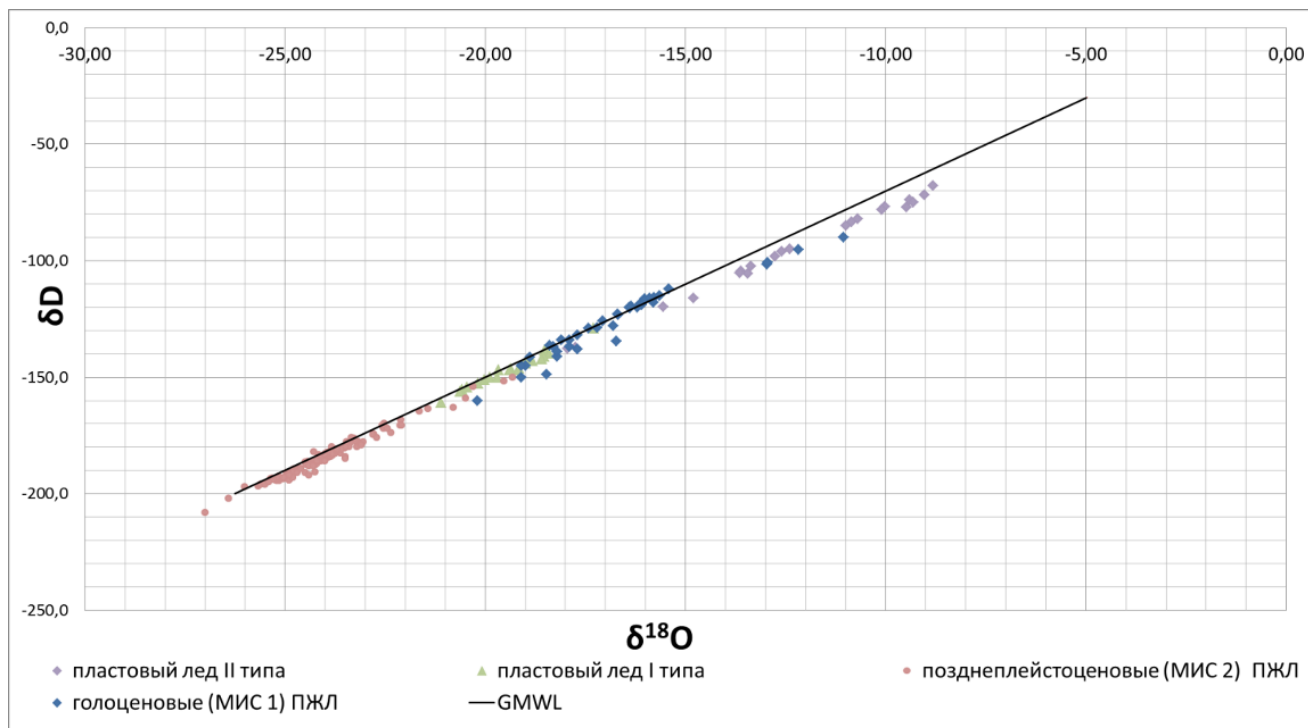


Рис. 2.22. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ - δD изотопного состава льдов различного происхождения возле п/с Марре-Сале (GMWL – линия метеорных вод).

Промерзание вод пластового льда II типа происходило в условиях лагуны, либо озер на лайде. На это также указывает ожелезнённая глинистая взвесь во льду и остатки торфа. Присутствие аутогенного марказита свидетельствует о сероводородном загрязнении в застойных условиях. В таких условиях отсутствует волновое перемешивание воды, а большое количество органики разлагается без доступа кислорода.

Во второй половине МИС 3 (44–37 тыс. лет назад) на побережье Западного Ямала морские условия сменяются континентальными. Морские отложения, вероятно, начали промерзать ещё на мелководье, когда глубины моря не превышали 2-3 м. Анализ полученных данных показывает, что толща ледогрунтового горизонта amIII^{2-3} (пластовый лёд I типа) формировалась в условиях промерзания потоков насыщенных большим количеством глинистых и пылеватых частиц. Высокая льдистость отложений, ритмичное чередование линз практически чистого льда и льдистых прослоев грунта указывают на вероятное

сингенетическое накопление и промерзание отложений в условиях осушенного шельфа. Уменьшение вверх по разрезу степени засоления и смена морских солей на континентальные свидетельствует об уменьшении роли нагонов и приливов на осушавшемся побережье. Значения изотопного состава ледяных прослоев указывают на то, что ледогрунтовая толща пластового льда I типа сформировалась при замерзании воды исходно атмосферного происхождения.

Континентальная часть разреза представлена озерно-болотными супесчаными отложениями (IbIII⁴) сартанского времени (МИС 2) и голоценовыми (МИС 1) песчаными отложениями (aIV).

Супесчаные отложения (IbIII⁴) характеризуются непрерывной серией радиоуглеродных датировок по остаткам корешков растительности и торфу. Отложения включают в себя сингенетические ПЖЛ, нижние концы которых эпигенетически внедряются в нижележащие отложения ледогрунтовой толщи (пластовый лед I типа). Начало формирования данных ПЖЛ датируется возрастом от 16,4 до 12,2 тыс. лет назад, окончание роста соответствует времени около 11-10 тыс. лет назад. По значениям содержания изотопов кислорода и дейтерия верхнеплейстоценовых ПЖЛ (в среднем $-24 \div -23\text{‰}$), можно говорить о более низких, по сравнению с современными, зимних температурах в сартанское время. Озерно-болотные отложения, вмещающие данные ПЖЛ, накапливались и промерзали в условиях обводнённых ландшафтов.

В оптимум голоцена (около 7-8 тыс. лет назад) на территории западного Ямала были распространены берёзовые редколесья (Стрелецкая и др., 2013) Верхушки верхнеплейстоценовых ПЖЛ оттаивали. Происходил рост торфяников. Сингенетические голоценовые ПЖЛ были сформированы после голоценового оптимума и частично надстраивали верхние части старых ПЖЛ. По данным изотопного анализа средне зимние температуры отличались от современных ($\delta^{18}\text{O}$ голоценовых ПЖЛ в среднем составляет около $-17 \div -16 \text{‰}$). Климатические условия того времени в настоящий момент характерны для ландшафтов арктических тундр в районе п. Диксон на Западном Таймыре.

3. ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС

3.1. Общие положения

В геокриологии проблема «ледового комплекса» (ЛК) занимает особое место в связи с тем, что отложения ледового комплекса являются надежным индикатором существования суровых аридных палеоклиматических условий на территории его распространения и обладают специфическими свойствами. Ледовый комплекс – уникальное природное геологическое образование. Его изучению посвящена обширная литература. Терминология, генезис отложений, происхождение залежеобразующего льда и распространение «ледового комплекса» (ЛК) (или «едомы») на протяжении десятилетий вызывало множество дискуссий. Изначально термин «едома» (yedoma, yedoma complex), который в настоящее время используется в англоязычной литературе, обозначал лишь геоморфологическое понятие. Позднее понятие «едома» и «ледовый комплекс» стало включать в себя специфические толщи отложений с крупными повторно-жильными льдами. В настоящее время для определения феномена «едомы» («ледового комплекса») используют геологические характеристики – это полигенетические и сингенетические континентальные отложения с синхронно формирующиеся с ними повторно-жильными льдами, характеризующиеся исключительно высоким содержанием льда.

Ледовый комплекс пород - это в основном пылеватые, пылевато-песчаные отложения с включениями органических остатков, вмещающие сингенетические повторно-жильные льды, формирующиеся в эпохи похолоданий. Суммарное количество льда в ЛК может достигать 80-90% от единицы объёма массива.

Существует несколько причин выделения ЛК в отдельную литолого-геологическую разность и как следствие пристального внимания многих ученых к данному объекту исследования. Одна из важнейших - это уникальный, специфический генезис и свойства ЛК.

Наиболее впечатляющие разрезы ЛК приурочены к северной части Якутии - приморским низменностям дельты реки Лена, архипелагу Новосибирские

острова. Но область распространения ЛК гораздо более обширна, включает в себя Центральную Якутию, Чукотку, Таймыр и другие регионы России и зарубежных стран. На рисунке 3.1 представлена схематичная обновленная карта распространения ЛК на территории России, опубликованная В.Н. Конищевым с учетом новых данных в 2011 году (Конищев, 2011).



Рис. 3.1. Схематичная карта распространения ледового комплекса в России (по Конищев, 2011).

Внешний вид залежеобразующего повторно-жильного льда в некоторых экспозициях ледового комплекса представляет собой единую массивную залежь, с единичными изолированными вложениями грунтово-торфяных масс. Такая наблюдаемая картина позволила сделать неверное предположение о происхождении льда ледового комплекса. Лед считался остатком массивного ледника, распространенного в прошлом, который по мере своего движения захватывал куски грунтово-торфяных отложений и в последствие захоронился. Сам термин «ледовый комплекс» напоминает о существовании такой теории происхождения. В настоящее время слово «ледовый» следует трактовать как

«высоко насыщенный льдом», не связывая его с вышеописанным явлением. Большинство авторов рассматривают «ледовый комплекс» как сингенетические позднеплейстоценовые в основном пылеватые отложения, включающие сингенетические повторно-жильные льды и сформировавшиеся в эпохи похолоданий (Тормидиаро, 1980; Жесткова и др., 1986; Каплина, 1981; Kanevskiy, 2011; Романовский, 1993; Тумской, 2012). Ледовый комплекс является стратиграфическим и палеоклиматическим геологическим явлением, так как время его формирования приурочено к эпохам похолоданий. Формирование сингенетических полигонально-жильных льдов ледового комплекса происходит в результате попадания снега и талой снеговой воды в морозобойные трещины (Васильчук, 2006), что позволяет с помощью изотопного анализа данных льдов восстанавливать зимние температуры времени их образования.

Проблема генезиса отложений ледового комплекса существовала с момента выделения данного понятия. А.И. Попов считал, что отложения ледового комплекса аллювиального генезиса (Попов, 1953), этой гипотезе придерживаются и некоторые другие отечественные и зарубежные исследователи (Зимов, 1985; Лаврушин, 1963; Schirrmeister, 2003). Считается, что формирование аллювиальных отложений происходило по констративному типу в условиях преимущественно отрицательных тектонических движений. При этом наблюдаемое иногда циклическое строение отложений ЛК – это результат чередование различных фаций в условиях накопления мощных аллювиальных толщ и их сингенетического промерзания. Однако в такой теории есть явное несоответствие одновременного формирования ЛК в различных отдаленных друг от друга областях. Необходимое условие однонаправленного и синхронного тектонического движения на пространствах всей Арктике труднообъяснимо (Шило, 1964). Кроме того, пойменному накоплению тонкодисперсных осадков в речных долинах всегда предшествуют русловые отложения. Однако подстилающие ЛК породы часто имеют другой генезис – лагунный, морской и др.; либо представляют собой основание скального массива. Кроме того,

отложения ледового комплекса часто встречаются там, где нет никаких признаков существования рек в течение всего четвертичного периода.

Как уже отмечалось, формирование ЛК происходит во время похолоданий, учитывая это Ю.А. Лаврушин (1963) указывает на поступление в реки большого количества измельченного мелкоземного материала вследствие интенсивного морозного выветривания горных пород. В результате реки были перезагружены наносами, русла дробились на множество мелких рукавов. В.Н. Конищев (2013) придерживается мнения о преимущественно склоновом генезисе ЛК, при этом склоновыми пролювиально-делювиальными накоплениями заполнялись не только эрозионные понижения, но и аласные котловины. В предгорьях могли формировать шлейфы склоновых отложений повышенной мощности. Подобную точку зрения поддерживал Г.Ф. Гравис (1969), он исходил из предположения, что имеет место коллювиальное накопление материала формировавшего ЛК.

Широко распространена гипотеза об эоловом (Péwé, 1975; Тормидиаро, 1980) накоплении отложений ЛК, которая предполагает формирование толщ в аридных условиях в результате переноса и накопления пылеватого материала ветром. Данная гипотеза так же не лишена недостатков. Для увеличения континентальности климата, как главного условия сухого аридного климата, необходимо существенное увеличение площади суши, что вполне вероятно в регрессивную стадию морского бассейна. Однако возросшая площадь суши приведет к увеличению Сибирского антициклона и снижению ветровой деятельности. При этом остаётся непонятен источник влаги для формирования столь высоко льдистых отложений и массивных залежей льда. Существуют также и другие менее популярные гипотезы о нивальном (Куницкий, 1989) и даже морском (Большиянов, 2011) происхождении ЛК.

Кажется, более правильно придерживаться точки зрения о «полигенетичности» отложений ледового комплекса. Аналогичной точки зрения придерживаются многие исследователи данного явления (Романовский, 1993; Жесткова и др., 1986, Kanevskiy et al., 2011 и др.). Т.Н. Жесткова с соавторами (1986) рассматривает ледовый комплекс как климатический феномен и

использует понятие "эквивинальности", которое предполагает, что аналогичные результаты могут быть достигнуты различными способами и при различных начальных условиях. При этом учитывается то, что ведущими факторами формирования ЛК являются холодный климат, способствующий активному морозному выветриванию скальных пород, и непрерывное осадконакопление. То есть, при вероятном действии всех основных вышеперечисленных процессов, основную роль все же играет близость источников сноса материала и геоморфологическая возможность накопления достаточно мощных толщ при условиях благоприятных для развития сингенетических полигонально-жильных систем.

На побережье Карского моря, на территории Западного Таймыра, Гыдана, Ямала, островов Карского моря многими авторами были описаны сингенетические полигонально-жильные льды, залегающие в неоплейстоцен-голоценовых преимущественно пылеватых отложениях (Васильчук, 2006; Данилов, 1978; Деревягин и др., 1999; Каневский и др., 2005; Карпов, 1986; Крицук, 2010). Иногда делаются попытки отнести к ледовому комплексу любые отложения, содержащие сингенетические повторно-жильные льды. Наиболее ярким примером такого крайнего подхода является мнение В.И. Астахова о «ледовом комплексе» в разрезе р. Се-Яхи на восточном побережье Ямала (Астахов, 2006). Однако, прежде всего геологическое строение и соотношение подземных льдов и вмещающих отложений неоспоримо свидетельствует об аллювиальном накоплении крупной реки и сингенетическом промерзании толщи близ ее устья. Это сразу же отмечалось первоописателем разреза Ю.К. Васильчуком (2006).

В районе Енисейского севера, на западном Таймыре и острове Сибирякова, выходы полигонально-жильных льдов были изучены на шести ключевых участках: возле мыса Сопочная Карга, возле реки Крестьянка, возле поселка Диксон (бухта Северо-Восточная, бухта Южная) и на острове Сибирякова (западный и южный берега). Однако, далеко не все разрезы с сингенетическими повторно-жильными льдами могут быть отнесены к ЛК. Монодисперсные,

пылеватые отложения, вмещающие комплекс мощных повторно-жильных льдов в обнажениях возле поселка Диксон до голоценового, сартанского (МИС 2) возраста, как раз относятся к «ледовому комплексу» Западного Таймыра.

В отличие от Якутии и Аляски ледовый комплекс Западного Таймыра имеет меньшую мощность, включает менее крупные ледяные сингенетические жилы, имеет более молодой возраст.

3.2. Разрез отложений ЛК в бухте Северо-Восточная

В береговых обнажениях возле поселка Диксон изучались обнажения мощных повторно-жильных льдов, залегающих в пылеватых отложениях возле бухты Северо-Восточной и бухты Южной (рис. 3.2).

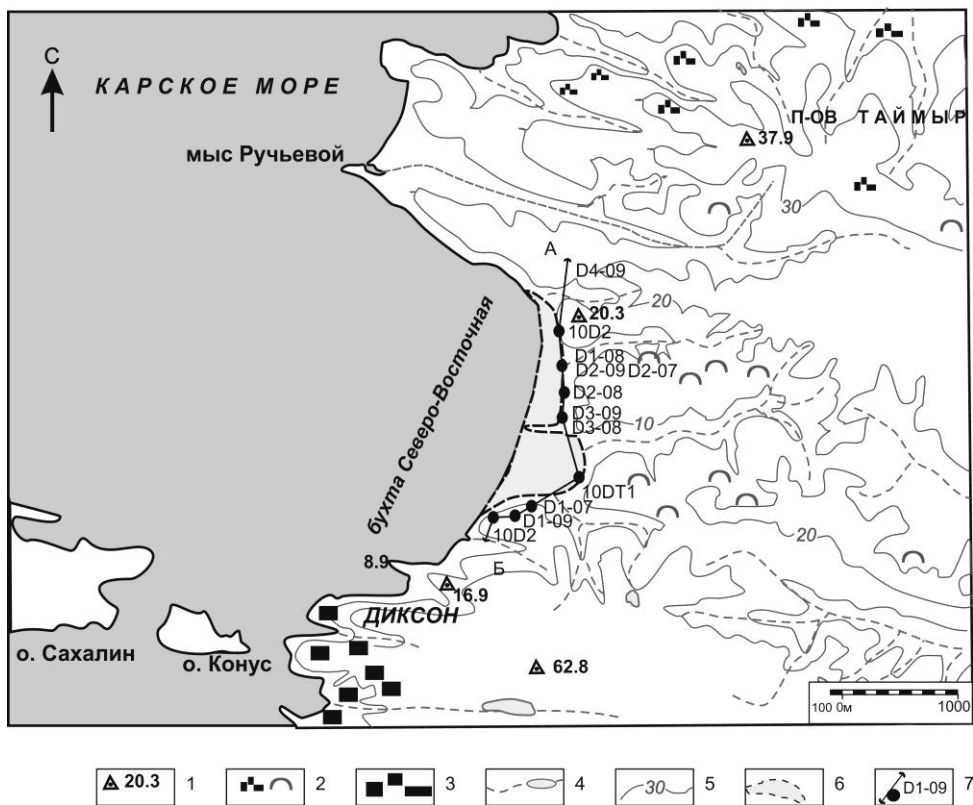


Рис. 3.2. Схема местоположения расчисток берегового обрыва возле поселка Диксон (район бухты Северо-Восточная).

Условные обозначения: 1 - высотные отметки, 2 - каменные развалы, бугры; 3 - строения; 4 – гидросеть, озера; 5 – изогипсы поверхности; 6 - современное положение берега моря; 7 - линия разреза.

Разрез бухты Северо-Восточной изучен в пределах эрозионно-тектонической долины севернее п. Диксон (рис. 3.2). Борты долины высотой до 20 м сложены базальтами, метаморфическими сланцами, гранитами и дислоцированными гнейсами пермского возраста, которые перекрыты мёрзлыми пылеватыми супесями с неявной литологической слоистостью и включением дресвы коренных пород (Опокина и др., 2014).

В месте выхода коренных пород, мелкозем между глыбами состоит из сростков оливина-плагиоклаза-ильменита, не окатанных зерен оливина и ильменита, кварца и обломков каменного угля. Включения кварца в мелкоземе указывают на то, что, возможно, когда-то на коренных породах лежала песчано-алевритовая толща, позже размытая (Стрелецкая и др., 2013).

На протяжении 3 км в береговом обрыве бухты высотой 4-12 м на разных высотах озерно-болотные (lb), делювиально-солифлюкционные (ds) пылеватые супеси вмещают комплекс сингенетических ПЖЛ (рис. 3.3). Часть жил имеют двух-трех ярусное строение.

Пачки отложений, вмещающих разные яруса ПЖЛ, разделяются по составу и возрасту отложений. Пылеватые супеси, вмещающие нижний ярус сингенетических жил отнесены предположительно к сартанскому времени (lb,dsIII⁴) (Стрелецкая, Васильев, 2009). Выше залегают преимущественно склоновые отложения к центру долины переходящие в болотные супеси с автохтонным торфом и остатками древесины голоценового возраста (lb,dsIV). Между верхней и нижней пачками существует неявно-выраженный эрозионный контакт.

Радиоуглеродный возраст древесины в основании отложений верхнего яруса составил 8670 ± 200 ЛУ 6420 (календарный возраст 9780 ± 260) (Гусев и др., 2011). Радиоуглеродный возраст торфяных прослоев в тех же отложениях на глубине 1,8 м от поверхности составляет 3460 ± 100 лет (СОАН-7587), а фрагментов дерева 4670 ± 90 лет (СОАН-7588) (Стрелецкая, Васильев, 2009).

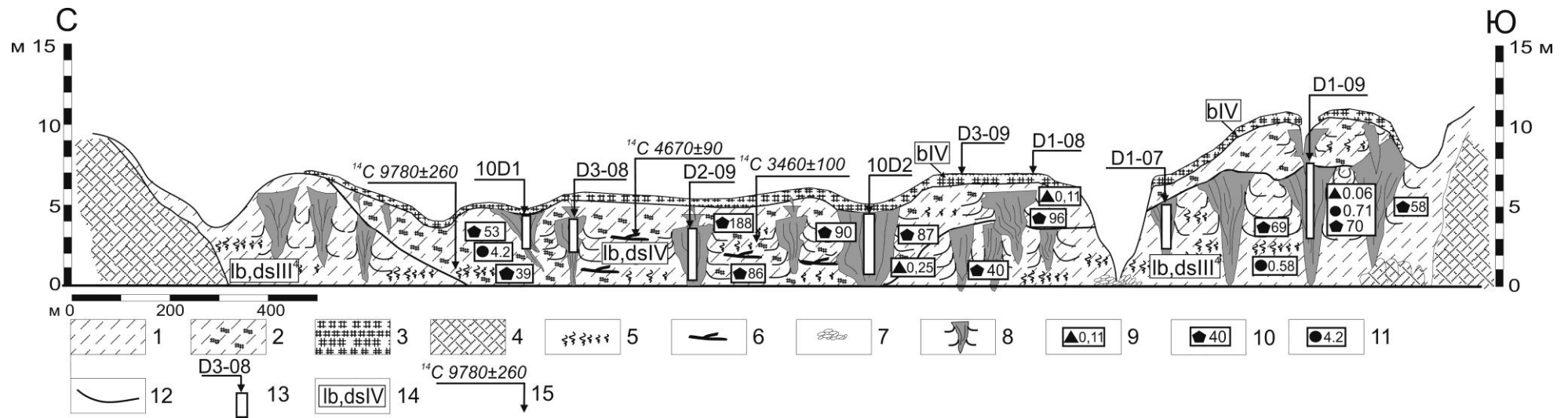


Рис. 3.3. Схематический криолитологический разрез берегового склона в районе п. Диксон (бухта Северо-Восточная), составлено с использованием материалов Е.А. Слагоды, О.Л. Опокиной с соавт. (Опокина и др., 2014).
 Условные обозначения: 1-алеврит; 2-алеврит с большим количеством органического материала; 3-торф; 4-коренные породы основного состава пермского возраста; 5-растительные включения (детрит); 6-остатки древесины; 7-галька; 8-сингенетические ПЖЛ; 9- засоленность пород, %; 10- суммарная весовая влажность, %; 11- содержание органического углерода, %; 12-геологические границы; 13-номер обнажения и место отбора проб на изотопный состав ПЖЛ; 14-геолого-генетический индекс отложений; 15-календарный возраст отложений по данным радиоуглеродного анализа, годы.

Отложения, вмещающие сингенетические жилы льда, однородны и состоят из частиц пылеватой размерности, количество которых с глубиной увеличивается (табл. 3.1.). Среди пылеватых частиц преобладает крупная пыль (0,05-0,01 мм).

Исследования минералогического состава тяжелых минералов (анализы выполнены А.В. Сурковым) в отложениях ЛК западного Таймыра показали, что источник вещества оставался неизменным. В породе повсеместно присутствуют уплощенные обломки базальтов пылеватой размерности. Известно, что базальты быстро разрушаются, поэтому присутствие невыветрелых угловатых обломков в дисперсных породах однозначно свидетельствует о близком источнике сноса.

Таблица 3.1

Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза возле поселка Диксон (бухта Северо-Восточная)

Номер пробы	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
10D1-3	1,5	4,3	86,5	9,2	Пылеватая супесь тяжелая
10D1-2	3,15	8,1	85,3	6,6	Пылеватая супесь тяжелая
10D1-1	2,4	14,3	78,3	7,4	Пылеватая супесь тяжелая
D-1/1	5,2	3,8	95,4	0,7	Пылеватая супесь легкая
D-1/4	6	5,3	89,6	5,1	Пылеватая супесь тяжелая
D-1/6	4,2	5,8	86,1	8,1	Пылеватая супесь тяжелая
D-1/8	3,2	9,4	82,6	8,0	Пылеватая супесь тяжелая
D-2/2	1	3,8	93,3	2,9	Пылеватая супесь легкая
D-2/9	2	3,9	84,7	11,4	Пылеватая супесь тяжелая
D-1-09-1	2,5	4,4	86,2	9,1	Пылеватая супесь тяжелая
D-1-09-2	2,6	6,9	81,7	11,4	Пылеватая супесь тяжелая
D-1-09-3	2,8	5,0	88,9	6,1	Пылеватая супесь тяжелая

Жилы нижнего яруса в верхней части частично срезаны и осложнены внедрениями вышележащих ПЖЛ. Они имеют ожелезнённые контакты с малоальдистыми отложениями, содержащими псевдоморфозы (таберальный комплекс). Морфологические особенности жил нижнего яруса связаны с их размывом в древнем термоабразионном уступе, который был захоронен после подъёма уровня моря. Жилы верхнего яруса имеют клиновидно-столбчатую форму и в их кровле присутствуют линзы пещерно-термокарстового льда и современные ледяные жилки. ПЖЛ верхнего яруса эпигенетичны по отношению к нижнему ярусу жил и таберальному комплексу и сингенетичны к вмещающим пылеватым супесчаным отложениям (Опокина и др., 2014).

В таблице 3.2. приведены данные по содержанию органического углерода (Сорг) в отложениях разреза бухты Северо-Восточная.

Таблица 3.2

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях разреза возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная)

Номер образца	Глубина с поверхности, м	Наименование грунта	Сорг., %
D-1/8	3,2	супесь пылеватая тяжелая	0,6
D-1/1	5,2	супесь пылеватая легкая	0,7
D-1/4	6	супесь пылеватая тяжелая	0,8
D-2/2	3	супесь пылеватая легкая	0,9
D-2/9	2	супесь пылеватая тяжелая	1,2
D-1/6	4,2	супесь пылеватая тяжелая	1,3
D-1-09-1	2,5	супесь пылеватая тяжелая	0,71
D-1-09-2	2,6	супесь пылеватая тяжелая	0,68
D-1-09-3	2,8	супесь пылеватая тяжелая	0,58
10D1-1	2,4	супесь пылеватая тяжелая	4,22
10D1-2	3,15	супесь пылеватая тяжелая	0,7
10D1-3	1,5	супесь пылеватая тяжелая	0,58

В голоценовых слоистых пылеватых отложениях, вмещающих верхний ярус ПЖЛ, количество органического углерода в среднем выше, чем в отложениях нижнего яруса (до 4,2 %), здесь много включений намывного плохо разложившегося торфа и древесины (корешки, щепки, стволы). В отложениях

нижнего комплекса органический материал равномерно рассеян по разрезу, крупных включений растительных остатков нет. Увеличение содержания органического углерода в отложениях в период перехода последнего криохрона (МИС 2) к голоцену отмечается и в других районах распространения ЛК (Деревягин и др., 1999; Зигерт и др., 2009).

Степень засоления (Dsal) отложений составляет от 0,06 до 0,3 % (табл. 3.3.).

Таблица 3.3

Содержание водорастворимых солей в отложениях разреза возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная)

Номер пробы	Глубина, м	катионы, эквив. %				анионы, эквив. %			Dsal	pH
		K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
08D6	0,8	7,7	26,6	37,5	28,1	52,1	10,6	37,3	0,111	8,05
D-1-09-1	2,5	3,5	21,4	30,3	44,7	61,1	38,5	0,4	0,066	7,85
D-1-09-2	2,6	2,1	16,9	48,6	32,4	44,5	16,6	38,8	0,162	7
D-1-09-3	2,8	1,2	8,7	48,3	41,8	35,9	21,2	42,9	0,25	7,6
10D1-1	2,4	1,3	39,5	29	30,2	98,1	1,8	0,1	0,316	7,44
10D1-2	3,15	1,9	75,6	8,7	13,9	88,4	11,4	0,2	0,142	8,05
10D1-3	2	4,3	21,7	38,4	35,6	81,6	17,8	0,6	0,065	7,92

Состав и количество водорастворимых солей в породе различается в зависимости от возраста. В отложениях, вмещающих верхний ярус ПЖЛ, голоценового возраста, преобладает типично морской тип засоления (соли NaCl) (рис. 3.4. А, Б). Это указывает на относительную близость моря при накоплении отложений. В отложения верхнего яруса преобладают катионы кальция и магния, достаточно много гидрокарбонатов (рис. 3.4. В, Г), что указывает на континентальный генезис и отдалённость от берега моря.

Отложения верхней и нижней пачки являются сильно льдистыми. В среднем суммарная влажность превышает 74% с характерной для сингенетических отложений с ритмично-слоистой (поясковой) текстурой (табл. 3.4., рис. 3.5.). Толщина поясков 0,5-1,0 см, расстояние между ними от 3 до 12 см. Криотекстура между поясками сетчатая, атакситовая или массивная, а вблизи поясков – микро-линзовидно-слоистая. На участках примыкания шпиров к

ледяным жилам пояски загнуты вверх или вертикальны (рис. 3.6). Строение ЛК Диксона показывает, что осадки накапливались и промерзали в условиях не ландшафтов с обводненным деятельным слоем, такие же условия реконструируются при формировании ледового комплекса на побережье моря Лаптевых (Зигерт и др., 2009).

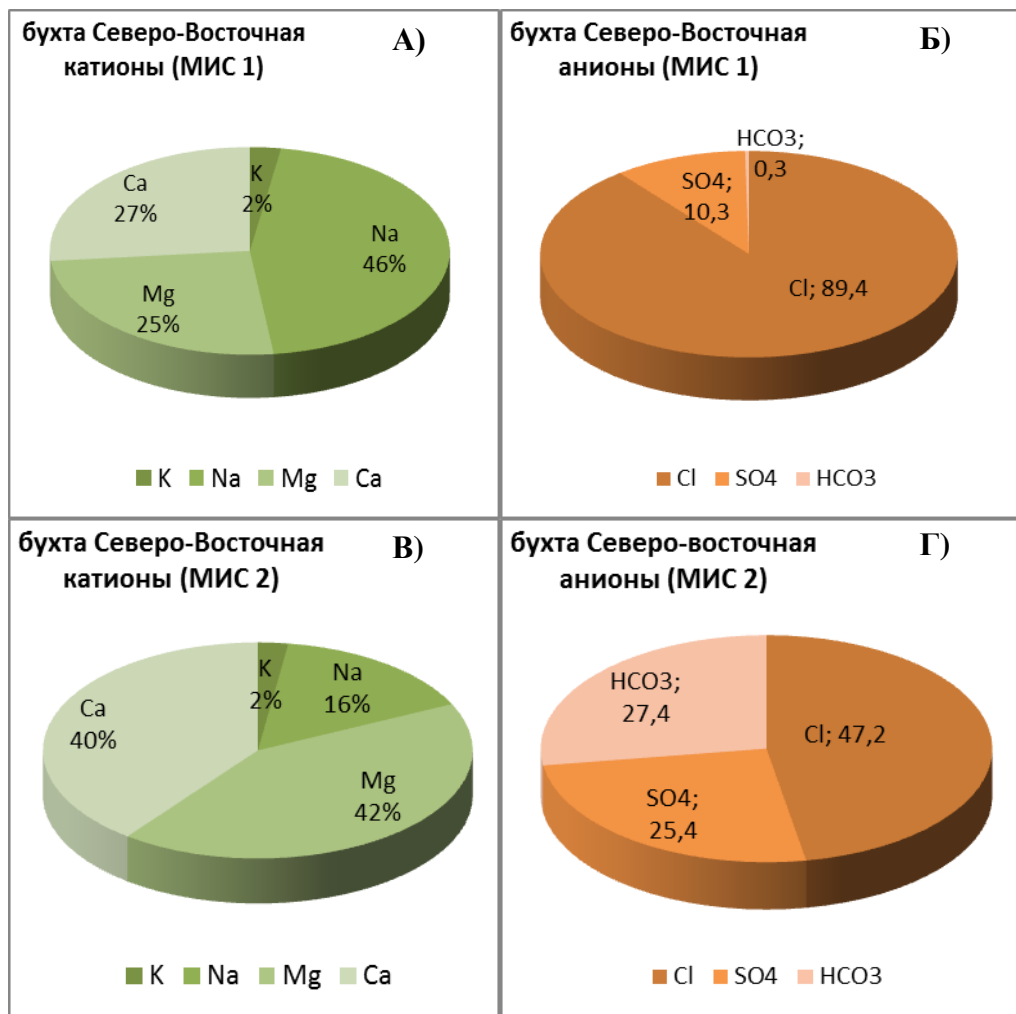


Рис. 3.4. Диаграммы содержания ионов водорастворимых солей (эквивалент %) в отложениях разреза возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная).

Условные обозначения: А) содержание катионов в отложениях верхнего яруса; Б) содержание анионов в отложениях верхнего яруса; В) содержание катионов в отложениях нижнего яруса; Г) содержание анионов в отложениях нижнего яруса.

Суммарная влажность отложений разреза возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная)

Возраст отложений	Глубина отбора, м	Суммарная влажность, %	Криотекстура (на месте отбора пробы)
МИС 1	3,15	37,9	неполносетчатая
МИС 1	4,1	39,6	неполносетчатая
МИС 1	3	39,6	поясковая
МИС 1	2,8	45,2	неполносетчатая
МИС 1	2,4	52,9	неполносетчатая
МИС 2	5	58,6	поясковая
МИС 2	2	69,4	поясковая
МИС 1	1,9	85	поясковая
МИС 1	2,4	86,6	поясковая
МИС 1	2,4	90,3	поясковая
МИС 1	0,55	95,6	поясковая

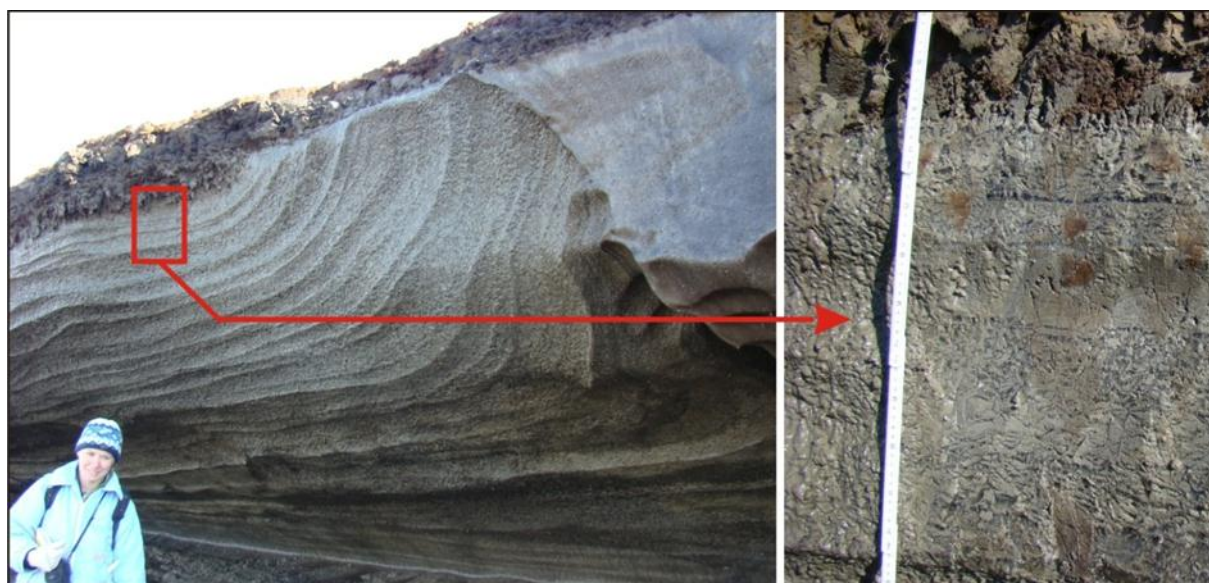


Рис. 3.5. Обнажение сильнольדיстых сингенетических отложений с поясковой криотекстурой, вмещающих повторно-жильный лед возле поселка Диксон (бухта Северо-Восточная).

Видимая мощность отложений, вмещающих ПЖЛ, составляет около десяти метров, но часть жил уходят под уровень моря и их продолжение можно проследить по узким бороздам на пляже и мелководе, что позволяет предположить бóльшую мощность отложений и ПЖЛ.

Ширина жил нижнего яруса поверху достигает 6 м. Мощность данных жил достигает 10 м и более. Лед таких ПЖЛ чистый без примесей, молочно-белого цвета. Расстояние до соседних крупных жил 8-10 м.

Ширина жил верхнего яруса по верху до 4 м. Мощность жил изменяется от 2-3 м до 7 м. Расстояние между соседними жилами меньше 4-5 м. Лёд в жилах полосчатый: субвертикальные четкие слои обусловлены разной концентрацией примесей, которые придают льду характерный желтовато-коричневый цвет. Расстояние между прослоями с примесью и чистым льдом от 0,01 до 0,6 м.

Голоценовые льды верхнего яруса (МИС 1) имеют значения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) от -21,7 до -18,7‰, отличаясь на 3-6‰ от значений изотопов кислорода жил нижнего яруса, дейтериевый эксцесс (Dexs) в среднем равен 10,9 (рис. 3.6, табл. 3.5). В жилах нижнего яруса значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют от -26,8 до -24,3‰, дейтериевый эксцесс - 9,3. Голоценовые жилы имеют значения дейтериевого эксцесса около 11, близкие к значениям в современных элементарных жилках (10-10,5) (рис. 3.6, табл. 3.5). В настоящее время в районе п. Диксон растущие ледяные ростки жил имеют более тяжелые значения изотопного состава около -14,7‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -107 ‰ для δD (Стрелецкая, Васильев, 2009) (табл. 3.5.).

Таблица 3.5

Данные содержания изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льдах различного генезиса и возраста возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная)

Год	Номер пробы	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dexs
ПЖЛ верхнего яруса (МИС 1)					
2008	08D2	0,85	-19,79	-147,7	10,6
2008	08D2	0,85	-19,84	-147,2	11,4
2008	08D4	2,4	-20,61	-153,3	11,5
2008	08D4	2,4	-20,66	-154,6	10,7
2008	08D10	2	-20,70	-153,9	11,5
2010	10D1-1	12,0	-20,52	-152,2	12,0
2010	10D1-2	13,0	-20,90	-154,2	13,0
2010	10D1-3	11,3	-19,52	-144,9	11,3

2010	10D1-4	10,5	-20,08	-150,1	10,5
2010	10D1-5	11,4	-18,69	-138,1	11,4
2010	10D1-6	12,3	-20,92	-155,1	12,3
2010	10DG1-1	9,7	-20,31	-152,7	9,7
2010	10DG1-2	9,9	-20,04	-150,4	9,9
2010	10DG1-3	10,1	-20,73	-155,8	10,1
2010	10DG1-4	10,0	-20,72	-155,8	10,0
2010	10DG1-5	10,4	-20,85	-156,4	10,4
2010	10DG1-6	10,6	-21,14	-158,5	10,6
2010	10DG1-7	10,8	-21,05	-157,7	10,8
2010	10DG1-8	10,2	-20,88	-156,9	10,2
2010	10DG1-9	10,6	-20,72	-155,2	10,6
2010	10DG1-10	9,5	-20,29	-152,8	9,5
2010	10DG1-11	10,3	-20,86	-156,6	10,3
2009	D2-09-1	2,2	-21,05	-156,4	12,0
2009	D2-09-2	1,2	-21,12	-157,7	11,3
2009	D2-09-3	2,5	-20,88	-156,5	10,5
2009	D2-09-4	2,5	-20,90	-156,3	10,9
2009	D2-09-5	1,2	-21,09	-158,8	9,9
2009	D3-09-1	2,5	-19,52	-146,8	9,4
2008	D3-08-1	1,3	-20,50	-152,9	11,1
2008	D3-08-2	1,3	-20,10	-150,4	10,9
2008	D3-08-3	1,3	-20,10	-150,7	10,9
2008	D3-08-4	2	-20,14	-151,1	10,5
2008	D3-08-5	2,1	-21,70	-160,4	10,7
2008	D3-08-6	2,3	-20,60	-152,2	10,3
2008	D3-08-7	2,7	-20,40	-153,2	10,4
2008	D3-08-8	2,9	-20,80	-155,3	11,8
2008	D3-08-9	2,3	-20,70	-160,4	10,7
2007	D2-07-3	-	-20,50	-152,9	11,1
2007	D2-07-4	-	-20,13	-150,6	10,4
2007	D2-07-5	-	-20,87	-155,2	11,8
2007	D2-07-6	-	-20,16	-150,4	10,9
2007	D2-07-12	-	-21,73	-160,9	13
2007	D2-07/10	-	-20,16	-151,2	10,1
2007	D2-07/11	-	-20,83	-155,4	11,2
2007	D2-07/7	-	-20,69	-155	10,5
2007	D2-07/8	-	-21,44	159,4	12,1
ПЖЛ нижнего яруса (МИС 2)					
2010	10DG2-1	9,0	-24,69	-188,6	9,0
2009	D1-09-1	0,5	-24,92	-189,2	10,2
2009	D1-09-2	2,8	-25,51	-193,9	10,3
2007	D1-07-9	1	-26,63	-204,3	8,8
2007	D1-07-10	1	-26,29	-201,9	8,4
2007	D1-07-11	1	-26,31	-201,4	9,1
2007	D1-07-12	1	-26,66	-204,3	8,9

2007	D1-07-13	1	-26,55	-195,1	9,3
2007	D1-07-14	2	-26,63	-204,3	8,8
2007	D1-07-15	3,5	-26,80	-205	9,4
2007	D1-07-16	5	-24,29	-184,7	9,7
сегрегационные прослои льда					
2008	08D11	2	-14,22	-108,2	5,6
2008	08D11	2	-14,24	-107,9	6,0
снежник					
2008	08D12	0	-17,79	-129,4	12,9
2008	08D12	0	-17,84	-130,2	12,6
элементарная жилка					
2008	08D8	0,3	-14,72	-107,8	10,0
2008	08D8	0,3	-14,77	-107,8	10,4

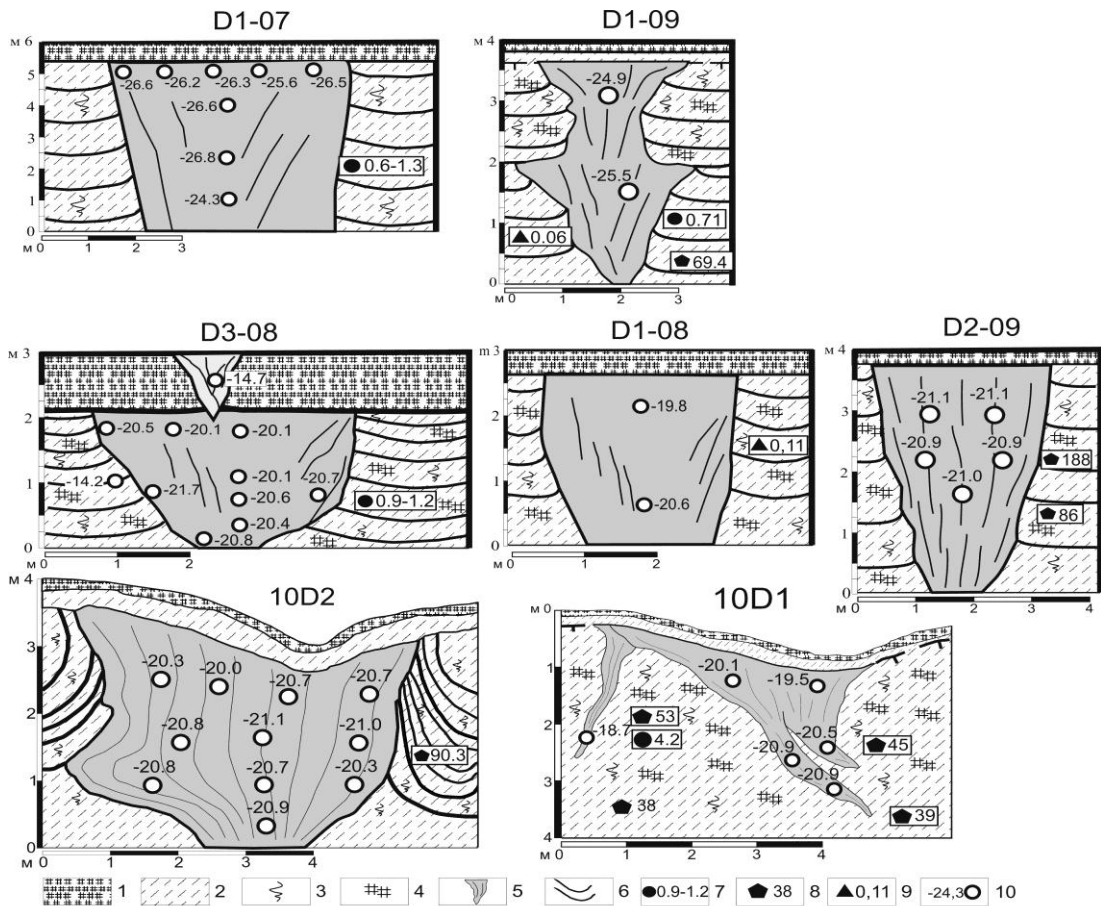


Рис. 3.6. Схема опробования на определения значений стабильных изотопов кислорода и водорода полигонально-жилковых льдов в районе п. Диксон, бухта Северо-Восточная.

Условные обозначения: 1- торф; 2-супеси пылеватые (алеврит); 3- растительные включения (детрит); 4- включения и прослои торфа; 5-сингенетический ПЖЛ; 6-сильнольדיстые прослои (пояски); 7- содержание органического углерода, %; 8-суммарная влажность отложений, %; 9- засоленность пород,%; 10-содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}O$),‰.

Минерализация жильного льда возрастает в несколько раз от 63,5 мг/л для голоценовых ПЖЛ верхнего яруса до 360,5 мг/л для верхнеплейстоценовых ПЖЛ нижнего яруса; такая же закономерность наблюдается по содержанию ионов (хлора, сульфата, гидрокарбоната, кальция, магния) (табл. 3.6).

Таблица 3.6

Химический состав и минерализация сингенетических полигонально-жильных льдов возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная)

Номер пробы	Глубина отбора, м	катионы, эквив. %					анионы, эквив. %			минерализация, г/л	pH
		K	Na	Mg	Ca	Sr	Cl	SO ₄	HCO ₃		
ПЖЛ верхнего яруса											
08D1	0,85	3	50,4	5	41,7	-	64,8	7,8	27,4	0,06	5,9
08D3	2,4	0,6	14,6	25	59,8	-	21,1	5,1	73,8	0,36	7,4
08D7	0,3	3,8	60	20	16,2	-	65,2	9,5	25,3	0,08	5,45
D-2-09	2,5	75,1		13,4	11,5	-	85,47	1,25	13,3	0,026	6,9
D-3-09	2,5	50,07		27,5	22,3	-	79,32	3,35	17,3	0,047	6,8
10Dgh1	2,5	2	48,2	25,5	20,2	4,2	62,5	6,1	31,4	0,044	
10Dgh2	2,5	6,8	30,3	32,1	29,5	1,3	59,7	3,8	36,6	0,047	
10Dgh3	3,1	1,3	59,5	23,6	14,1	1,5	77,8	4,7	17,5	0,037	
ПЖЛ нижнего яруса											
08D9	2	3,2	39,5	6,8	50,5	-	50,2	7,8	42,1	0,06	6,3
D-1-09-1	2,5	20,45		26,3	53,3	-	19,3	6,83	73,8	0,047	7,9
D-1-09-2	2,8	35,8		22,1	42,1	-	25,4	10,4	64,2	0,05	6,6

В ПЖЛ верхнего яруса среди анионов преобладает Cl⁻, его количество в несколько раз превышает количество Cl⁻ в нижнем ярусе (табл. 3.6.). Это свидетельствует об участии аэрозолей морских вод в формировании ледяных жил голоценового возраста.

Анализ микрокомпонентного состава расплавов ПЖЛ показал, что жилы отличаются повышенным содержанием Mo и U, что обусловлено выщелачиванием коренных пород на водоразделах тальными водами, относительным ростом концентраций Al, Si, K, Ti, Co, Ni, Sr, Ba, редкоземельных элементов и снижением – Zn, Br, I (табл. 3.7.) (Опокина и др., 2014).

Микрокомпонентный состав расплавов полигонально-жильных льдов возле п. Диксон (бухта Северо-Восточная), мкг/л* (по Опокина и др., 2014)

Хим. элемент	Содержание, мкг/л		Хим. элемент	Содержание, мкг/л		Хим. элемент	Содержание, мкг/л	
	верхний ярус ПЖЛ; D1-09-1, гл. 1 м	нижний ярус ПЖЛ; D1-09-2, гл. 2,6 м		верхний ярус ПЖЛ; D1-09-1, гл. 1 м	нижний ярус ПЖЛ; D1-09-2, гл. 2,6 м		нижний ярус ПЖЛ; D1-09-1, гл. 1 м	нижний ярус ПЖЛ; D1-09-2, гл. 2,6 м
B	3,1	5,6	Mn	45	40	Mo	0,14	37
Al	19	11	Fe	56	42	Cd	0,09	0,28
Si	140	210	Zn	0,72	<0,19	Sn	0,035	0,046
K	350	740	As	0,15	0,79	I	0,87	1,7
Ti	0,81	0,42	Br	5,3	15	Ba	2,8	5,1
Cr	<0,063	0,085	Sr	18	20	La	0,026	0,058
Ce	0,051	0,14	W	0,0037	0,24	Hf	0,0033	0,0056
U	0,13	0,084						

* Анализы выполнены в Лимнологическом институте СО РАН, Иркутск.

3.3. Разрез отложений ЛК в бухте Южная

В 2-3 км к югу от поселка Диксон (рис. 3.7) в термоабразионном обрыве бухты Южной высотой 8-12 м обнажаются отложения, вмещающие повторно-жильные льды (рис. 3.8). Отложения абсолютно аналогичны описываемым выше из берегового обнажения бухты Северо-Восточной.

По данным гранулометрического анализа отложения берегового обрыва бухты Южной состоят из частиц преимущественно пылевой фракции. По классификации В.В. Охотина это супеси пылеватые (табл. 3.8).

Отложение сильнольdistые. Суммарная влажность (льdistость) составляет около 75% (рис. 3.9). Криотекстура отложений сложно-поясковая, между поясками - микрошлировая частослоистая, местами массивная. Пояски толщиной от 0,5 до 1,5 см через 1-8 см. В отложениях наблюдаются включения пятен органики диаметром до 5 мм. Гранулометрический состав отложений представлен в таблице 3.8.

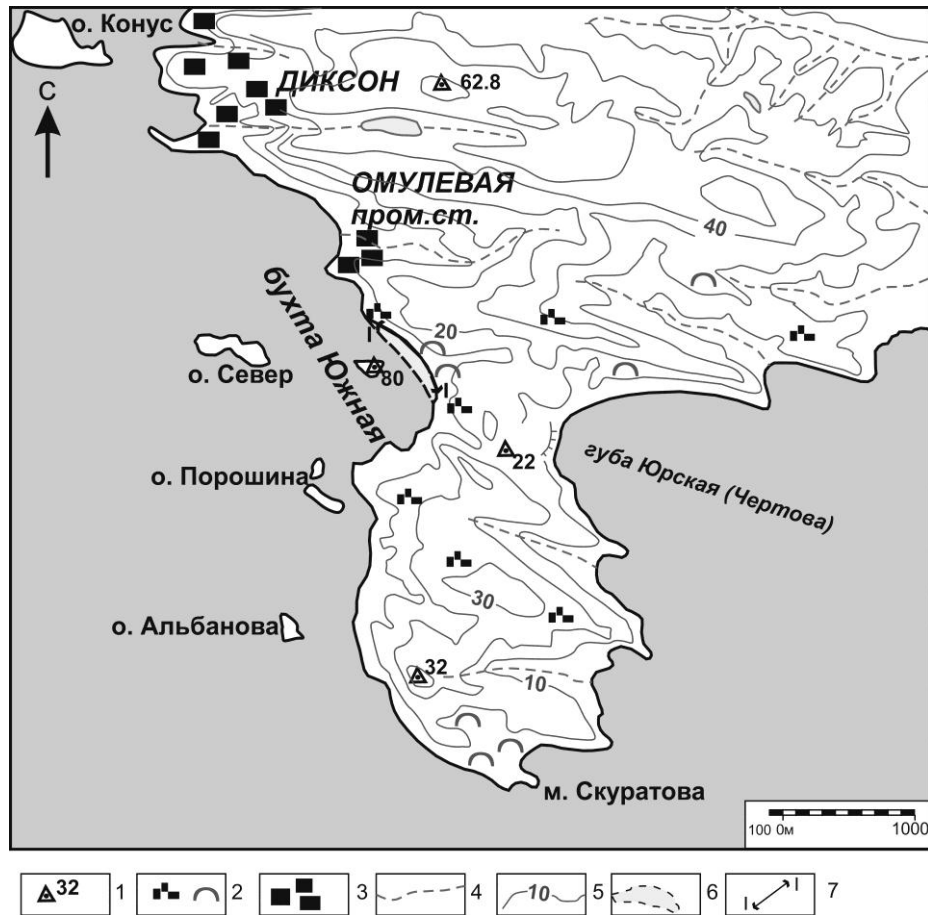


Рис. 3.7. Карта-схема местоположение опорного разреза берегового обрыва возле поселка Диксон (район бухты Южная).

Условные обозначения: 1 - высотные отметки; 2 - каменные развалы, бугры; 3 - строения; 4 - гидросеть; 5 - горизонталы поверхности; 6 - современное положение берега моря; 7 - линия разреза.

Таблица 3.8

Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза возле поселка Диксон (бухта Южная)

Номер пробы	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
10D4-2	1,9	13,5	85,2	1,2	Супесь пылеватая тяжелая
10D4-1	1,6	8,2	87,5	4,3	Супесь пылеватая легкая

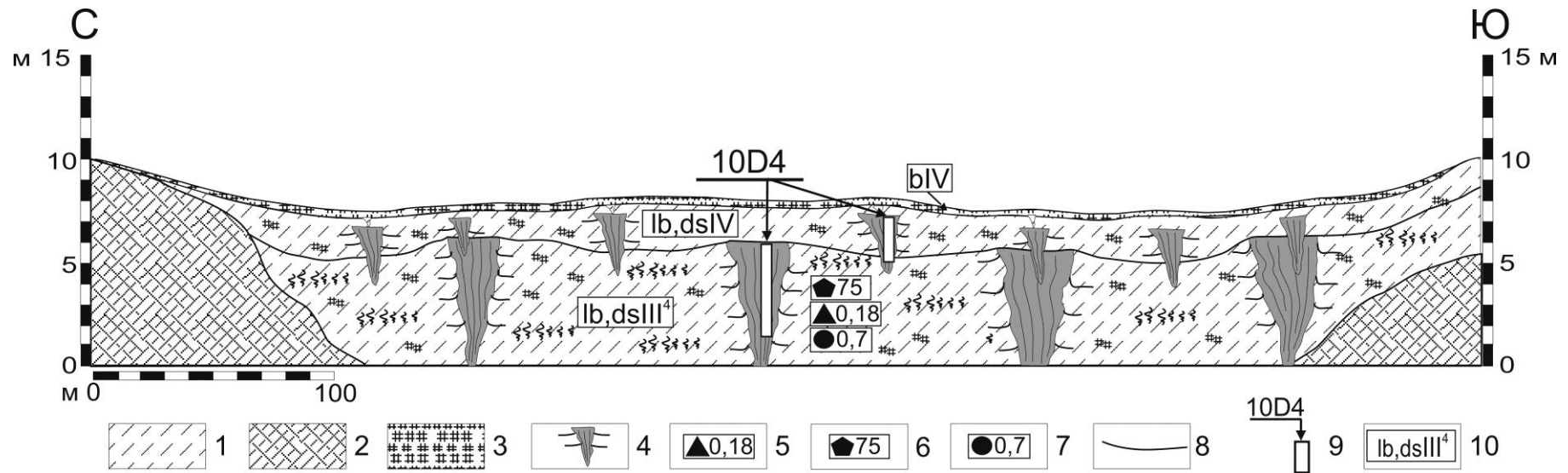


Рис. 3.8. Схема строения и опробования берегового обнажения возле поселка Диксон (бухта Южная).

Размер и положение повторно-жильных льдов вне масштаба.

Условные обозначения: 1- алеврит с включениями органического материала; 2-коренные породы основного состава пермского возраста; 3 – торф; 4- сингенетические ПЖЛ; 5- засоленность пород, %; 6- суммарная весовая влажность,%; 7- содержание органического углерода, %; 8- границы геологические; 9-номер обнажения и место отбора проб на изотопный состав ПЖ; 10- геолого-генетический индекс отложений.

Таблица 3.9

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях опорного разреза возле п. Диксон (бухта Южная)

Номер образца	Глубина отбора, м	Наименование по классификации В.В. Охотина	Сорг., %
10D4-2	1,9	Супесь пылеватая тяжелая	0,7
10D4-1	1,6	Супесь пылеватая легкая	0,67

Содержание органического углерода составляет около 0,7% (табл. 3.9).

По данным химического анализа отложения засолены ($D_{sal} = 0,7\%$), состав солей изменяется: в верхней части обнажения (до глубины 1,7-1,9 м) преобладают ионы хлора и кальция (натрия); книзу состав меняется до преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого (табл. 3.10). Это указывает на различное положение берега моря (удаленность от места накопления осадков). Также как и в бухте Северо-Восточная, верхняя часть обнажения формировалась при относительно близком положении моря, что отразилось в солевом составе отложений.

Таблица 3.10

Состав и содержание водорастворимых солей в отложениях разреза возле п. Диксон (бухта Южная)

Номер пробы	Глубина, м	Ккатионы, эквив. %				Анионы, эквив. %			Dsal	pH
		K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
10D4-2	1,9	2,7	32,5	15,3	49,6	80,8	18,9	0,3	0,177	7,82
10D4-1	1,6	3,7	38,2	12,1	46	65,6	13,4	21	0,168	7,6

В обнажении выделяются повторно-жильные льды двух генераций. Мощность крупных жил нижней генерации составляет около 15 м, верхней генерации (более молодых) 3-4 м. Расстояния между жилами верхней генерации составляет 12-15 м. Данные жильные льды начинаются сразу под слоем сезонного оттаивания.

Расстояние между крупными жилами нижней генерации составляет до 20 м. Полигоны верхней генерации хорошо читаются на поверхности.

Лед крупных жил имеет мутноватый молочно-белый цвет, с большим количеством вытянутых пузырьков воздуха, вертикальными затеками супесей серого и бурого цвета. Лед жил молодой генерации прозрачный, плотный с вертикально ориентированными пузырьками воздуха и вертикальными затеками супеси.

Видимая мощность отложений, вмещающих ПЖЛ, составляет 8-9 м, но жилы крупной генерации уходят под уровень моря, что позволяет предположить большую мощность отложений и льдов. ПЖЛ нижнего яруса пресные, их минерализация не превышает 0,1 г/л (табл.3.11).

Таблица 3.11

Химический состав и минерализация сингенетических полигонально-жильных льдов возле п. Диксон (бухта Южная)

Номер пробы	Глубина отбора, м	Катионы, эквив. %					Анионы, эквив. %			Минерализация, г/л
		K	Na	Mg	Ca	Sr	Cl	SO ₄	HCO ₃	
10D4-3	1	1,1	17,2	29,5	51,6	0,5	8,3	19,7	71,9	0,09
10D4-1	1,6	1,2	15,4	38,8	44,2	0,5	25,4	12,1	62,5	0,092

Результаты анализа изотопного состава повторно-жильных льдов в бухте Южная представлены в таблице 3.12.

Таблица 3.12

Содержания изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) в ПЖЛ разного возраста возле п. Диксон (бухта Южная)

Номер пробы	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dexs
ПЖЛ верхнего яруса (МИС 1)				
10D4-8	7,3	-20,3	-155,1	7,3
ПЖЛ нижнего яруса (МИС 2)				
10D4-1	7	-23,23	-178,9	7
10D4-2	7,3	-23,64	-181,8	7,3
10D4-3	7,2	-23,61	-181,6	7,2
10D4-4	8,8	-23,88	-182,2	8,8
10D4-5	8,8	-26,64	-204,3	8,8
10D4-6	8,3	-22,93	-175,1	8,3
10D4-7	8	-23,46	-179,7	8

Анализ значений изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) ПЖЛ показывает изменения значений в диапазоне от -26,6 ‰ до -20,9 ‰ оставаясь примерно одинаковыми внутри одной жилы. ПЖЛ верхнего яруса имеют изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) около -20‰. Содержание изотопа кислорода ПЖЛ нижнего яруса на 3-6‰ легче и меняется от -23,2‰ до -26,6‰.

3.4. Геолого-палеогеографическая интерпретация

В обнажениях возле поселка Диксон (бухта Северо-Восточная, бухта Южная) прослеживается два геолого-генетических горизонта (пачки, яруса). На основе геологического строения и имеющихся радиоуглеродных датировок можно утверждать, что накопление верхней толщи отложений началось около 10 тыс. лет назад, т.е. отложения верхнего геолого-генетического горизонта имеют голоценовый возраст (МИС 1) и формально не относятся к ледовому комплексу, имея при этом большое сходство с ним. Основываясь на разнице в составе отложений нижнего и верхнего комплекса, а также на отличия в составе сингенетических ПЖЛ (в частности, разница в значениях изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и разнице в химическом составе), отложения, вмещающие нижней комплекс ПЖЛ, имеют позднеплейстоценовый сартанский (МИС 2) возраст.

Состав отложений в разновозрастных горизонтах практически идентичный - пылеватый, содержащий обломки первичных пород. Это говорит о важной роли криогенного выветривания как источника (механизма) мобилизации материала при образовании ЛК и схожих генетических условиях накопления. Однако, отложения, вмещающие разные генерации жил, различаются по содержанию и количеству органического материала. Это указывает на то, что климатические условия при накоплении верхнего (голоценового) горизонта были заметно мягче.

Содержание $\delta^{18}\text{O}$ во льду сингенетических жил в районе п. Диксон различается в среднем на 4-5‰, тогда как в пределах одной жилы вариации незначительны. Например, в лишенном примесей молочно-белом льду крупной жилы (D1-07) диапазон изменений $\delta^{18}\text{O}$ составляет от -26,8‰ до -24,3‰, здесь же

отмечается незначительное облегчение изотопного состава льда по глубине и от центра к краям, отражающее климатические изменения в процессе формирования льда, смену холодных условий на более теплые. Это следует из существующих представлений о росте ПЖЛ, когда возраст льда увеличивается в направлении от оси жилы к ее боковым границам. Близкие диапазоны изменений $\delta^{18}\text{O}$ и последовательное облегчение изотопного состава от центральной части жилы к периферии также характерны для позднеплейстоценовых (МИС 2) жил мыса Саблера (Деревягин и др., 1999).

Таблица 3.13

Обобщенные изотопные характеристики подземных льдов и современного снежника (возле п. Диксон)

Тип льда кол-во проб	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$			$\delta\text{D}(\text{‰})$			Dex		
	Макс	Мин	Сред	Макс	Мин	Сред	Макс	Мин	Сред
ПЖЛ нижнего яруса (11)*	-24,2	-28,8	-25,9	-184,7	-205,0	-185,5	10,3	8,4	9,3
ПЖЛ верхнего яруса (46)	-18,6	-21,7	-20,5	-138,1	-160,9	-197,5	13,0	9,3	10,9
Элементарная жилка			-14,7			-107,8			10,2
Сегрегационный лед			-14,2			-108,0			5,8
Снежник			-19,8			-130,3			10,5

* в скобках приведено количество образцов.

Позиция природных льдов в районе Диксона на диаграмме $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ показана на рис. 3.9. Как следует из рисунка, все природные льды, кроме сегрегационных, расположены на линии метеорных вод, что подтверждает отсутствие фракционирования изотопного состава в снежниках, элементарных жилках, в начале образования повторно-жильных льдов и в развитых ПЖЛ. То есть, исходный изотопный состав атмосферных осадков фиксируется без заметных изменений в повторно-жильных льдах. Сегрегационный лед при своем формировании утрачивает исходный изотопный состав.

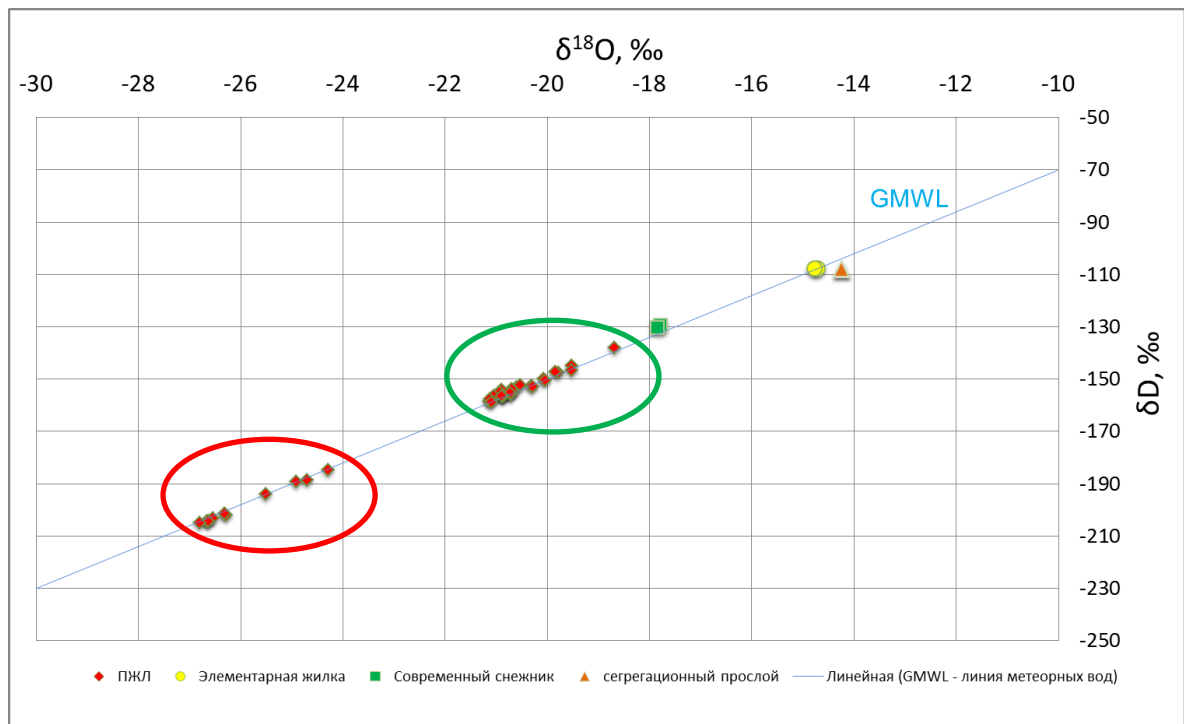


Рис. 3.9. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ - δD изотопного состава льдов различного происхождения возле п. Диксон (красным овалом показаны позднелепистоценовые (МИС 2) ПЖЛ, зелеными – голоценовые (МИС 1) ПЖЛ, желтый кружок-элементарная жилка, зеленый квадрат – снежник красный треугольник – сегрегационный лед).

Средняя температура января при формировании нижнего комплекса, оцениваемая по формуле Ю.К. Васильчука (1992), составляла около $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$; при формировании верхнего комплекса $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сейчас средняя январская температура на Диксоне составляет $-28,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Карбонатно-кальциевый состав ПЖЛ нижнего яруса, в отличие от хлоридно-натриевого в жилах верхнего яруса, указывает на то, что формирование жил нижнего яруса происходило на большом удалении от берега Карского моря. Это подтверждает данные о крупной позднелепистоценовой (сартанской) регрессии моря. Считается, что в то время русло Енисея продвинулось к северу более чем на 300 км (Stein et al., 2002).

Льды мощностью 10-12 м начали формироваться в позднем неоплейстоцене (МИС 2) и занимали часть осушающегося шельфа близ северо-западного Таймыра. Отложения, вмещающие мощные сингенетические ПЖЛ, формировались в холодных аридных условиях сартанского времени, что

позволяет отнести его к отложениям специфического геолого-генетического типа ледового комплекса.

Отложения, вмещающие нижний комплекс ПЖЛ, являются одновозрастными маломощной мореной последнего оледенения на Таймыре. Это подтверждает ограниченный характер сартанского оледенения на Таймыре. Верхнеплейстоценовые ПЖЛ нижнего яруса в голоценовый оптимум частично деградировали, образовывались термокарстовые котловины, шла активная эрозия по вытаявающим льдам.

Голоценовое похолодание около 5-4 тыс. лет назад привело к морозобойному растрескиванию, формированию жил верхнего яруса, при этом льды частично надстраивают реликтовые позднеплейстоценовые жилы. Формируются сильнольдистые сингенетические отложения с ПЖЛ, которые залегают плащеобразно, вблизи водоразделов, на склонах, заполняют древние термокарстовые цирки по пластовым льдам и озерные термокарстовые котловины.

То, что близко расположенные жилы различаются по изотопному составу, можно объяснить проникновением голоценовых вод в верхнюю часть частично оттаявших древних жил в конце сартанского начале голоценового времени, когда климат стал меняться (Коняхин, 1996). Ю.К. Васильчук (2006) объясняет такие резкие изменения изотопного состава в жильных льдах циклично-пульсирующим механизмом их роста.

Подытоживая результаты изучения специфических разрезов позднеплейстоценовых и голоценовых отложений в районе пос. Диксон и их палеогеографическую интерпретацию, можно сделать некоторые выводы:

- позднеплейстоценовые отложения, безусловно, относятся к типичному ледовому комплексу. На это указывают монодисперсный монотонный состав пылеватой размерности, наличие мощных сингенетических ледяных жил, исключительно высокая льдистость отложений, характерная микро-

линзовидно слоистая криотекстура и ледяные пояски, отсутствие седиментационной слоистости;

- мощность отложений ледового комплекса на Западном Таймыре существенно меньше, чем в Якутии и на Чукотке, она ненамного превышает 10 м;
- ледовый комплекс Западного Таймыра формировался только в сартанское время и имеет возраст не старше 20 и до 10 тыс. лет;
- формирование отложений ледового комплекса происходило в условиях близкого переноса, поэтому в отложениях содержатся обломки не полностью разрушенных местных базальтовых пород. В образовании ледового комплекса большая роль принадлежит склоновым процессам;
- по изотопным данным образование ледового комплекса проходило в суровых аридных условиях при январских температурах около -40°C .

Сказанное позволяет сформулировать первое защищаемое положение: **Ледовый комплекс (ЛК) Западного Таймыра представляет собой естественную границу распространения ЛК в силу того, что нигде к западу от него в позднем неоплейстоцене – голоцене не существовало геологических и климатических условий для образования отложений ЛК.** Нигде к западу от Таймыра на побережье и шельфе Карского моря не соблюдались условия, способствующие образованию ЛК – отсутствовали коренные источники образования материала, либо склоновые процессы не формировали сравнительно мощных толщ, либо климатические условия были менее суровыми. Вообще, преимущественно морская история развития севера Западной Сибири в позднем неоплейстоцене не создавала условий и предпосылок для формирования отложений ледового комплекса на побережье и шельфе Карского моря, за исключением Северо-Запада Таймыра.

4. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

4.1. Исходные предпосылки

Данные изотопного состава расплавов подземных льдов (главным образом, сингенетических полигонально–жильных льдов (ПЖЛ)) используются для интерпретации палеогеографических (палеоклиматических) условий (Васильчук, 1992; Maskay, 1983; Meyer et al., 2002a,b; Opel et al., 2011; Popp et al., 2006; Meyer et al., 2010a,b; Nikolayev & Mikhalev, 1995 и др.).

Основой таких интерпретаций является связь изотопного состава атмосферных осадков (снега и дождя) с температурой воздуха (Dansgaard, 1964; Michel, 1982; Rozanski et al., 1993 и др.).

Формирование ПЖЛ происходит за счет попадания снега и талой воды из слоя сезонного оттаивания в морозобойные трещины. Предполагается, что попавшие в трещины атмосферные осадки полностью, либо с незначительными изменениями сохраняют исходный изотопный состав, который характеризует температурные условия образования осадков в атмосфере. Другими словами, полигонально-жильные льды несут «изотопный сигнал», на основании которого есть возможность восстановить температуру воздуха времени формирования атмосферных осадков.

Первые оценки зимних температур воздуха на основании изотопного состава ПЖЛ были выполнены Ю.К. Васильчуком (1992). Им выявлены и использованы для расчетов простые линейные зависимости средней январской и средней зимней температуры воздуха от содержания изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льду ПЖЛ. В настоящее время (в том числе автором) получены многочисленные новые данные по содержанию $\delta^{18}\text{O}$ и δD из ПЖЛ. Проведены исследования в новых географических регионах – на Западном Ямале, Западном Таймыре, полуострове Гыдан, островах Карского моря и др. С учетом новой информации и литературных данных за последние годы, есть возможность

уточнить предложенные Ю.К. Васильчуком зависимости применительно ко всему региону Российской Арктики.

Изменение изотопного состава во льду изучено недостаточно. Литература по содержанию изотопного состава во льду относится в основном к ледниковым объектам (Fisher et al., 1983; Petit et al., 1999; Opel et al., 2009). В процессе накопления снежного покрова может происходить фракционирование изотопов кислорода за счет испарения снега и потери при этом легких изотопов (Friedman et al., 1991; Sokratov, Golubev, 2009; Johnsen et al., 2000; Lacelle, 2011). Еще одним процессом, изменяющим изотопный состав ПЖЛ, является смешивание снега и талой воды в весенний период при попадании воды в морозобойные трещины. Совершенно не изучена проблема изменения изотопного состава во льду в уже сформировавшихся ПЖЛ. В процессе формирования, полигонально-жильные льды претерпевают влияние различных температур и давлений, что может влиять на их исходный изотопный состав.

В литературе, посвященной анализу изотопного состава ледников, несмотря на многочисленные обсуждения проблемы, априори полагается, что изотопный состав глетчерного льда не меняется во времени. Это является основанием палеорекоkonструкций климата по изотопному составу ледников. Мы также исходим в целом из неизменности исходного содержания изотопов кислорода и дейтерия ПЖЛ в течение всего времени формирования, считая процессы изменения изотопного содержания незначительными.

На основе фактического материала необходимо было выявить связи изотопного состава атмосферных осадков с температурой воздуха, оценить стабильность этих связей во времени и найти связь изотопного состава ПЖЛ с климатическими характеристиками.

Для оценки корреляционных связей изотопного состава атмосферных осадков с температурой воздуха использованы данные Л.Н. Крицук по изотопному составу снега и дождя, осредненные по месяцам (Крицук, Поляков, 2005) для района метеостанции Марре-Сале на Западном Ямале в 1982-2004 гг. и

такие же собственные данные за 2012-2013 гг. Собраны атмосферные осадки отдельно для каждого месяца. Важно, что осадки отбирались в разные годы, отличающиеся по климатическим параметрам. Это позволяет оценить, меняется ли соотношение изотопного состава осадков и температуры воздуха на фоне меняющегося климата

Мы располагаем среднесуточными и среднемесячными температурами воздуха в сроки отбора, поэтому можно не только выявить соответствие температуры воздуха и изотопного состава для конкретного региона, но и проследить устойчивость этой корреляционной связи во времени. Ход среднегодовой, средней летней (июнь - сентябрь), январской и средней температуры холодного периода (октябрь - май), а также периоды отбора атмосферных осадков приведены на рисунке 4.1.

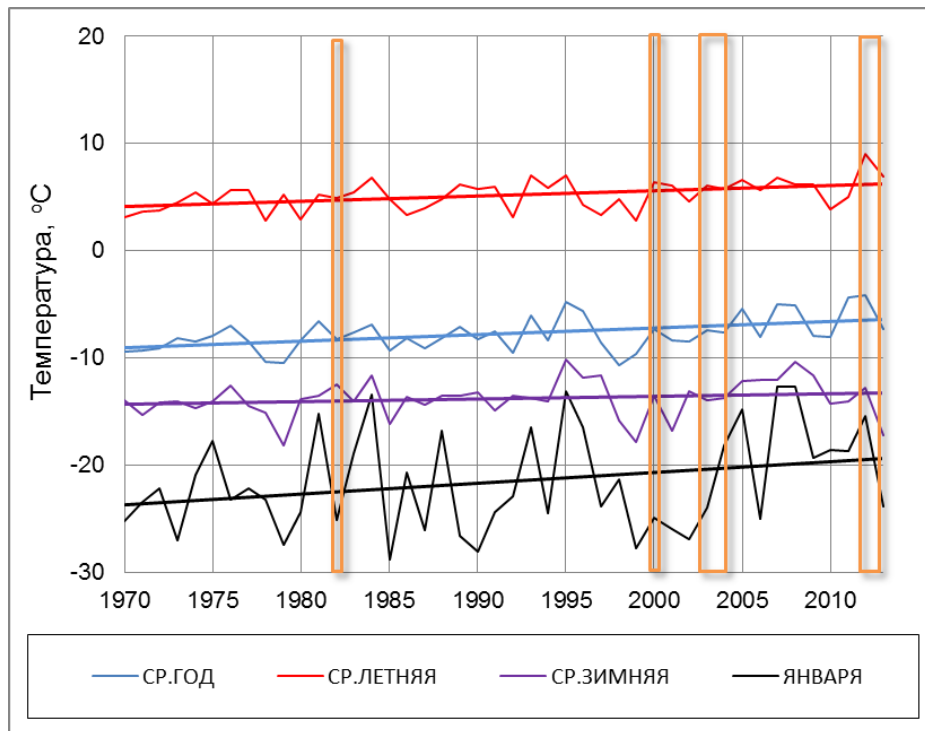


Рис. 4.1. Характеристики климата в Марре-Сале (Западный Ямал) и периоды отбора атмосферных осадков для выявления корреляции между изотопным составом и среднемесячными температурами воздуха.

Как следует из рисунка, отбор проб на изотопный состав охватывает более чем 30-летний период и выполнен в разных климатических условиях на фоне положительного тренда показателей температуры.

Данные об изотопном составе осадков для метеостанции Марре-Сале, и среднемесячной температуры отбирившихся в 1982, 2000 и 2003-2004 гг. (Крицук, Поляков, 2005) и за 2012-2013 гг., приведены в таблице 4.1.

Таблица 4.1

Содержание изотопа $\delta^{18}\text{O}$ в воде месячной суммы осадков и среднемесячная температура за соответствующий период по метеостанции Марре-Сале.

Месяц и год отбора	Тип осадков	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Температура воздуха (ср. мес.), °C
Январь 1982	снег	-24,1	-25,1
Февраль 1982	снег	-23,3	-22,4
Март 1982	снег	-22,3	-22,5
Апрель 1982	снег	-15,2	-9,8
Май 1982	снег+дождь	-13,3	-3,6
Июнь 1982	дождь	-8,5	1,9
Сентябрь 2000	дождь	-12,5	3,4
Сентябрь 2003	дождь	-11,7	4,9
Октябрь 2003	снег	-16,7	-5,7
Ноябрь 2003	снег	-13,4	-10,3
Декабрь 2003	снег	-19,5	-15,3
Январь 2004	снег	-23	-18,2
Февраль 2004	снег	-21,4	-20,9
Март 2004	снег	-18,9	-20,4
Апрель 2004	снег	-18,7	-17,9
Сентябрь 2012	дождь	-11,6	5,8
Ноябрь 2012	снег	-15,3	-9,3
Декабрь 2012	снег	-17,1	-14
Январь 2013	снег	-20,4	-23,9
Февраль 2013	снег	-20,3	-15,2
Март 2013	снег	-22,9	-26,5
Апрель 2013	снег	-17,9	-8,5
Май 2013	снег	-16,5	-3,8
Июнь 2013	дождь	-9,3	2

На рисунке 4.2. представлено соотношение $t_{\text{ср. мес.}}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Как следует из рисунка, эти величины характеризуются высоким уровнем корреляции. Радиус корреляции составляет 0,84. Фактически можно говорить о функциональной связи

сравниваемых показателей. Уравнение регрессии имеет вид:

$$t_{\text{ср. мес.}} = 1,97\delta^{18}\text{O} + 22,31\text{‰}.$$

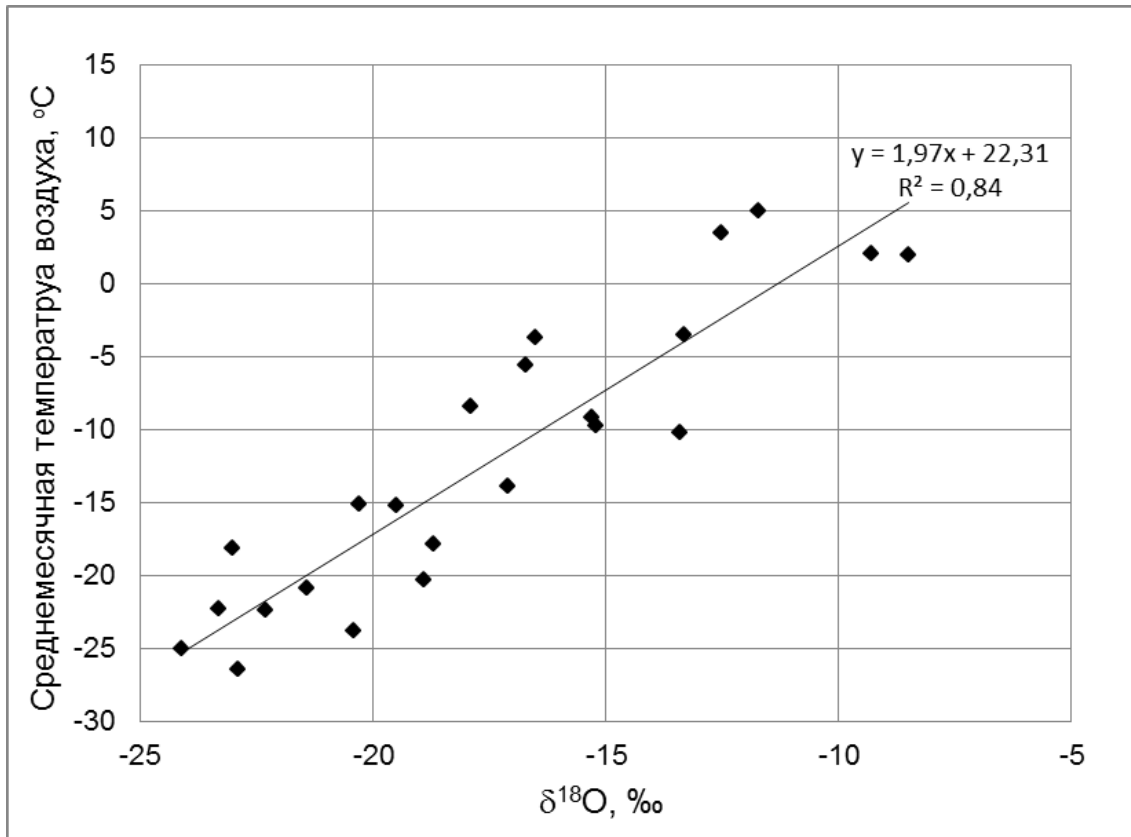


Рис. 4.2. Корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и среднемесячными температурами воздуха, Марре-Сале (Западный Ямал).

Таким образом, подтверждена тесная связь изотопного состава атмосферных осадков и средней месячной температуры воздуха для западного сектора Российской Арктики в регионе Карского моря, предложено уравнение регрессии. Несомненно, такая же связь присутствует и для других арктических регионов. Поскольку период отбора проб в Марре-Сале охватывает более 30 лет, можно утверждать, что соотношение температур воздуха и изотопного состава атмосферных осадков характеризуется стабильностью во времени, по крайней мере, в масштабе нескольких десятилетий, в т.ч. при меняющемся климате. Это важно при оценке связи изотопного состава современных элементарных ледяных жилков в формирующихся ПЖЛ и температур воздуха.

4.2. Опробование подземных льдов

Отбор проб для изучения изотопного состава в подземных льдах различного генезиса проводился на всех ключевых участках в процессе полевых работ. Для палеоклиматических реконструкций крайне важно иметь статистически достоверные данные по изотопному составу подземных льдов. Описание геологического, криолитологического строения, конкретные данные по содержанию изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD в расплавах льда приведены в главе 2. Особенности строения этих разрезов частично представлены в статьях (Стрелецкая и др., 2007, 2012, 2013; Стрелецкая, Васильев, 2009; Облогов и др., 2012).

Отбор проб подземных льдов на анализ содержания стабильных изотопов кислорода и водорода проводился при помощи ледового бура диаметром 15 мм, что позволило отбирать точечные пробы объемом 60 мм³.

Из полигонально-жильных льдов пробы отбирались по вертикальным и горизонтальным профилям, что обеспечивало получение данных содержания изотопного состава во всем временном диапазоне жизни жилы. В среднем из одной жилы отбиралось 15-20 образцов. В качестве примера схема отбора проб на изотопный состав ПЖЛ приведена на рисунке 4.3. При отборе проб обеспечивалось условие «чистоты проб». Поверхностный слой льда, подверженный загрязнению, удалялся на глубину 3-5 см. Образцы льда герметично упаковывались в ZIP-пакеты без остатка воздуха. После оттаивания, вода из пакетов помещалась в герметично закрываемые пробирки без пузырьков воздуха. Номера упакованных проб заносились в ведомость образцов и отправлялись в лабораторию.

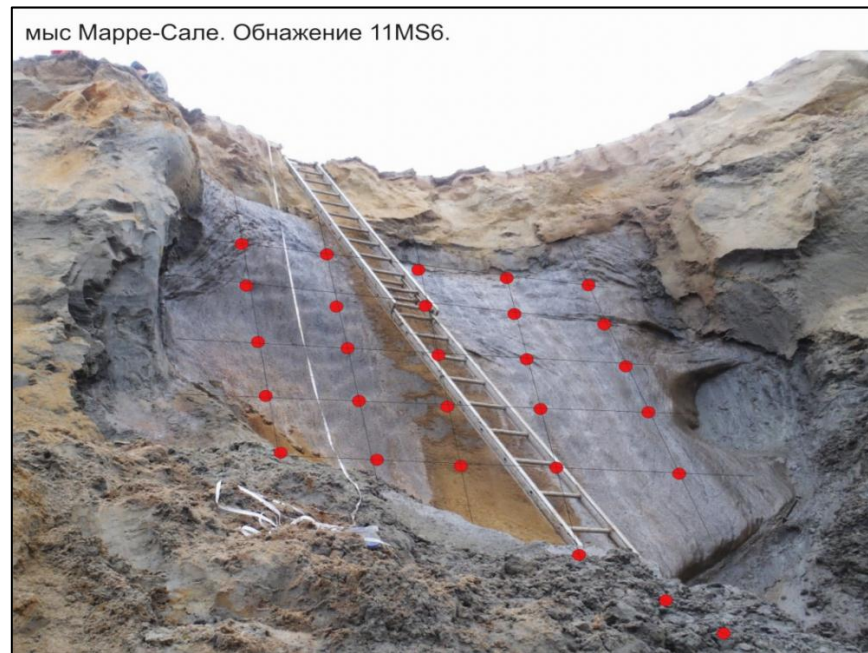


Рис. 4.3. Схема отбора проб полигонально-жильного льда на анализ содержания стабильных изотопов кислорода и водорода (Марре-Сале, Западный Ямал)

Содержание стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) определялись доктором Ханно Майером (Dr. Hanno Meyer) в изотопной лаборатории Института полярных и морских исследований в Потсдаме (Германия). Ошибка определения $\delta^{18}\text{O}$ составляет 0,1 ‰, δD – 0,8 ‰ (Voerboom et al., 2013). Данные изотопного состава выражены в промилле (‰) по отношению к стандарту океанической воды (SMOW).

Отбор проб подземного льда на изотопный анализ сопровождался подробным геологическим (криолитологическим) описанием вмещающих отложений. Из вмещающих отложений, по возможности, отбирались пробы на определение абсолютного возраста. Датирование отложений было выполнено с помощью радиоуглеродного метода (по стабильному изотопу ^{14}C), либо OSL методом.

Обязательная интерпретация криолитологического разреза в каждом обнажении обеспечила понимание общей схемы строения разреза и позволила привязать отдельно взятые ПЖЛ к стратиграфической схеме. Для анализа закономерностей распределения изотопного содержания по времени,

использовались данные изотопного состава только сингенетических (одновозрастных с вмещающими отложениями) повторно-жильных льдов, которые были обеспечены более или менее достоверными оценками геологического возраста вмещающих отложений.

Данные изотопного состава сингенетических ПЖЛ наносились на диаграмму $\delta D - \delta^{18}O$ для сравнения их с глобальной линией метеорных вод (GMWL). Линия GMWL описывается уравнением регрессии:

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10;$$

где $a=8$ – угловой коэффициент; $b=10$ (‰) – свободный член.

Отклонение точек от глобальной линии метеорных вод оценивается по величине избытка дейтерия (дейтериевый эксцесс, Dexc).

При анализе изотопных данные сингенетических ПЖЛ, точки, отклоняющиеся от линии метеорных вод, были исключены из рассмотрения.

Для примера в таблице 4.2 и на рисунке 4.4 приведены данные изотопного анализа сингенетического повторно-жильного льда возле п/с Марре-Сале (Западный Ямал), расчет минимальных, максимальных, средних значений и средних квадратичных отклонений.

Таблица 4.2

Данные изотопного анализа сингенетических ПЖЛ возле п/с Марре-Сале (Западный Ямал) и расчет статистических показателей

Фактические данные анализа (отобрано 23 пробы)			
Глубина отбора пробы	$\delta^{18}O$, ‰	δD , ‰	Dexc , ‰
0,1	-24,00	-184,9	7,1
0,1	-24,70	-189,4	8,2
0,1	-24,25	-186,5	7,5
0,1	-23,18	-177,6	7,8
0,9	-24,63	-189,3	7,7
0,9	-23,13	-178,2	6,8
0,9	-24,01	-184,1	8,0
0,9	-24,70	-189,4	8,2
0,9	-23,05	-177,9	6,5
1,3	-24,63	-189,1	7,9

1,3	-23,99	-182,9	9,0
1,3	-23,75	-182,2	7,8
1,3	-23,80	-182,5	7,9
1,3	-23,41	-179,4	7,9
1,9	-23,71	-181,0	8,7
1,9	-23,75	-181,0	9,0
1,9	-22,79	-174,3	8,0
2,6	-23,85	-181,5	9,3
2,7	-23,79	-182,0	8,3
2,6	-23,25	-177,2	8,8
3,4	-22,10	-168,2	8,6
3,5	-22,52	-170,0	10,2
3,9	-22,57	-170,6	10,0
Статистики			
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Дехс , ‰
минимальное	-24,7	-189,4	6,5
максимальное	-22,1	-168,2	10,16
среднее	-23,6	-180,8	8,2
средн. квадрат. отклонение	0,73	6,11	0,89

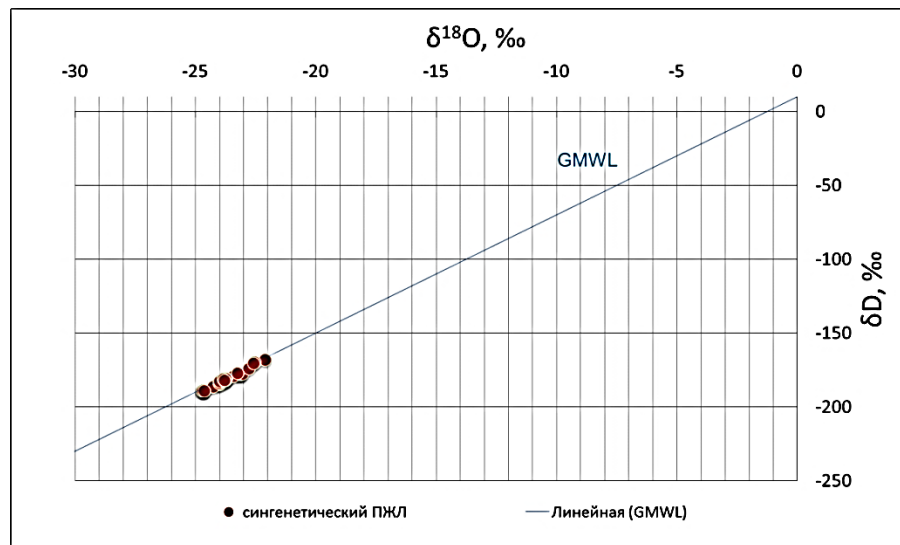


Рис. 4.4. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ - δD изотопного состава сингенетического полигонально-жильного льда возле п/с Марре-Сале (GMWL – глобальная линия метеорных вод).

В процессе полевых работ были опробованы и эпигенетические ПЖЛ, но они не могут быть использованы для палеогеографических реконструкций, так как почти никогда невозможно точно определить возраст их формирования и

невозможно соотнести реконструированную температуру воздуха к определенному геологическому интервалу времени.

4.3. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Российской Арктики

Были обработаны собственные данные по изотопному составу ПЖЛ, собраны и обобщены все доступные литературные данные об изотопном составе ПЖЛ Российской Арктики. Географический охват и представительность данных оказались различными – для некоторых регионов имеются лишь данные по единичным пробам, для других регионов данных достаточно для статистического анализа. Нередко авторы публикаций не указывают точное количество отобранных проб.

Для сопоставления возрастных границ стратиграфических схем разных районов Российской Арктики использован принцип возрастного деления неоплейстоцена–голоцена в соответствии с морскими изотопными стадиями (МИС) (Bassinot et al., 1994). В таблице 4.3 и на рисунке 4.5 приведены данные о географическом положении мест опробования и значения $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ разного возраста. На рисунке 4.5 номера мест соответствуют указанным в первой колонке таблице 4.3.

Таблица 4.3

Средние значения изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в полигонально-жильных льдах Российской Арктики

№ на рис 4.5	Место отбора пробы	Геогр. координ.	Средние значения ($\delta^{18}\text{O}$), ‰				Источник
			Современ. (элемент. жилки)	Голоцен (МИС 1)	Поздний Плейстоцен (МИС 2)	Поздний Плейстоцен (МИС 3)	
1	Адвентдален, Шпицберген	N 78°12 E 15°50	-10,5(1) *	-15,6 (65)			Буданцева и др., 2012
2	Устье р. Печоры	N 68°00 E 54°30	-12,4				Коняхин и др., 1996
3	п. Амдерма	N 70°00 E 62°00	-16,5 (4)	-20,9 (4)			Leibman et al., 2001; Васильчук, Котляков, 2000

4	г. Воркута	N 67°30 E 64°00	-16,0 (12)					Васильчук и др., 2005
5	Марре-Сале, Западный Ямал	N 69°41 E 66°48	-14,0 (2)	-16,7 (40)	-23,9 (126)	-23,6 (1)		Стрелецкая и др., 2013
6	Еркута, Западный Ямал	N 68°11 E 68°51	-12,3 (1)	-20,6 (25)				Буданцева и др., 2012
7	р. Щучья, южный Ямал	N 66°30 E 69°00	-18,2 (1)	-19,4 (7)				Васильчук, 1992
8	Се-Яха восточная	N 70°00 E 72°30	-17,3 (2)	-19,7 (3)	-22,9 (15)	-23,9 (17)		Васильчук, 1992, 2006
9	Гыданский п-ов	N 71°48 E 75°12		-19,5 (15)	-24,1 (5)			Облогов и др., 2012
	Гыданский п-ов	N 71°50 E 75°12	-18,8 (3)	-21,9 (40)				Васильчук, 1992
10	о. Свердруп	N 75°15 E 79°00		-19,9 (1)	-24,9 (1)			Тарасов и др., 1995
11	о. Сибирякова	N 72°43 E 79°06		-19,9 (22)				Стрелецкая и др., 2012
12	п. Диксон	N 73°30 E 80°33	-20,7 (1)	-20,6 (33)	-24,9 (17)			Streletskaya et al., 2011; 2013
13	мыс Сопочная Карга	N 71°53 E 82°40	-16,6 (1)	-19,8 (3)	-23,7 (42)			Streletskaya et al., 2011; 2013
14	п. Усть-Порт	N 69°37 E 84°25	-16,4 (1)					Коняхин и др., 1996
15	о. Лабаз	N 72°20 E 99°00		-23,0 (138)	-30,2 (138)			Чижов и др., 1997
16	Мыс Саблера	N 74°33 E 100°32	-20,4(5)	-23,1 (8)	-26,3 (23)	-29,5 (24)		Деревягин и др., 1999
17	Мыс Мамонтовый Клык	N 74°00 E 116°00	-20,5 (1)	-24,9 (>200)	-31,0 (>200)		-30,6 (1)	Magens, 2005, Voereboom et al., 2013
18	Зап. часть дельты Лены	N 73°00 E 124°00	-26,0 (1)	-22,7 (5)		-29,3 (12)		Magens, 2005, Schirrmeist er et al., 2002; 2003
19	Быковский п- ов	N 71°40 E 129°00	-25,4 (15)	-28,2 (239)	-30,8 (72)	-30,1 (112)	-32,0 (1)	Schirrmeist er et al., 2002;
20	о. Котельный	N74°30 E 139°00	-18,1 (1)		-28,5 (5)			Васильчук, 2006; Meyer et

								al., 2002a
21	Оягосский Яр	N 72°42 E 143°30	-22,0 (38)	-25,0 (>400)				Opel et al., 2011
22	о. Большой Ляховский	N 73°11 E 143°56	-20,4 (1)	-27,0 (1)		-31,2 (40)		Meyer et al., 2002a
23	о. Новая Сибирь	N 75°00 E 150°00	-18,3 (3)		-29,0 (1)			Коняхин и др., 1996 Иванова, 2012
24	Бизон	N 69°00 E 158°00	-25,3 (7)	-27,0 (6)		-32,4 (61)	-33,0 (1)	Коняхин и др., 1996 Васильчук, 2006
25	Плахтинский Яр	N 68°40 E 160°17	-25,5 (15)	-20,8 (4)	-32,5 (19)			Васильчук, 1992, Fukuda et al., 1997
26	о.Четырехстол бовый	N 70°47 E 161°36	-19,2 (14)	-20,0 (3)				Коняхин и др., 1996
27	п/с Амбарчик	N 70°00 E 162°00	-20,9 (7)		-29,2 (5)			Романенко и др., 2011
28	р. Раучуа	N 69°30 E 167°00		-23,0 (3)	-31,2 (10)			Котов, 1998
29	о. Айон	N 70°00 E 168°00	-19,2 (1) -23,0 (1)	-21,6 (8)	-30,4 (160)			Васильчук, 1992 Коняхин и др., 1996
30	Апапельхин- ская низм.	N 70°00 E 171°00			-33,6 (2)			Романенко и др., 2011

*В скобках приведено количество образцов при определении средних значений изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$. Серым цветом выделены данные, полученные автором.

Места отбора проб охватывают обширную территорию Российской Арктики в диапазоне по географической широте от 66° до 78° с.ш., по долготе от 15° до 171° в.д. Практически все точки расположены на морском побережье. Насыщенность таблицы разная, более или менее подробными данными обеспечены МИС 1 (<11 тыс. лет), МИС 2 (11-24 тыс. лет), а для МИС 3 (24-57 тыс. лет) и МИС 4 (57-71 тыс. лет) надежные сведения об изотопном составе ПЖЛ имеются только для отдельных регионов. Как видно из таблицы 4.3, также были собраны данные по изотопному составу для жильного льда, формирующегося в условиях современного климата (элементарных ледяных жил).

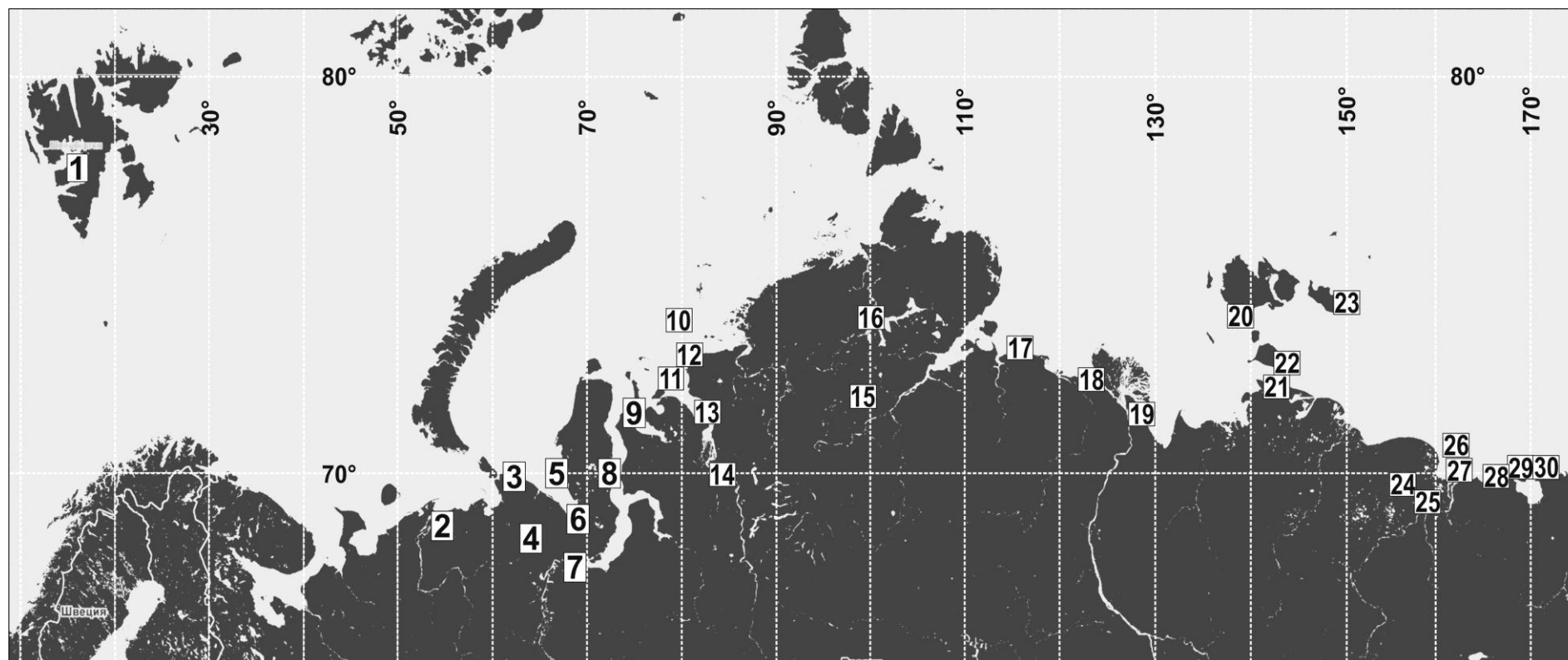


Рис. 4.5. Расположение районов, для которых определено содержание изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$. Номера на рисунке соответствуют указанным районам, представленным в табл. 4.3.

Это дает возможность выявления количественной взаимосвязи изотопного состава повторно-жильных льдов и климатических характеристик для построения калибровочных графиков.

4.4. Использование изотопных данных для палеогеографических реконструкций

Палеогеографические (палеоклиматические) реконструкции в основном выполняются по отдельным регионам и локальным областям. Одна же из ключевых проблем реконструкции палеоклимата связана с изменениями характера атмосферной циркуляции в целом в Арктике при смене циклов потепления и похолодания. Используя изотопные данные сингенетических полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) можно оценить устойчивость атмосферного переноса на протяжении верхнего неоплейстоцена - голоцена.

На рисунке 4.6. представлено пространственное распределение содержания изотопа $\delta^{18}\text{O}$ сингенетических ПЖЛ для временных интервалов, соответствующих морским изотопным стадиям (МИС) 1-4, и для современных элементарных ледяных жилок.

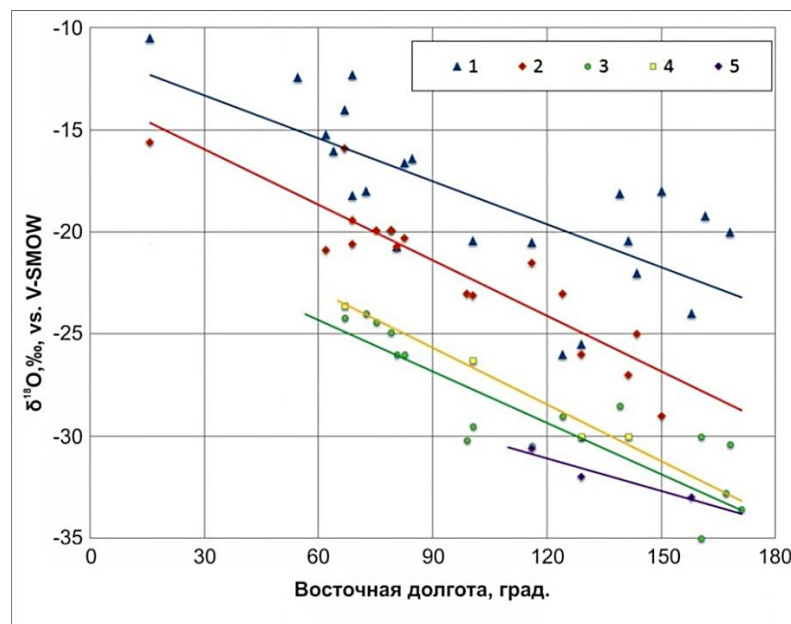


Рис. 4.6 Пространственное распределение значений изотопа $\delta^{18}\text{O}$ полигонально-жильных льдов Российской Арктики и линии их трендов, формировавшихся в разное время. Условные обозначения: 1- современные элементарные жилки, 2- МИС 1, 3- МИС- 2, 4- МИС 3, 5- МИС 4.

Для наглядности проведены линии трендов. Из рисунка 4.6 следует, что наклоны линий трендов в целом близки друг к другу. Незначительное отклонение наблюдается только по линии соответствующей возрасту жил МИС 4, однако стоит отметить, что для этого времени доступен лишь небольшой набор данных. Примерно одинаковый характер трендов позволяет сделать важнейший **вывод о более или менее устойчивом характере атмосферной циркуляции в Евразийской Арктике в последние 50 тыс. лет.**

Из представленных выше данных и вывода об устойчивом характере атмосферной циркуляции следует ряд палеогеографических следствий. Ледниковые щиты в Баренцевом и Карском морях в период последнего криохрона (в МИС 2) не оказывали существенного воздействия на процессы атмосферной циркуляции, не влияли на западный перенос. Возможно, ледниковые щиты были незначительными по площади и мощности покрова.

В публикациях последних лет (Гусев и др., 2012) о границах ледников, изучение которых проводилось по установлению границ краевых морен в Баренцевом и Карском морях, подтверждается вывод об ограниченном характере оледенения в МИС 2. Ледниковый покров был представлен отдельными небольшими ледниками небольшой мощности, которые не могли оказывать существенного влияния на характер атмосферной циркуляции.

Еще одно важное следствие, вытекающее из характера распределения точек на рисунке 4.6, заключается в возможности использования данных изотопного состава повторно-жильных льдов для примерного определения возраста любых повторно-жильных льдов. Если же рассматривать только сингенетические ПЖЛ, мы имеем возможность говорить и о времени формирования отложений. Для более наглядного представления на рисунке 4.7 выделены границы вариаций содержания изотопа $\delta^{18}\text{O}$ по долготе для различных временных интервалов.

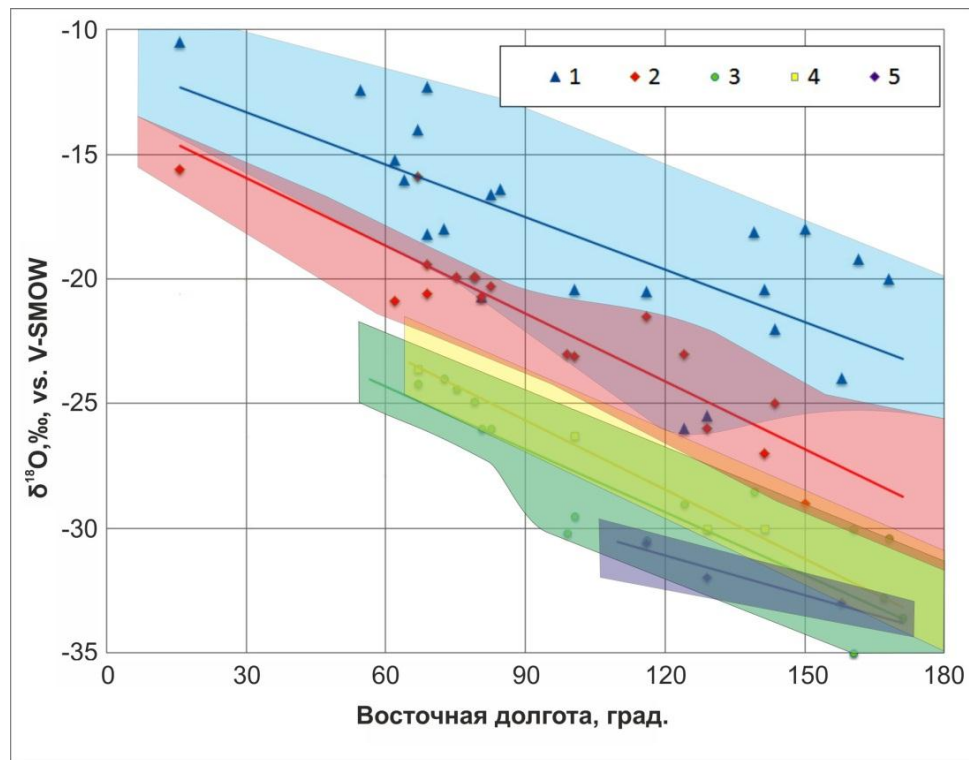


Рис. 4.7. Пространственное распределение вариаций значений изотопа $\delta^{18}\text{O}$ полигонально-жильных льдов Российской Арктики. Условные обозначения: синяя область – современное распределение, красная - МИС 1, зеленая – МИС 2, желтая - МИС 3, фиолетовая - МИС 4.

Таким образом, выполненный анализ пространственного распределения изотопного состава сингенетических ПЖЛ обосновывает второе защищаемое положение: **в последние 50 тыс. лет характер атмосферной циркуляции в Российской Арктике, включая побережье и шельф Карского моря, оставался стабильным. Последнее оледенение не оказывало существенного влияния на параметры атмосферной циркуляции. Вероятно, ледниковый щит был незначительным по площади и высоте и практически не препятствовал атмосферному переносу.**

Палеорекострукция климатических характеристик по изотопному составу разновозрастных ПЖЛ возможна на основании калибровочных зависимостей (графиков), связывающих изотопный состав льдов элементарных жилок и температуру их образования. Далее при известном изотопном составе ПЖЛ любых возрастов по калибровочным графикам можно оценить температуру их

формирования. При этом предполагается, что изотопный состав льда остается неизменным в течение всего срока существования ПЖЛ.

Калибровочные графики устанавливают соответствие содержание изотопов $\delta^{18}\text{O}$ во льду элементарных жилок с зимними характеристиками климата. Для точной калибровки изотопного состава льда элементарных жилок и температуры воздуха необходимо знать и точное время формирования современных жил, которое практически никогда не известно, поэтому использовался приближенный метод. В качестве климатической базы сравнения было решено выбрать период с 1961 по 1990 годы. Данный период в климатологии называется климатической нормой (стандартом). Места опробования элементарных ледяных жилок, список ближайших метеостанций и среднемесячные температуры воздуха холодного периода за период климатической нормы приведен в таблице 4.4.

В связи со спецификой формирования полигонально-жилых льдов из снега имеется возможность восстановить данные палеотемператур только для зимнего периода. Собранные данные по содержанию изотопов $\delta^{18}\text{O}$ элементарных жилок льда и данные по температурам воздуха позволили провести корреляцию и построить калибровочные графики для самого холодного месяца (января), средней температуры холодного периода (октябрь–май) и средней зимней температуры (декабрь-февраль).

На рисунке 4.8 показаны соотношения $\delta^{18}\text{O}$ со средними температурами января, средними зимними температурами и средними температурами холодного периода. В качестве приближения была использована линейная интерпретация. Уравнения регрессии, описывающие связь $\delta^{18}\text{O}$ с средней январской температурой (tср.январь), средней температурой зимнего периода (tср.зим) и средней температурой холодного периода (tср.хол):

$$t_{\text{ср.январь}} = 1,12 \delta^{18}\text{O} - 6,43, R^2 = 0,745, \sigma = 2,6,$$

$$t_{\text{ср.зим}} = 1,15 \delta^{18}\text{O} - 4,6, R^2 = 0,754, \sigma = 2,7,$$

$$t_{\text{ср.хол}} = 0,885 \delta^{18}\text{O} - 2,55, R^2 = 0,674, \sigma = 2,7.$$

Среднемесячные температуры воздуха холодного периода за период климатической нормы по данным метеостанций, ближайших к местам опробования элементарных жилок льда Российской Арктики

Место опробования элементарных жилок	Ближайшая метеостанция	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Адвентдален, Шпицберген	Баренцбург	-4,8	-9,4	-12,3	-14,6	-14,7	-14,5	-11,4	-4,1
п. Амдерма	Амдерма	-3,7	-11	-15,2	-19,9	-19,8	-15,8	-12,2	-5,1
г. Воркута	Воркута	-5,2	-13,4	-17	-21,2	-20,1	-14,6	-10,3	-3,1
Марре-Сале	Марре-Сале	-5,1	-13,4	-18,2	-22,6	-22,4	-18,3	-13,9	-5,8
Еркута, Ямал	Марре-Сале	-5,1	-13,4	-18,2	-22,6	-22,4	-18,3	-13,9	-5,8
р. Щучья	Салехард	-4,9	-15,6	-20,7	-24,8	-23,6	-16,2	-9,9	-1,8
Се-Яха восточная	Се-Яха	-6,1	-16,2	-21,6	-26	-25,9	-21,8	-16,4	-7,1
Диксон	Диксон	-8,6	-19	-22,9	-26,8	-26,4	-23,4	-17,9	-9
Соп карга	Сопкарга	-8,2	-20	-24,9	-29,2	-28,6	-25	-18,7	-9,1
Мыс Саблера	Таймыр озеро	-12,5	-24,6	-29,1	-32,9	-32,4	-29,8	-20,8	-10,4
Мыс Мамонтовый Клык	Мыс Тэрпий Тумса	-11,7	-25,1	-30,4	-33,6	-32,1	-29,1	-20,8	-9,6
Зап часть дельты Лены	Дунай	-11,1	-23,7	-29,2	-32,6	-32,3	-29,1	-20,6	-9,2
Быковский п-ов	Тикси	-11,4	-24,6	-28,5	-31,8	-30,1	-26,2	-18,7	-6,8
о. Котельный	Котельный	-12,5	-23,2	-27,7	-30,4	-30,8	-28,2	-21,4	-9,6
Большой Ляховский	Мыс Шалаурова	-11,4	-23,5	-28,7	-31,2	-31,5	-28,6	-20,9	-8,9
о. Новая Сибирь	Остров Жохова	-13,2	-22,3	-26,3	-28,4	-28,3	-27,1	-19,4	-8,2
Бизон	Колымская	-11,5	-26,4	-32,7	-34	-33,5	-28,9	-18,7	-3,7
Плахтинский Яр	Черский	-10,7	-25,2	-31,3	-32,8	-31,5	-25,4	-15	-6,2
о. Четырехстолбовой	Четырехстолбовой	-9,9	-21,2	-26,9	-28,7	-29,6	-26,7	-19,5	-7
о. Айон	о. Айон	-10,1	-20,7	-26,3	-28,1	-29,3	-26,9	-19,3	-6,2

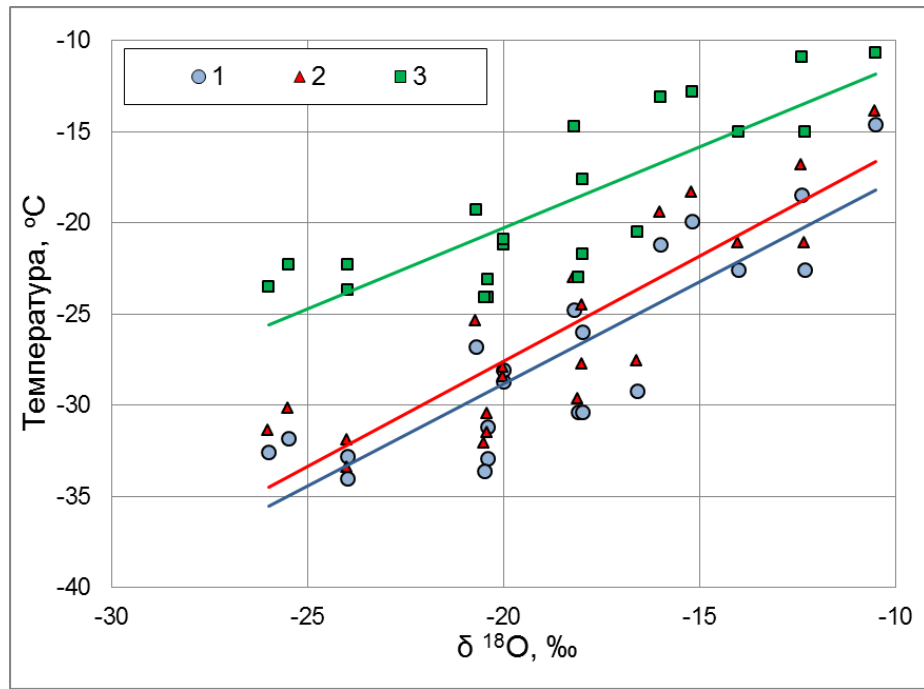


Рис. 4.8. Корреляция между значениями $\delta^{18}\text{O}$ в современных элементарных ледяных жилах и температурами воздуха. Условные обозначения: 1 – январь; 2 – зима (декабрь–февраль); 3 – холодный период (октябрь–май).

Разница оценок по сравнению с данными Ю.К. Васильчука (1992, 2006) составляет менее $2\text{ }^{\circ}\text{C}$. С вероятностью 0,85 пределы варьирования частных значений определяемой по уравнениям регрессии температуры составляют $\pm 3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

По приведенным уравнениям регрессии были рассчитаны средние палеотемпературы января и холодного периода для временных интервалов МИС 1, МИС 2, МИС 3 и МИС 4. Современные температуры (климатические стандарты) взяты из базы климатических данных.

На рисунках 4.9, 4.10, 4.11 представлены пространственные распределения реконструированных палеотемператур воздуха в январе, средних температур воздуха в зимний период (декабрь – февраль), средних температур воздуха в холодный период (октябрь – май).

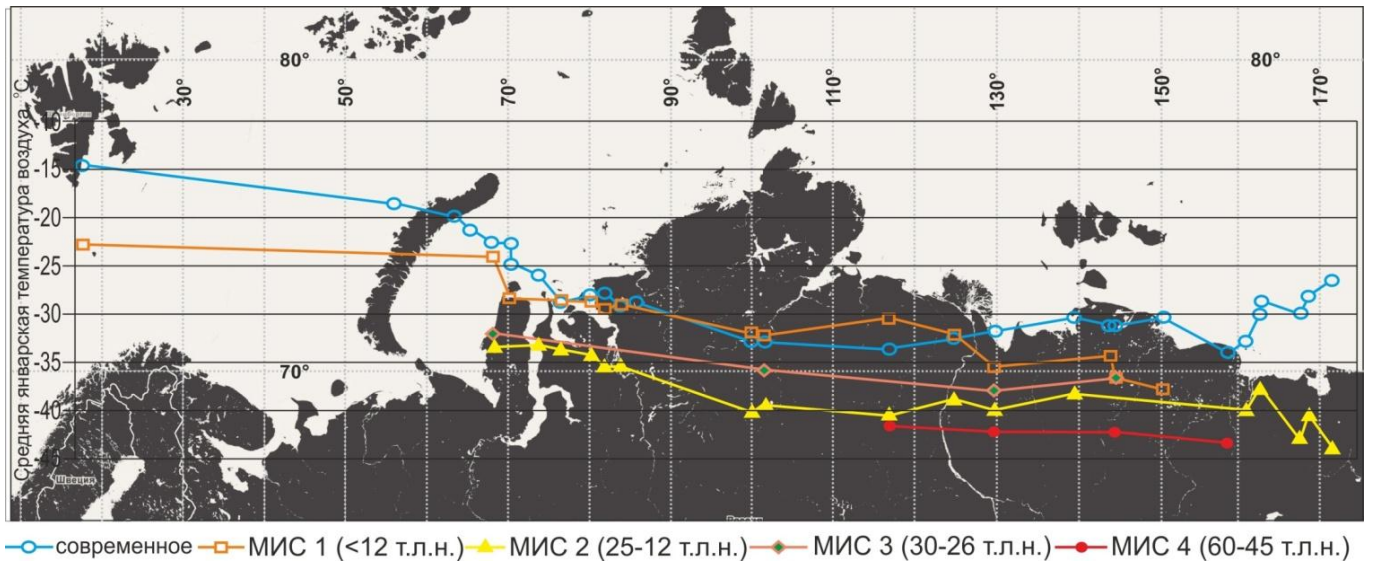


Рис. 4.9. Пространственное распределение современных и реконструированных средних январских температур воздуха в Российской Арктике.

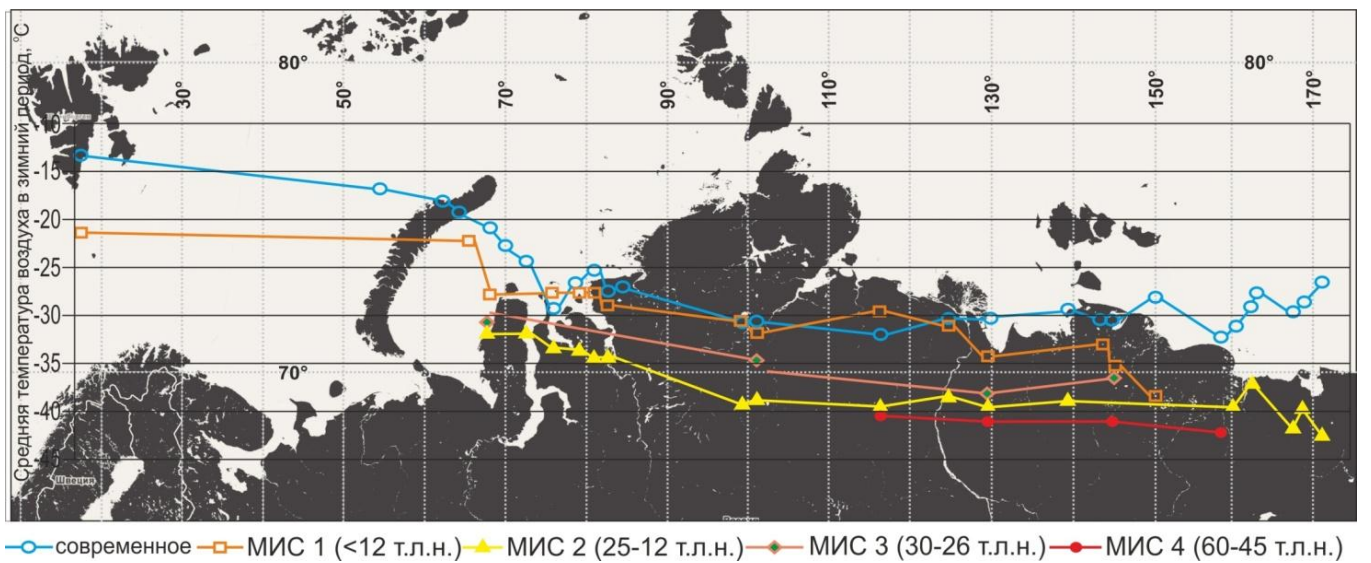


Рис. 4.10. Пространственное распределение современных и реконструированных средних температур воздуха в зимний период (декабрь – февраль) в Российской Арктике.

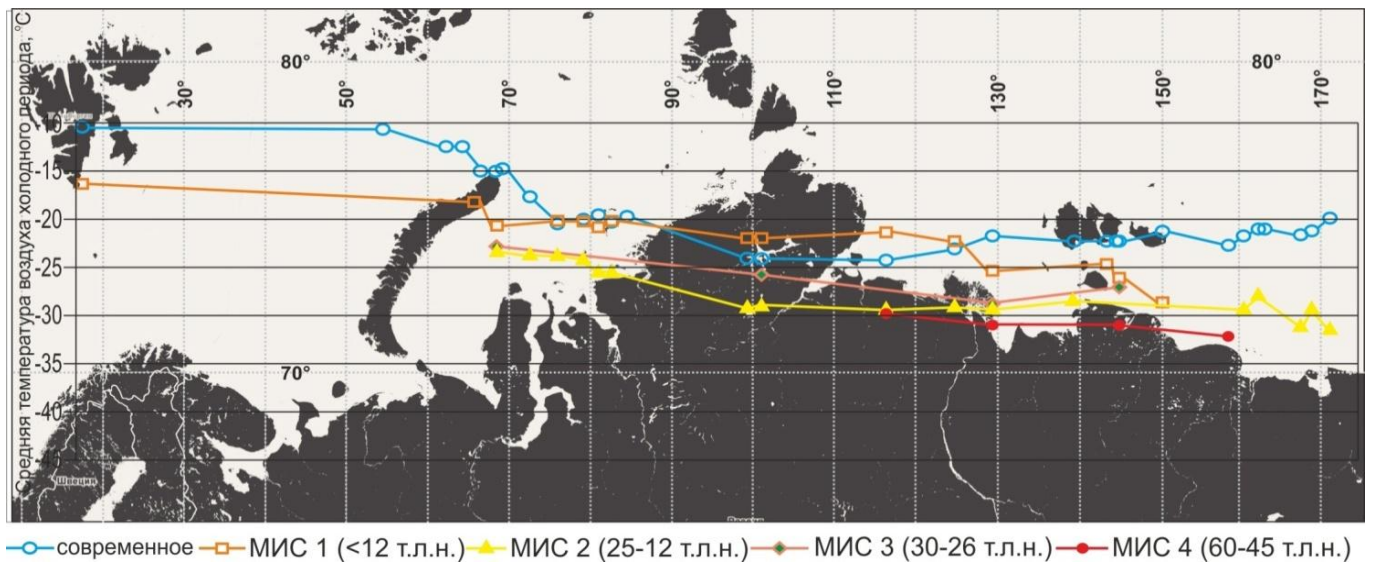


Рис. 4.11. Пространственное распределение современных и реконструированных средних температур воздуха в холодный период (октябрь – май) в Российской Арктике.

Как следует из представленных рисунков, наиболее низкие температуры наблюдались на протяжении МИС 4 (60-45 тыс. лет назад). Самые низкие температуры отмечаются на побережье современного Восточно-Сибирского моря. Средняя температура холодного периода в данном регионе достигала -32°C , средняя температура января -43°C . Для Западного сектора Российской Арктики достоверных сингенетические ПЖЛ возраста МИС 4 не обнаружено, поэтому восстановить здесь палеотемпературы невозможно.

В МИС 3 (30-26 тыс. лет назад) наблюдается повышение температуры воздуха. В среднем разница с МИС 4 составляет $3-5^{\circ}\text{C}$. В Западной части Российской Арктике, на побережье современного Карского моря средняя температура холодного периода составляла $-23...-25^{\circ}\text{C}$, январская $-32...-35^{\circ}\text{C}$. Реконструированные палеотемпературы не подтверждают предположение о том, что каргинское время относится к существенно более теплому периоду (Архангелов и др., 1988; Meyer et al., 2002a; Schirmermeister et al., 2002). Для этого времени характерны низкие зимние температуры, что ранее отмечал Ю.К. Васильчук (1992).

В МИС 2 (25-12 тыс. лет назад) понижение температуры, как в Восточном, так и Западном секторе Российской Арктике по сравнению с МИС 3 было несущественным. В целом температура холодного периода понизилась всего на 2 °С, а температура января – менее чем на 1 °С. Исключение составляет лишь Таймырская область, где разница достигает 4-5°С. Минимальные палеотемпературы в МИС 2 наблюдались в районе Чукотки –32...–33 °С для холодного периода, до –44 °С в январе, около –42...–43 °С в зимний период. Интересно отметить, что наиболее холодная область Российской Арктики в МИС 2 была смещена к Чукотке, поскольку после образования «Беренгийского моста» относительно теплые тихоокеанские воды перестали поступать в Арктический бассейн, и резко возросла континентальность климата на Чукотке.

Переход от последнего верхнелепестового похолодания (в МИС 2) к голоцену (МИС 1) характеризуется повышением температур, как холодного периода, так и января. В регионе Карского моря потепление составляет около 4-6°С, в Восточном секторе - разница еще выше - до 6-8°С.

Реконструированные распределения температуры формирования ПЖЛ в Карском регионе позволяют сделать еще один важный вывод. На побережье Карского моря в настоящее время климатические условия, достаточные для образования и роста современных ПЖЛ, наблюдаются только к востоку от меридиана Гыданской губы. Нигде западнее этой границы формирование ПЖЛ невозможно по климатическим показателям. Ранее о невозможности формирования ПЖЛ в условиях современного климата севера Западной Сибири говорил С.Е. Гречищев с соавторами (1980). Наши исследования показали, что к востоку от Гыданской губы климатические условия для формирования современных ПЖЛ соблюдаются, и формирование ПЖЛ здесь возможно.

5. ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ЭВОЛЮЦИИ КРИОЛИТОЗОНЫ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ

Несмотря на многообразие мнений об истории развития региона, генезисе, возрасте отложений, а также расхождений в отношении палеоклиматических условий и, следовательно, способе и времени промерзания четвертичных осадков, представления большинства специалистов во многом совпадают. На территории побережья и шельфа Карского моря на протяжении конца среднего, в позднем неоплейстоцене и в голоцене уверенно выделяются семь основных палеогеографических событий, обусловленных в основном трансгрессивно-регрессивном режимом Карского моря и глобальными изменениями климата. Их временные границы приблизительно соответствуют границам морских изотопных стадий (МИС). В основном в работе рассматривается период времени соответствующий МИС 5 - МИС 1.

5.1. Методика реконструкции этапов и условий эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене

На основании анализа всех собранных данных по опорным разрезам береговых обнажений Западного Таймыра, полуострова, острова Сибирякова, полуострова Ямал, а также литературных и фондовых данных по региону для каждого разреза составлены оценочные «геолого-палеогеографические таблицы», представленные в приложении 5.1.

В таблице (прил. 5.1.) отражены основные геокриологические характеристики и реконструируемые палеогеографические условия для выделенных этапов эволюции криолитозоны региона. Для каждого из изученных районов рассматривался только тот промежуток времени, для которого в опорных разрезах были изучены, описаны и проанализированы соответствующие отложения и подземные льды. В таблицах отображены условия накопления осадков (субаквальные, субаэральные), приведена характеристика отложений

(генезис осадка, мощность слоя, состав), способ промерзания, вскрытые в обнажениях подземные льды, для субаквальных условий приведены характеристика палеобассейна (предполагаемая глубина моря и температура придонных вод). Характеристика климатических условий приведена на основе реконструкций зимних палеотемператур по данным изотопного анализа льда сингенетических ПЖЛ, определения биоклиматических зон проведены на основе данных палинологического анализа, а также на основе современных климатических аналогий. Для субаквальных условий приведены предполагаемые ландшафты ближайших прибрежных территорий.

Для иллюстрации реконструированных этапов геологической истории и пространственного распределения палеогеографических и палеоклиматических условий составлены «карты-схемы палеогеографических условий криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене». Всего составлены четыре карты-схемы соответствующие временным срезам на вторую половину каргинского времени (МИС 3), в сартанское время (МИС 2), период после голоценового оптимума (МИС 1) и современный этап.

На картах цветом выделено положение областей находившихся в рассматриваемое время в континентальной (субаэральной) области, либо затопленных морем (субаквальные области). Основой таких построений послужили известные литературные данные по изменению уровня моря на протяжении позднего неоплейстоцена – голоцена (Кинд, 1974; Gornitz, 2009). Для построения границ регрессий палеобассейна Карского моря использовалась батиметрическая интерактивная база данных NOAA, США (<http://www.noaa.gov/>).

На картах выделены области развития ледниковых покровов. Границы ледников нанесены в соответствии с новыми литературными данными о границах распространения ледников, с учетом оценок существовавших климатических условий.

В составленных картах-схемах палеогеографических условий важная роль отведена отображению пространственного распределения реконструированных

температур воздуха соответствующего временного среза. Распределение зимних температур воздуха выполнено на основе реконструкций по изотопным данным сингенетических полигонально-жильных льдов (для карты современного этапа использовались данные изотопного состава элементарных жилок льда). Для прямого расчета зимней температуры воздуха использовалось уравнение регрессии, описываемое формулой $t_{\text{ср.зим}} = 1,15\delta^{18}\text{O} - 4,6$ (см. главу 4). Аналогично рассчитывались температуры холодного периода.

Летние температуры оценены на основе аналогий. По известным значениям зимней температуры и температуры холодного периода из имеющейся базы данных метеорологических станций Российской Арктики были подобраны станции – аналоги, которые расположены в той же биоклиматической зоне (по палинологическим данным) и имеющие близкие значения зимних температур и температур холодного периода. Летние температуры принимались одинаковыми со станциями – аналогами. Понятно, что такие величины летних температур являются сугубо оценочными. Среднегодовые температуры воздуха рассчитаны на основе вычисленных зимних температур, температур холодного периода и оценок летних температур.

На картах-схемах также показаны границы биоклиматических зон, которые восстановлены приближенно на основе обобщения палинологических данных, реконструированных климатических характеристик и литературных публикаций. На карте, соответствующей современному срезу, приведены текущие границы биоклиматических зон. На территории Западного Таймыра работы по определению границ растительных зон проводились при участии автора.

5.2. Этапы и условия эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря

С начала неоплейстоцена в районе побережья и шельфа Карского моря накапливались морские отложения. Позднему неоплейстоцену предшествовал

последний среднелепесточеновый этап – санчуговское или салехардское время.

В санчуговское (салехардское) время (6 стадия среднего неоплейстоцена, МИС 6) накапливались морские (ледово-морские) преимущественно глинистые засоленные отложения. Санчуговская свита выделена В.Н. Саксом (1951) и описана возле реки Санчуговка. И.Д. Даниловым (1969). Н.В. Тумель (1985) и другими исследователями криогенное строение и подземные льды санчуговских глинистых отложений были описаны в районе Селякина мыса в береговом обрыве Енисея. Геокриологический разрез, включающий данные отложения, изучен в обнажении возле реки Крестьянка и представлен на опорном разрезе.

Осадки санчуговского (салехардского) бассейна повсеместно распространены на рассматриваемой территории. К данному времени приурочена максимальная трансгрессия Карского моря в неоплейстоцене-голоцене, которая, по некоторым данным, доходила до отметок 120 м (Свиточ, 2003). Воды этого бассейна были холодными (придонная температура отрицательная), о чем говорят данные по малакофауне и споро-пыльцевые спектры. В описанных отложениях санчуговского возраста возле р. Крестьянка глинистые осадки представлены тонкими сортированными фракциями и включениями гравийно-галечного и валунного материала, что говорит о ледовитости бассейна в это время. По берегам бассейна были распространены тундровые и лесотундровые ландшафты, что подтверждается данными палинологических анализов. Содержание седиментационных морских солей высокое (0,2-0,5%). Типично морской хлоридно-натриевый состав водорастворимых солей указывает на морское происхождение. Породы промерзали эпигенетически сразу после выхода из-под уровня моря. Однако в последующем отложения санчуговской свиты протаивали и вновь промерзали (Стрелецкая и др., 2007).

В глинистых пачках найдены раковины высокоарктических моллюсков, а в прибрежно-морских - отмечаются бореальные. В целом для санчуговских отложений характерен комплекс моллюсков арктических и аркто-бореальных

видов (Свиточ, 2003). Таким образом, в целом при достаточно холодных условиях и больших глубинах морского бассейна существовали промежутки времени с более теплыми климатическими условиями в регрессивные стадии палеобассейна.

В начале верхнего неоплейстоцена (после 130 тыс. лет назад) холодные климатические условия сменяются теплыми межледниковыми условиями казанцевского времени (1 стадия верхнего неоплейстоцена, МИС 5). В данный период выделяют два термохрона и один криохрон. Наиболее теплый термохрон продолжительностью около 15 тыс. лет соответствовал стадии МИС-5е. Температура воздуха была выше современной на 2-3°C (Фотиев, 2006). По берегам казанцевского бассейна в стадию МИС-5е доминировала таежная растительность. Всего за 1-2 тыс. лет теплый климат стадии МИС-5е сменился крайне суровым климатом криохрона стадии МИС-5d. Температура воздуха понизилась на 10-15°C, в субэаральных условиях происходило активное многолетнее промерзание пород и формирование низкотемпературной сплошной криолитозоны, которая в дальнейшие стадии МИС-5abc могла частично, либо полностью деградировать.

В рассматриваемом регионе в МИС 5 распространилась казанцевская трансгрессия, море доходило до современных высот в 80 метров, сформировав 4 морскую равнину. Предположительно существовавшие мерзлые породы на водораздельных участках и высоких плато (на отметках до 100 м) частично деградировали. Морские воды по долинам основных рек Праоби и Праенисея и их притоков проникали вглубь континента на сотни километров.

Песчаные в основном хорошо сортированные осадки бассейна казанцевского времени были описаны в обнажении опорного разреза возле устья р. Крестьянка.

Отложения казанцевской свиты представляют собой генетический ряд дельтовых, лагунно-лиманных и прибрежно-морских образований, что говорит о

непостоянстве уровня Карского моря того времени. Казанцевские отложения засолены. Засоление типично морское - хлоридно-натриевое.

Казанцевское море не было ледовитым. Отличительной особенностью песчаных отложения является обилие в них органических остатков: бореальных и аркто-бореальных раковин морских моллюсков, фораминифер, остракод, диатомей, спор и пыльцы, травянистых включений и даже обломков древесины. В основании казанцевских отложений отмечается в основном пыльца древесной растительности, тогда как в верхних частях доминирует пыльца травянистых (Свиточ, 2003).

Казанцевские отложения быстро промерзали эпигенетически сразу после выхода из-под уровня моря и после этого не протаивали. Описанные возле устья р. Крестьянка казанцевские пески – это прибрежно-морские отложения в приустьевой части реки. В таких условиях казанцевские отложения промерзали сингенетически на мелководье под морским льдом, на это указывает достаточно высокая для песчаных отложений льдистость (20-30%).

Большинство исследователей в основании свиты отмечают следы перерыва, иногда выраженные базальным горизонтом. Однако И.Д. Данилов (Данилов, 1978) на основании разреза возле п. Караул с постепенным переходом глубоководных санчуговских осадков в мелководные казанцевские отрицает следы перерыва.

В зырянское время (2 стадия верхнего неоплейстоцена, МИС 4) по литературным данным отмечается сильное понижение температуры воздуха. Начало холодной эпохи верхнего неоплейстоцена характеризовалось высоким увлажнением, благоприятствующим развитию и усилению оледенений (Svendsen et al., 2004). Нарастание ледников сопровождалось крупной регрессией Карского моря. Уровень моря понижался до отметок ниже -100 м (Кинд, 1974; Павлидис, Щербаков, 1998).

В процессе полевых работ, в которых автор принимал участие, ни в одном из опорных разрезов достоверно установленных отложений зырянского возраста

не было обнаружено, что косвенно подтверждает наличие ледниковых покровов в это время в пределах изученных территорий. Детальное исследование абсолютного возраста отложений в разрезе Марре-Сале также не выявило зырянских отложений. Ледниковые отложения зырянского горизонта на водоразделах в прилегающих частях гор Бырранга по некоторым данным в основном характеризуются маломощным покровом. За пределами оледенения формировалась низкотемпературная криолитозона с растущими в определенных условиях сингенетическими ПЖЛ). В конце зырянского времени по долине Енисея распространилась зверевская кратковременная трансгрессия (Назаров, 2007).

В каргинское время (3 стадия позднего неоплейстоцена, МИС 3) до 40-45 тыс. лет назад на территории наблюдается ингрессия морского бассейна, обусловленная в основном таянием ледниковых покровов, образовавшая широкий залив вдоль Праенисея и Праоби с дополнительными заливами по их притокам. Реконструкция распространения ингрессии каргинского времени представлена на «карте-схеме палеогеографической обстановки в каргинское время» (рис. 5.1). Карты схемы составлены без учета эвстатических и изостатических движений. Каргинская ингрессия распространялась вглубь побережий в основном по речным долинам, образуя там аккумулятивный чехол террасы мощностью 20-30 (Данилов, 1978). Состав морских осадков и видовой состав раковин морских моллюсков указывают на холодные опресненные воды мелководного каргинского бассейна.

Около 40 тыс. лет назад произошла смена обстановки накопления, каргинское море регрессировало, стали накапливаться преимущественно аллювиально-озерные супесчано-песчаные отложения с торфом. В эпохи потепления каргинские и нижележащие отложения частично или полностью протаивали. Реконструируемые температуры воздуха в каргинское время (около 40 тыс. лет назад) представлены на «карте-схеме палеогеографических условий каргинского времени» (рис. 5.1).

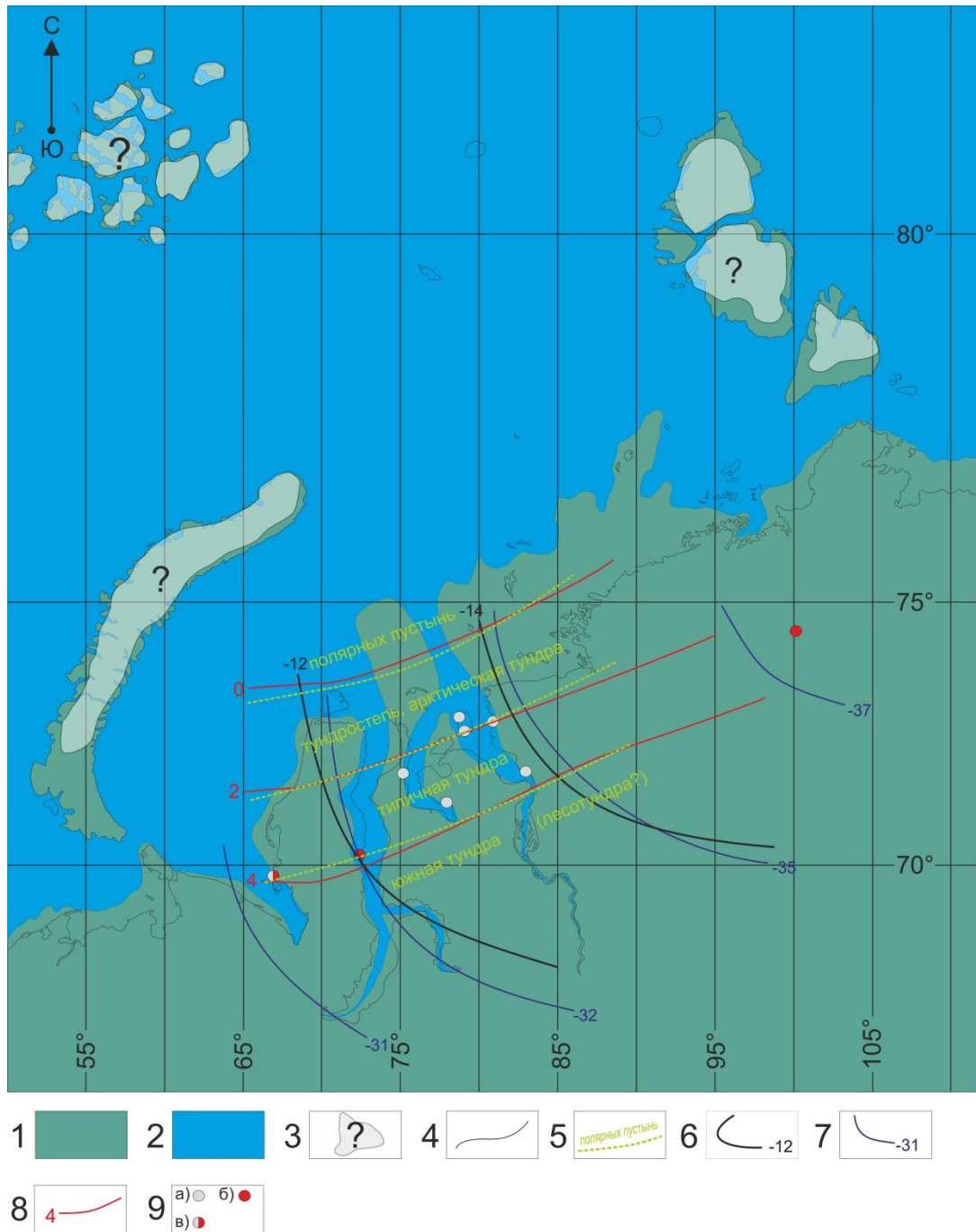


Рис. 5.1. Карта-схема палеогеографической обстановки во второй половине МИС 3 (каргинское время).

Условные обозначения: 1- территория с субаральными условиями (суша), 2 – территория занятая морем, 3- предполагаемые области развития оледенений, 4- современная береговая линия, 5- границы и названия биоклиматических зон, 6- реконструируемые среднегодовые температуры воздуха, 7- реконструируемые зимние температуры воздуха, 8- реконструируемые летние температуры воздуха, 9- а) участки с авторскими данными по каргинским отложениям, б) участки с известными литературными данными по изотопии ПЖЛ в МИС 3, в) участки с авторскими данными по изотопии ПЖЛ в МИС 3.

Зимние температуры были ниже современных на 7-10°, однако температуры летнего периода были близки, либо превышали современные. Такой температурный режим позволял обеспечивать близкое к современному распределение растительных зон. Среднегодовые температуры в рассматриваемое время были ниже современных на 2-4°.

В конце верхнего неоплейстоцена в сартанское время (4 стадия верхнего неоплейстоцена, МИС 2) отмечается резкое похолодание климата и регрессия морского бассейна. Шельф Карского моря был осушен до изобаты 110-120 метров (Павлидис, Щербаков, 1998; Stein et al., 2002) и береговая линия отступила на сотни километров к северу от ее современного положения. Реконструкция регрессивной стадии морского бассейна сартанского времени приведена на «карте-схеме палеогеографических условий сартанского времени» (рис. 5.2). Долины Оби и Енисея прослежены на основе геоморфологической карты шельфа Карского моря (Бирюков, Совершаев, 1998).

Отложения, накопившиеся к этому времени эпигенетически промерзают (на что указывают типично эпигенетические криотекстуры), возможно, еще в субаквальном состоянии на малых глубинах.

В это время накапливается комплекс преимущественно аллювиальных, озерно-болотных, делювиально-солифлюкционных мелкозернистых песков и пылеватых супесей второй террасы Енисея, которые промерзают сингенетически. На Западном Таймыре формируется ледовый комплекс. Формирование отложений происходит в суровых сухих условиях. Карбонатно-кальциевый химический состав ПЖЛ указывает на то, что формирование жил происходило на достаточно большом расстоянии от моря.

Реконструкция температур воздуха сартанского времени представлена на «карте-схеме палеогеографических условий сартанского времени» (рис. 5.2). Январская температура воздуха в это время была на 13-15° ниже современных значений. Летние температуры предположительно были ниже современных на 2-4°. Среднегодовые температуры воздуха были ниже современных на 6-8°.

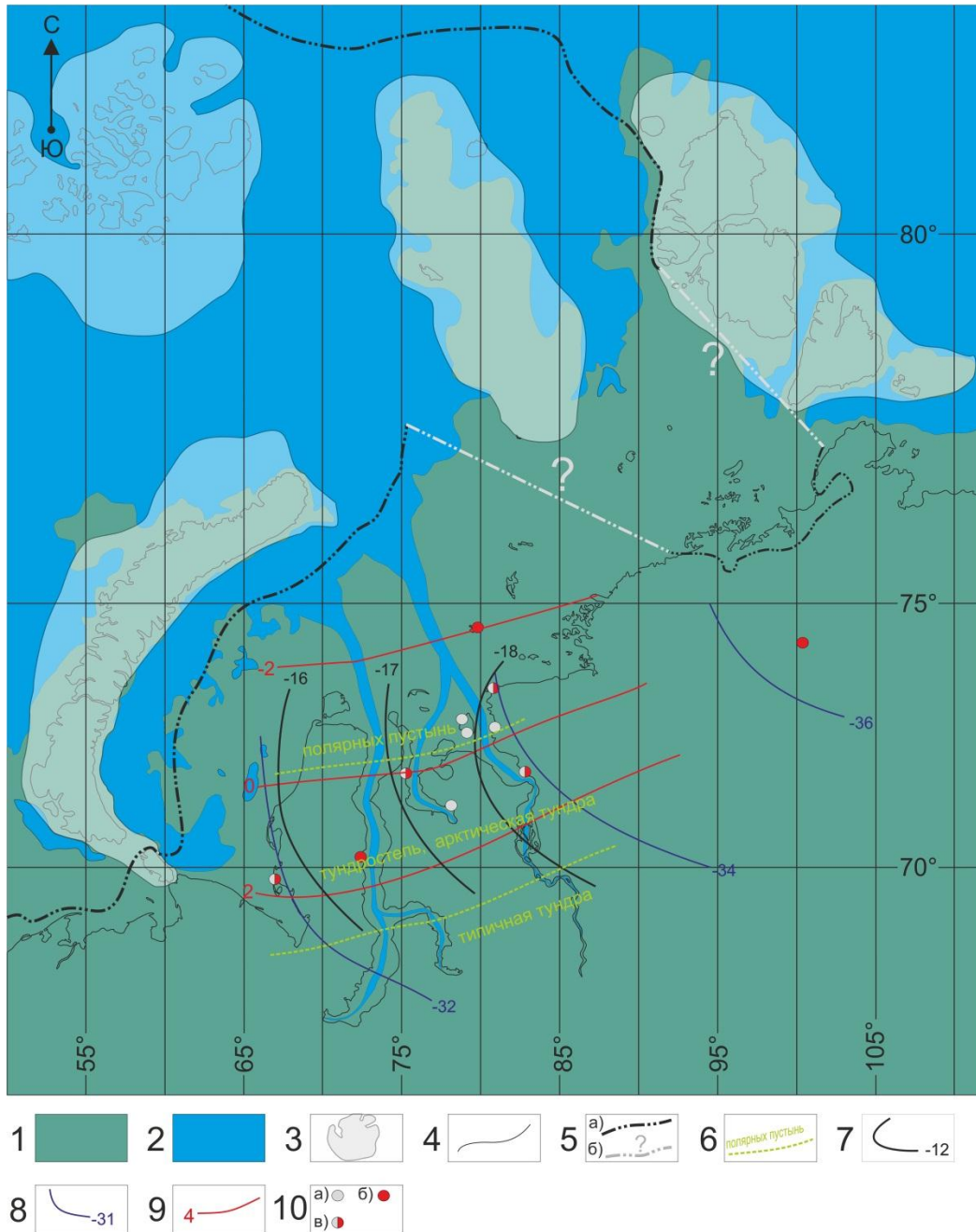


Рис. 5.2. Карта-схема палеогеографической обстановки в МИС 2 (сартанское время).

Условные обозначения к рис. 5.2: 1- территория с субаральными условиями (суша), 2 – территория занятая морем, 3- предполагаемые области развития оледенений, 4- современная береговая линия, 5- граница оледенения по Svendsen et.al.,2004, 6- границы и названия биоклиматических зон, 7- реконструируемые среднегодовые температуры воздуха, 8- реконструируемые зимние температуры воздуха, 9- реконструируемые летние температуры воздуха, 10- а) участки с авторскими данными по сартанским отложениям, б) участки с известными литературными данными по изотопии ПЖЛ в МИС 2, в) участки с авторскими данными по изотопии ПЖЛ в МИС 2.

Отложения сартанского времени, вмещающие сингенетические ПЖЛ и специфический «ледовый комплекс» сартанского времени являются одновозрастными с маломощной мореной последнего оледенения. Это подтверждает ограниченный характер оледенения в МИС 2. Границы ледниковых покровов в сартанское время, представленные на «карте-схеме палеогеографических условий сартанского времени» (рис. 5.2), проведены в соответствии с последними результатами исследования четвертичных отложений и распространения морен на арктическом шельфе последних лет (Гусев и др., 2012).

На территории шельфа и побережья Карского моря в МИС 2 преобладали ландшафты полярных пустынь, арктической тундры и тундростепи. Реконструируемое распределение растительных зон в сартанского время приведено на рисунке 5.2.

Во второй половине сартанского времени произошло кратковременное повышение уровня моря до отметок в -50...-20 м (Свиточ, 2003). Однако температурные условия на рассматриваемой территории оставались суровыми, и это событие никак не отразилось на промерзающих четвертичных отложениях.

Голоценовая трансгрессия Карского моря, начавшаяся на отметках около -50...-60 м, протекала неравномерно с некоторыми колебаниями темпов повышения уровня моря (Gornitz, 2009).

Повышение температуры воздуха в начале голоцена сопровождалось развитием термокарста и, в первую очередь, оттаиванием сильнольдистых отложений (в частности ледового комплекса сартанского возраста на Западном Таймыре), шло активное оврагообразование по вытаявавшим льдам, происходило заболачивание территорий, формировались торфяники. В конце климатического оптимума (около 6-5 тыс. лет назад) наблюдается максимум трансгрессии, уровень моря несколько превышает современное положение. В это же время образовывалась 8-10 метровая терраса побережий, а в устьях речных долин – высокие поймы.

Колебания климата на протяжении голоцена в ландшафтах отражалось в периодической смене таежной и лесотундровой растительности. При этом миграция границы лесной растительности оценивается примерно в 400-600 км (Кинд, 1974). Во время климатической кульминации на побережьях в южных частях региона, наряду с лесотундровой растительностью, даже могли распространяться таежные виды (Свиточ, 2003).

После 5-4 тыс. лет назад уровень Карского моря становится близким к современному положению. На территории наблюдается похолодание климата, что приводит к образованию морозобойного растрескивания и формированию верхнего сингенетического комплекса с ПЖЛ. Голоценовые отложения, вмещающие повторно-жильные льды, по составу не отличаются от нижележащих сартанских отложений и частично являются их переотложением. Однако в отличие от сартанских, отложения голоценового возраста насыщены органическим материалом, что говорит о более теплых условиях их формирования. Распределение реконструируемых температур воздуха после климатического оптимума отражено на «карте-схеме палеогеографических условий голоценового времени» (рис. 5.3).

Зимние температуры воздуха после климатического оптимума голоцена (около 3-4 т.л.н.) были ниже современных на 2-4 °С, летние ниже современных на 1-2 °С, среднегодовая температура воздуха во время формирования голоценовых ПЖЛ была ниже современной на 1-3 °С.

Жилы голоценового возраста частично надстраивают реликтовые верхнелепестовые жилы. Голоценовый комплекс отложений с ПЖЛ залегает плащеобразно вблизи водоразделов, на склонах, заполняет древние термокарстовые цирки по пластовым льдам и озерные термокарстовые котловины. Хлоридно-натриевый химический состав льдов указывает на относительную близость морского бассейна.

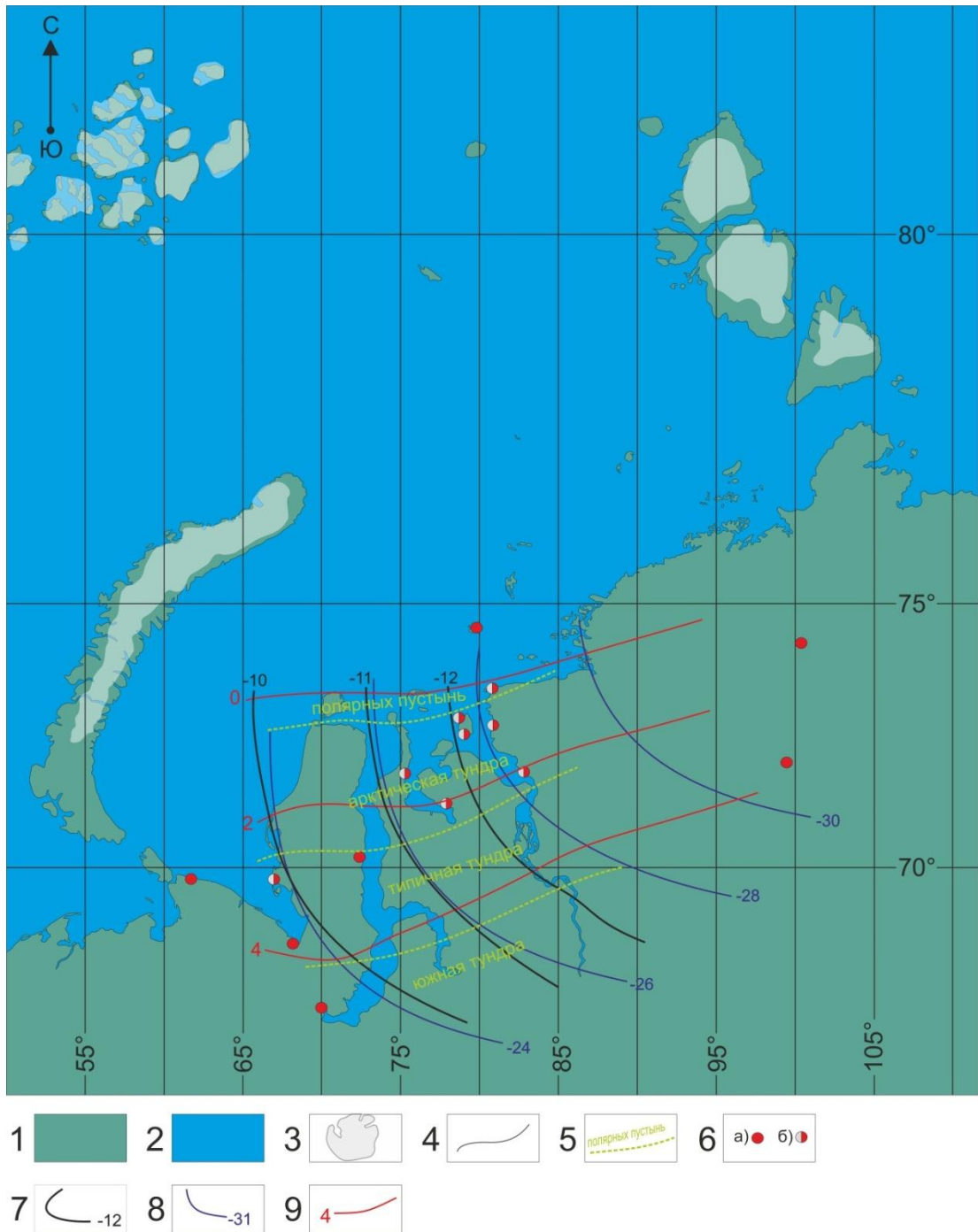


Рис. 5.3. Карта-схема палеогеографической обстановки в МИС 1 (голоцен, около 3-4 т.л.н.).

Условные обозначения: 1- территория с субэральными условиями (суша), 2 – территория занятая морем, 3- предполагаемые области развития оледенений, 4- современная береговая линия, 5- границы и названия биоклиматических зон, 6- а) участки с авторскими данными по изотопии ПЖЛ в МИС 1, б) участки с известными литературными данными по изотопии ПЖЛ в МИС 1, 7- реконструируемые среднегодовые температуры воздуха, 8- реконструируемые зимние температуры воздуха, 9- реконструируемые летние температуры воздуха.

Последующее постепенное потепление климата до современных значений температур (после 3 тыс. лет назад) привело к росту торфяников практически на всех геоморфологических уровнях. В областях распространения верхнеплейстоценовых и голоценовых ПЖЛ наблюдается частичное оттаивание верхних частей повторно-жильных льдов. Однако на аккумулятивных поверхностях и современных торфяниках к востоку от Обской Губы в настоящее время возможен рост современных жил.

При построении карт пространственного распределения температур воздуха при ограниченных данных всегда возникает вопрос о достоверности количественных оценок и пространственного распределения. Сравнение реконструируемых и фактических температур воздуха для Карского региона выполнено на основе сравнения реконструированных по современным элементарным ледяным жилкам температур и фактических температур по данным метеостанций. Восстановленные поля среднегодовых, зимних и летних температур приведены на рисунке 5.4. Сравнение расчетных и фактических полей температур показывает их хорошее совпадение, что подтверждает корректность расчетов. Максимальная разница в восстановленных и фактических температурах воздуха составила не более $3,2^{\circ}\text{C}$.

Качественная кривая изменения температуры воздуха, начиная с конца казанцевского времени до современности, была предложена Н.В. Кинд (1974). Несмотря на множественную критику геохронологических позиций экстремумов и самого факта их существования в те или другие временные интервалы, ни один из специалистов по четвертичной геологии севера Западной Сибири не предложил более обоснованную и при этом полную картину колебаний климата в позднем неоплейстоцене-голоцене. Поэтому кривая колебаний климата, разработанная Н.В. Кинд принята нами в качестве базовой. Исходя из доказанного положения о более или менее стабильном характере атмосферной циркуляции, выполненных расчетов и оценок температуры воздуха, оказалось возможным определить «реперные значения» отклонения температуры воздуха

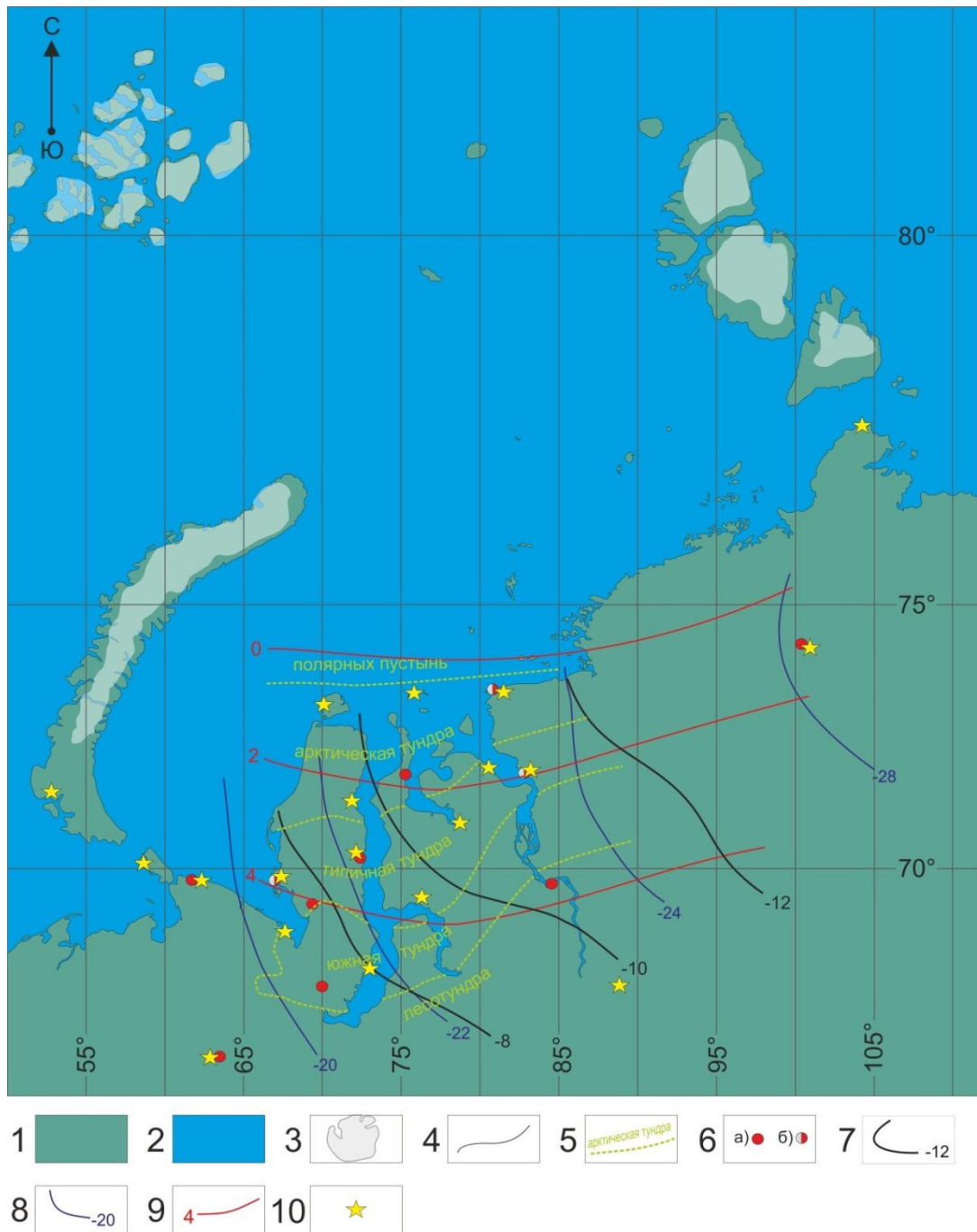


Рис. 5.4. Карта-схема реконструкции современной климатической обстановки по изотопному составу элементарных ледяных жилочек.

Условные обозначения: 1- территория с субэдральными условиями (суша), 2 – территория занятая морем, 3- области развития оледенений, 4- береговая линия, 5- границы и названия биоклиматических зон, б- а) участки с известными литературными данными по изотопии элементарных жилочек льда, б) участки с авторскими данными по изотопии элементарных жилочек льда, 7- реконструируемые среднегодовые температуры воздуха, 8- реконструируемые зимние температуры воздуха, 9- реконструируемые летние температуры воздуха, 10- метеостанции.

для трех временных срезов позднего неоплейстоцена-голоцена: вторая половина каргинского времени, первая половина сартанского времени и голоцен после климатического оптимума.

Как следует из количественных оценок, в первом случае понижение температуры от современной составило 2-4 °С, во втором – 6-8 °С и, наконец, в третьем случае – 1-3 °С (рис. 5.5).

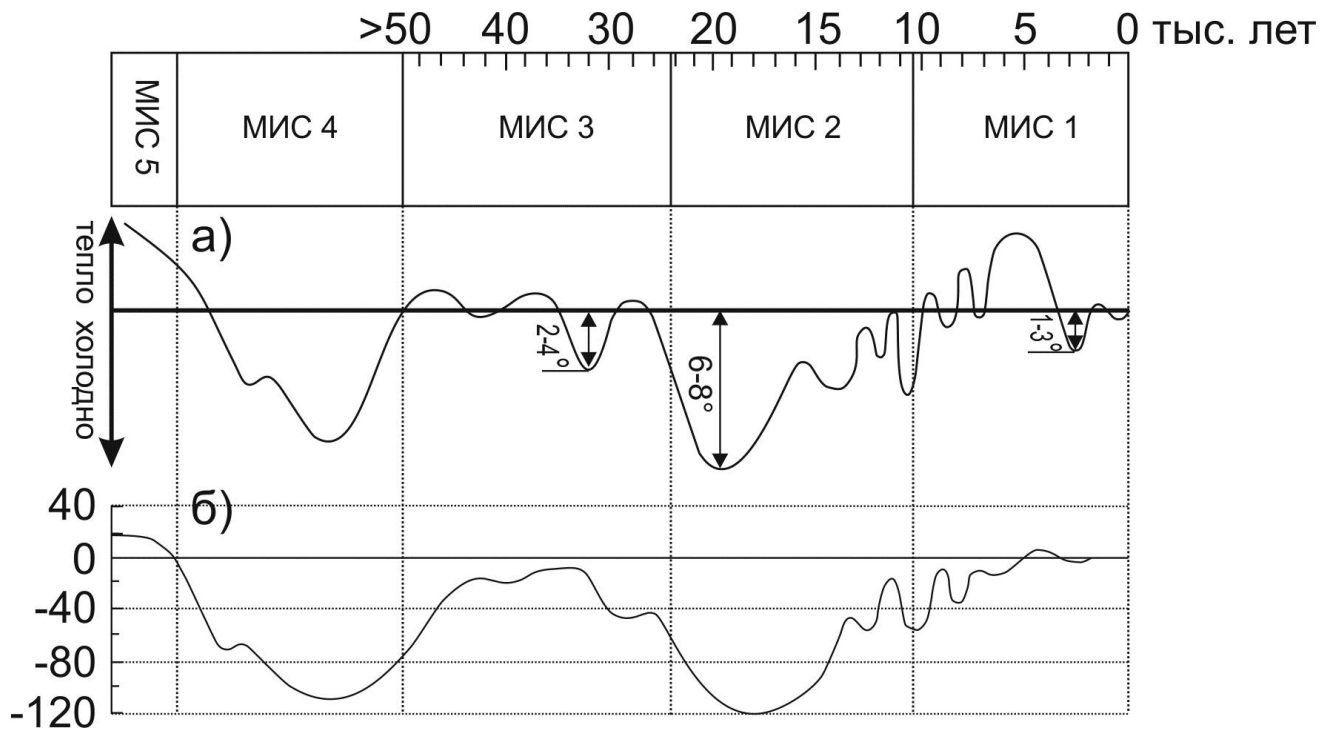


Рис. 5.5. Схема абсолютной хронологии главных геологических событий позднего неоплейстоцена в бассейне р. Енисей (по Н.В. Кинд, 1974 с добавлениями автора): а) качественная кривая изменения климата (цифрами показана разница температуры воздуха по сравнению с текущими значениями); б) кривая изменения уровня Мирового океана.

С формальной точки зрения полученных трех реперных точек достаточно для восстановления всей кривой изменения температуры во времени в количественных показателях температуры. Однако, такой формальный подход будет некорректен, поскольку на самом деле требуется оценка отклонения температуры от современной для каждого из экстремумов на кривой.

Анализ пространственного распределения температур воздуха на побережье и шельфе Карского моря, по крайней мере, со второй половины каргинского

времени и до современности (рис. 5.1, 5.2, 5.3, 5.4) показывает подобие температурных полей, в том числе и распределений реконструированных современных температур на основании изотопного состава элементарных ледяных жилков и их фактических значений на основе данных метеостанций.

Таким образом, полученные новые данные обосновывают третье защищаемое положение: **реконструирована геологическая история и палеогеографические условия эволюции побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене. Восстановлены зимние и оценены летние и среднегодовые температуры воздуха в регионе. Охарактеризована природная обстановка и пространственное распределение климатических характеристик в МИС 3, МИС 2 и МИС 1. Принципиальное распределение климатических показателей оставалось стабильным в последние 50 тыс. лет.**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования эволюции криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене позволяют сделать следующие выводы:

1. К настоящему времени сложились общие представления о хронологии и стратиграфии четвертичных отложений среднего и позднего неоплейстоцена и голоцена исследуемого региона. Для решения проблемы корреляции разных стратиграфических подразделений наиболее удобной оказывается применение общепризнанной шкалы морских изотопных стадий (МИС), в которой более или менее точно установлены временные рамки основных палеогеографических (и соответствующих геологических) и палеоклиматических событий. Применение шкалы МИС позволяет обойти проблему корреляции разновозрастных четвертичных отложений на побережье и шельфе Карского моря.
2. Исследована серия опорных геокриологических разрезов на побережье Карского моря. Ни в одном из изученных разрезов не представлены полностью отложения всего временного ряда от МИС 5 до МИС 1, но совокупность всех разрезов позволяет восстановить основные этапы и условия эволюции криолитозоны в позднем неоплейстоцене-голоцене. На каждом из изученных разрезов выполнен полный комплекс исследований, включающий геокриологическое описание, документирование и опробование всех представленных отложений, отбор образцов для лабораторного анализа минералогического, гранулометрического, химического (в т.ч. органический углерод) состава. В обязательном порядке изучен изотопный состав подземных льдов. На основе всего комплекса данных для каждого опорного разреза выполнена палеогеографическая интерпретация. Сопоставление палеогеографических интерпретаций всех разрезов позволило реконструировать геологическую историю, последовательность событий и условия, в результате которых

сформировалась современная криолитозона. Подробные геокриологические данные могут быть использованы для других видов геологических исследований – картографирования, геологических корреляций и т.п.

3. Установлено, что ледовый комплекс (ЛК) Западного Таймыра представляет собой естественную границу распространения ЛК в силу того, что нигде к западу от него в позднем неоплейстоцене – голоцене не существовало геологических и климатических условий для образования отложений ЛК. Ледовый комплекс на побережье Западного Таймыра отличается от других известных регионов более молодым возрастом (МИС 2) и меньшей мощностью.
4. Создана база данных по изотопному составу разновозрастных сингенетических повторно-жильных льдов и современных элементарных ледяных жилков. На основе анализа пространственного распределения содержания изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах установлено, что атмосферная циркуляция в Российской Арктике, начиная с 50 тыс. лет назад и до настоящего времени носила более или менее устойчивый характер и радикально не менялась. Формирование ледникового щита в Баренцевом и Карском морях в период последнего оледенения (МИС 2) не оказывало существенного влияния на параметры атмосферной циркуляции. Вероятно, ледниковый щит был незначительным по площади и высоте и практически не препятствовал атмосферному переносу с запада на восток. Предложено использовать изотопный состав повторно-жильных льдов (ПЖЛ) как надежный индикатор их возраста. Современное образование ПЖЛ на побережье Карского моря возможно только к востоку от Гыданской губы. Экспериментально установлено, что зависимость изотопного состава атмосферных осадков от температуры является стабильной во времени. Это позволило принять климатический стандарт, для построения калибровочного графика зависимости изотопного состава льда ПЖЛ от температуры. Калибровочный график использован для

реконструкции зимних палеотемператур на основании изотопного состава повторно-жильных льдов. Среднеквадратичное отклонение оценок температуры составляет 2,7. С вероятностью 0,85 пределы варьирования частных значений температуры, определяемой по уравнениям регрессии, составляют $\pm 3,8$ °С.

5. На основе разработанной базы данных изотопного состава разновозрастных повторно-жильных льдов на побережье Карского моря реконструированы зимние температуры воздуха и температуры холодного периода (октябрь-май) для трех временных срезов позднего неоплейстоцена-голоцена: вторая половина каргинского времени, сартанское время и голоцен после климатического оптимума. Летние и среднегодовые температуры оценены по современной климатической базе данных на основе аналогий. Составлены геолого-палеогеографические таблицы для каждого опорного разреза, в которых приведены основные сведения об этапах и условиях эволюции криолитозоны применительно к конкретному разрезу. Определены «реперные значения» отклонения температуры воздуха от современной для трех временных срезов позднего неоплейстоцена-голоцена: вторая половина каргинского времени, первая половина сартанского времени и голоцен после климатического оптимума. Понижение температуры в сравнении с современной составило соответственно 2-4 °С, 6-8 °С и 1-3 °С. Построены карты – схемы, иллюстрирующие палеогеографическую обстановку на каждый временной срез и пространственное распределение климатических характеристик для региона Карского моря. Установлено подобие (сходство) пространственного распределения температур для всех трех временных срезов, т.е. характер распределения климатических характеристик так же оставался стабильным в последние 50 тыс. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Н.П., Крицук Л.Н. Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда / Проблемы геокриологии. – М.: Наука. – 1983. – С. 230-239.
2. Антропоген Таймыра. Отв. ред. Н.В.Кинд, Б.Н.Леонов. – М.: Наука. – 1982. – 184 с.
3. Архангелов А.А., Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И., Вайкмяэ Р.А. Изотопно-кислородный состав подземных льдов / Проблемы геокриологии. – М.: Наука. –1988. – С. 152–158.
4. Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 6. – С. 792–799.
5. Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. – 1971. – С. 17-25.
6. Астахов В.И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований. – 1977. – № 30. – С. 60–69.
7. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2009. – № 69. – С. 8–24.
8. Астахов В.И. Хроностратиграфические подразделения верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика.– 2006.– Т. 47.– № 11.– С. 1207–1220.
9. Астахов В.И., Мангеруд Я. О геохронометрическом возрасте позднеплейстоценовых террас на нижнем Енисее // Доклады академии наук. – 2007. – Т. 416. – №4. – С. 509–513.
10. Афанасьев Б.Л. Неотектоника Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья: сборник статей «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР». – М.: Госгеолтехиздат., 1961.

11. Бадун Ю., Трофимов В. Основные закономерности криогенного строения многолетнемерзлых пород полуострова Ямал / Проблемы криолитологии. – М.: Изд-во МГУ. – 1974. – Вып. 4. – С. 125–148.
12. Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. – М.: Недра. – 1985. – 176 с.
13. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря. В сб. Динамика арктических побережий России. – М.: МГУ. – 1998. – С. 102–115.
14. Большаинов Д.Ю., Макаров А.С. К вопросу о происхождении ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых / Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический факультет МГУ. – 2011. – Вып. 3. – С. 109–115.
15. Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Земскова А.М. и др. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовых повторно-жильных льдах и изменения зимних температур воздуха на Ямале, Россия и в Адвентдалене, Свальбард // Десятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. – Тюмень, Печатник. – 2012. – Т. 3. – С. 41–45.
16. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли. – 2011. – т. XV. – № 2. – С. 56–64.
17. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). – М.: РИО Мособлупрполиграфиздат. – 1992. – Т. 1. – 420 с.; Т. 2. – 264 с.
18. Васильчук Ю.К. Полигонально-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. – М.: Изд-во МГУ. – 2006. – 404 с.
19. Васильчук Ю.К., Котляков В. М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. – М.: Изд-во МГУ. – 2000. – 616 с.

21. Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д. и др. Первые для севера Европы 14С-датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ г. Воркуты // Докл. РАН. – 2005. – Т. 400. – № 5. – С. 684–689.
22. Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1984. – № 53. – С. 28–35.
23. Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Сер. Географическая. – 2007. – №4. – С. 16–28.
24. Волков П.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. – Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1978. – № 4. – С. 25.
25. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. – М.: Наука. – 1975. – 212 с.
26. Гравис Г.Ф. Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1969. 128с.
27. Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. – М.: Недра. – 1980. – 383 с.
28. Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. – 2006. – Т.Х. – № 4. – С.74–94.
29. Гросвальд И.Г., Втюрин Б.И., Суходровский В.Л., Шишорина Ж.Г. Подземные льды Западной Сибири: происхождение и геоэкологическое значение // Материалы гляциологических исследований. – 1985. – № 54. – С. 145–152.
30. Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера / Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. – 1969. – Вып. 63. – 80 с.

31. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Молодьков А.Н., Пушина З.В., Рекант П.В., Степанова Г.В. Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Известия русского географического общества. – 2013. – № 4. – Т.145. – С. 65–79.
32. Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000) // Отечественная геология. – 2012. – № 2. – С. 84–89.
33. Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // Доклады академии наук. – 2012. – т. 443. – №6. – С.707–710.
34. Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Деревянко Л.Г. Сопкаргинский мамонт, время и условия его обитания (север Западной Сибири) // Успехи современного естествознания. – 2015. – №1-3. – С. 432–435.
35. Гусев И.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – №2. – С. 36 – 44.
36. Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисей // Проблемы криолитологии. – М.: Изд-во МГУ. – 1969. – Вып.1. – С. 93–105.
37. Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. – М.: Изд-во МГУ. – 1978. – 198 с.
38. Данилов И.Д. Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их образования // Известия Академии Наук. Серия геогр. – 1962. – № 6. – С. 74–80.

39. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С. и др. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III. – № 3. – С. 41–49.
40. Дубиков Г.И., Корейша М.М. Инъекционные ископаемые льды на полуострове Ямал // Известия АН СССР, сер. географ. – 1964. – № 5. – С. 58–65.
41. Дубиков Г.И., Корейша М.М. Инъекционные ископаемые льды на полуострове Ямал // Известия АН СССР, сер. географ. – 1964. – № 5. – С. 58–65.
42. Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 682 с.: ил.
43. Жесткова Т.Н., Швецов П.Ф., Шур Ю.Л. К вопросу о происхождении едомы / Геокриологические исследования. – Изд-во МГУ. – 1986. – С. 108–113.
44. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. О генезисе пластовых льдов // Вестник МГУ. – Сер. геол. – 1978. – № 3. – С. 35-42.
45. Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М. Морские неоген-четвертичные отложения низовьев реки Енисея. – Труды НИИГА. – Т.144. – М.: Недра, 1965. – 92 с.
46. Заррина Е.П., Краснов И.И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности / Труды ВСЕГЕИ, новая серия. – 1961. – Т.64. – С. 45–60.
47. Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене. – В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. (Отв. ред.: Кассенс Х. и др.). – М.: Изд-во МГУ. – 2009. – С. 320–331.

48. Зимов С.А. Констративный аллювий равнинных рек криогенной зоны // Региональные и инженерные геокриологические исследования. – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения Сиб. Отд. АН СССР. – 1985. – С. 21–34.
49. Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. – Л.: Наука. – 1972. – 200 с.
50. Калякин В.Н., Романенко Ф.А., Молочаев А.В. и др. Гыданский заповедник // Заповедники России. Заповедники Сибири. – 2000. – №2. – С. 47–55.
51. Каневский М.З., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. – 2005. – т. IX. – № 3. – С. 16–27.
52. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое / История развития многолетнемерзлых пород Евразии. – М.: Наука. – 1981. – С. 153–181.
53. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. О ледниковом происхождении санчуговской свиты Нижне-Енисейского района // Доклады АН СССР. – 1975. – Т. 224. – № 3. – С. 661–664.
54. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. – Л.: Геогр. об-во СССР. –1975. – С. 53–95.
55. Карпов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. – Новосибирск. Наука. – 1986. – 133 с.
56. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974 . – 255 с.
57. Конищев В.Н. Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII. – № 1. – С. 3–16.

58. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV. – №4. – С. 15–18.
59. Коняхин М.А. Д.В. Михалев, В.И. Соломатин. Изотопно-кислородный состав подземных льдов: учебное пособие. – Изд-во МГУ. – 1996. – 156 с.
60. Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. – М.: Изд-во МГУ. – 1996. – 156 с.
61. Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли. – 1998. – Т. II. – № 1. – С. 11–18.
62. Крицук Л.Н. Генезис пластовых залежей подземных льдов Западной Сибири в связи с вопросом их картографирования // Материалы гляциол. исслед. – 1986. – Вып. 54. – С. 188–192.
63. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. – М.: Научный мир. – 2010. – 352 с.: 32 цв. ил.
64. Крицук Л.Н., Поляков В.А. Изотопный и химический состав подземных вод и природных вод Западной Сибири. – М.: Геоинформмарк. – 2005. – 52 с.
65. Крицук, Л. Н., Поляков В.А. Изотопные исследования природных вод и льдов Западной Сибири // Инж. геология. – 1989. – № 4. – С. 76-94.
66. Кузин И.Л., Рейнин И.В., Чочиа Н.Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении. – Труды ВСЕГЕИ. Нов. Сер. – 1961. – Т.64.
67. Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН. – 1989. – 164 с.
68. Лавров А.С. К вопросу о генезисе серых валунных суглинков севера Европейской части СССР. – Докл. АН СССР. – 1965. – Т.163. – № 5.
69. Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений / Тр. ГИН АН СССР. – 1963. – Вып. 87. – 266 с.

70. Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). – М.: Изд-во МГУ. – 1972. – 250 с.
71. Лазуков Г.И. Этапы плейстоценового осадконакопления в пределах Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. Под ред. А.И. Попова. – М.: Изд-во МГУ. – 1971. – Выпуск 1. – С. 6–24.
72. Лопатин И.А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 года // Записки Императорского Русского Географического Общества. – 1897. – Т. XXVIII. – № 2. – С. 1–191.
73. Мащенко Е.Н., Тихонов А.Н., Сердюк Н.В., Тарасенко К.К., член корреспондент РАН А.В. Лопатин. Находка трупа самца мамонта в каргинских отложениях плейстоцена Таймыра // Доклады Академии Наук. – 2015. – Т. 460. – № 2. – С. 242–245.
74. Назаров Д.В. Новое о четвертичных отложениях центральной части западно-сибирской Арктики // Региональная геология и металлогения, 2007. – № 30-31. – С. 213-221.
75. Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А. Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) / Десятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. – Тюмень, Печатник. – 2012. – Т. 3. – С. 365–368.
76. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Стрелецкая И.Д., Сусллова М.Ю., Томберг И.В., Ходжер Т.В. Криолитология, гидрохимия и микробиология голоценовых озерных и повторно-жильных льдов о-ва Сибирякова Карского моря // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. – 2010. – Вып. 10. – С.241–247.
77. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Томберг И.В., Сусллова М.Ю., Фирсова А.Д., Ходжер Т.В., Жученко Н.А. Колебания уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильных льдов в низовьях Енисея // Лёд и Снег. – 2014. – № 2 (126) . – С. 82–90.

78. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Фации шельфа.– М.: Наука, 1998. – 192 с.
79. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В. Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ. – 1975. – 278 с.
80. Попов А.И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Известия АН СССР. Серия геогр. – 1953. – № 2. – С. 29–41.
81. Попов А.И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Известия АН СССР. Серия геогр. – 1953. – № 2. – С. 29– 41.
82. Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород в Карском море // Криосфера Земли. – 2011. – Т.ХV. – № 4. – С.72–75.
83. Романенко Ф.А., Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Ванштейн Б.Г., Николаев В.И. Новые данные о строении четвертичных отложений восточного берега Енисейского залива / Приоритетные направления в изучении криосферы Земли. Тезисы докладов Международной конференции. – Пущино. – 2005. – С. 176–177 .
84. Романенко Ф.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Подземные льды на островах у берегов Таймыра / Изд-во МГИ.– 2001. – № 91.– С. 129-137.
85. Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменение изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект // Лед и снег. – 2011. – № 1(113) . – С. 93–104.
86. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. – М.: Изд-во МГУ. – 1993. – 335 с.
87. Рябухин Г.Е. О некоторых проявлениях вечной мерзлоты в районе Усть-Порта // Проблемы Арктики. – 1939. – № 6. – С. 82–85.
88. Сакс В.Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии // Труды НИИГА. – 1951. – Т.14. – С.167–282.

89. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. – Л., М.: Труды института геологии Арктики. – 1953. – Т. 77. – 628 с.
90. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. – М.: ГЕОС, 2003. – 362 с.
91. Слагода Е.А., акад. В.П. Мельников, Опокина О. Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // Доклады академии наук. – 2010. – Т. 432. – №2. – С.1–3.
92. Соколов В.Н., Значко-Яворский Г.А. Новые данные по геологии Гыданского полуострова / Информационный бюллетень Института Геологии Арктики. – Вып. 6. – 1957. – С.4–10.
93. Стрелецкая И. Д., Облогов Г. Е.. Полигонально-жильные льды и их роль в формировании рельефа Енисейского Севера / Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: труды VI Щукинских чтений.– Москва. – 2010. – С. 235–236.
94. Стрелецкая И.Д, Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В. Геокриологическое строение четвертичных отложений берегов Западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2013. – Т. 17. – № 3. – С. 17–26.
95. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII. – № 3. – С.59–69.
96. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. – 2013. – № 2 (122). – С. 83–92.
97. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. – 2015. – т. XI. – № 3. – С.14–28.

98. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI. – № 3. – С.14–28.
99. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС. – 2012. – №72. – С. 28–59.
100. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник МГУ, сер. 5, география. – 2012. – № 3. – С. 57–63.
101. Суздальский О.В. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичного периода севера Западно-Сибирской низменности / Тезисы докл. всес. межвед. совещ. по изучен. четвертич. периода. – М., 1957.
102. Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1995. – Т. 3. – № 2. – С. 98–104.
103. Тормидиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука. – 1980. – 184 с.
104. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. – М.: Изд-во МГУ. – 1986. – 212 с.
105. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. – М.: Изд-во МГУ. – 1980. – 246 с.
106. Тумель Н.В. К истории развития многолетнемерзлых пород в верхнем плейстоцене-голоцене на Енисейском Севере / Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. – М.: Наука. – 1985. – С. 43–51.

107. Тумель Н.В., Лагов П.А. Криогенный рельеф в низовьях р. Енисея // Проблемы криолитологии. – 1982. – Вып. X. – С. 85–98.
108. Тумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене – голоцене // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI. – № 1. – С. 12–21.
109. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Под ред. В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин. – Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.
110. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 2. – С. 3–26.
111. Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Х.-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр) // Криосфера Земли. – 1997. – Т. I. – № 3. – С. 79–84.
112. Шилю Н.А. К истории развития низменностей субарктического пояса северо-востока Азии / Тр. СВКНИИ. Магадан. – 1964. – Вып. 11. – С. 154–169.
113. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия) / Труды ВСЕГЕИ. – 1956. – Т. 17. – 314 с.
114. Astakhov, V., Nazarov, D., Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // Quaternary Science Reviews. – 2010. –
Doi:10.1016/j.quascirev.2010.09.001.
115. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vinsent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes - Matuyama magnetic reversal // Earth and Planet. Sci. Let. – 1994. – V.126. – P. 91–108.
116. Voereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.-L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, Northern Siberia // The Cryosphere. – 2013. – № 7. – p. 31–46. – Doi:10.5194/tc-7-31-2013.

117. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. – 1964. – V. 19. – № 4. – P. 425–463.
118. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles // *Nature*. – 1983. – № 301. – P. 205–209.
119. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V, Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. – 2002. – V. 21. – P. 1–12.
120. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. – 1991. – Spec. Publ., 3. The Geochemical Society. – P. 211–221.
121. Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberia permafrost area // *Report of Institute of Low Temperature Science*. – Sapporo, Japan, Hokkaido Univ. – 1997. – P. 17–28.
122. Gornitz V. Sea level change, post-glacial. In *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer.v. – 2009. – XXVIII. – 1049 p.
123. Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M. et al. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: The isotope effect in firn diffusion // *Physics of Ice Core Records / T. Hondoh (ed.)*. Sapporo, Hokkaido Univ. Press. – 2000. – P. 121–140.
124. Kanevskiy, M., Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T., Stephani E. Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure // *Quaternary Research*. – 2011. – YQRES-03175. – No. of pages: 13; 4C: 3, 6, 7.
125. Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relation in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2011. – № 22. – P. 13–25. – Doi: 10.1002/ppp.712.
126. Leibman M.O., Lein A.Yu., Hubberten H.-W., Vanshtein B.G., Goncharov G.N. Isotope-geochemical characteristics of tabular ground ice at Yugorsky peninsula

- and reconstruction of conditions for its formation // *Data of Glaciol. Studies.* – Moscow. – 2001. – № 90. – P. 30–39.
127. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada.* – 1983. – Pap. 83-1B. – P. 67–74.
128. Magens D. Late Quaternary climate and environmental history of Siberian Arctic – Permafrost Records from Cape Mamontovy Klyk, Laptev Sea. – Diploma Thesis. – 2005. – Germany. Univ. Kiel. – 78 p.
129. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Hubberten H.-W. Palaeoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung.* – 2002b. – № 70. – P. 37–51.
130. Meyer H., Schirrneister L., Andreev A. et al. Late Glacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow // *Quaternary Science Reviews.* – 2010a, V. 29. – P. 3720–3735. – Doi:10.1016/j.quascirev.2010.08.005.
131. Meyer H., Schirrneister L., Yoshikawa K. et al. Permafrost evidence for severe winter cooling during the Younger Dryas in northern Alaska // *Geophys. Res. Lett.* – 2010b. – V. 37. – L03501. –Doi:10.1029/2009GL041013.
132. Meyer H., Siegert C., Schirrneister L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2002a. – № 13. – P. 91–105.
133. Michel F. A. Isotope investigations of permafrost waters in northern Canada. – University of Waterloo, Ontario, Canada, Dept. of Earth Sciences. – 1982.
134. Nazarov D., Henriksen M. New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia / Arctic paleoclimate proxies and chronologies: APEX Fourth International Conference. Höfn, Iceland. Abstract volume. – 2010. – P. 62–63.

135. Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost // *Quatern. Res.* – 1995. – V. 43 (1) . – P. 14–21.
136. Opel T., Dereviagin A., Meyer H., Schirrmeister L., Wetterich S. Paleoclimatic information from stable water isotopes of Holocene ice wedges at the Dmitrii Laptev Strait (Northeast Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2011. – №. 22 (1). – P. 84–100. – Doi:10.1002/ppp.667.
137. Opel T., Fritzsche D., Meyer H. et al. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // *J. Glaciol.* – 2009. – № 55 (189). – P. 21–31.
138. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* – 1999. – № 399. – P. 429–436.
139. Péwé, T.L. Quaternary geology of Alaska / U.S. Geological Survey professional. – United States Government Printing Office, Washington. – 1975. – Paper 835. – 145 pp.
140. Popp S., Diekmann B., Meyer H. et al. Palaeoclimate signals in permafrost as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk foreland, Central Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2006. – № 17. – P. 119–132.
141. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // *Climate change in continental isotopic records / P.K. Swart, K.C. Lohmann, J.A. McKenzie, S. Savin (eds) .* – Washington, DC, USA, Amer. Geophys. Union. – 1993. – P. 1–36.
142. Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A., Meyer H., Kunitsky V., Kuznetsova T., Dorozhkina M., Pavlova Y., Bobrov A., Oezen D. Late Quaternary history of the accumulation plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // *Polar Geography.* – 2003. – V. 27. – №4. – P. 277-319.

143. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quatern. Intern.* – 2002. – № 89. – P. 97–118. – Doi: 10.1016/S1040-6182(01)00083-0.
144. Shakhova, N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., and Gustafsson Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic shelf // *Science.* – 2010. – № 327. – P.1246–1250.
145. Sokratov S.A., Golubev V.N. Snow isotopic content change by sublimation // *J. Glaciol.* – 2009. – № 55. – P. 823–828.
146. Stein, R., Niessen, F., Dittmers, K., Levitan, M., Schoste,r F., Simstich, J., Steinke, T., Stepanets, O. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // *Polar Research.* – 2002. – № 21(2). – P.315–322.
147. Streletskaya I., Vasiliev A., Meyer H. Isotopic composition of syngenetic ice wedges and Palaeoclimatic reconstruction, Western Taymyr, Russian Arctic // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2011. – No. 22. – p. 101–106. – Publ. online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com). – Doi: 10.1002/ppp.707.
148. Streletskaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Molodkov A.N. Pleistocene–Holocene paleoenvironmental records from permafrost sequences at the Kara Sea coasts (NW Siberia, Russia) // *Geography, environment, sustainability.* – 2013. – V. 6. – № 3. – P. 60–76.
149. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews.* – 2004. – № 23. – P.1229–1271. – Doi: 10.1016/j.quascirev. 2003.12.008.

СПИСОК ПРИЛОЖЕНИЙ

- Приложение 2.1. Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза возле полярной станции Марре-Сале.
- Приложение 2.2. Содержание водорастворимых солей и минерализация отложений разреза Марре-Сале.
- Приложение 2.3. Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях опорного разреза возле п/с Марре-Сале.
- Приложение 2.4. Химический состав и минерализация подземных льдов различного генезиса возле п/с Марре-Сале.
- Приложение 2.5. Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льдах различного генезиса и возраста и наземных водных объектов возле п/с Марре-Сале.
- Приложение 5.1. Оценочные геолого-палеогеографические таблицы реконструкции этапов и условий эволюции криолитозоны опорных районов побережья и шельфа Карского моря

**СПИСОК РАБОТ ОПУБЛИКОВАННЫХ АВТОРОМ ПО ТЕМЕ
ДИССЕРТАЦИИ**

1. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., **Облогов Г.Е.** Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли. – 2011. – Т.ХV. – №2. – С.56–64.
2. Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Динамика морских берегов Западного Ямала // Криосфера Земли. – 2011. – Т.ХV. – №4. – С.72–75.
3. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., **Облогов Г.Е.** Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник Моск. Ун-та, сер. «География». – 2012. – №3. – С. 57–63.
4. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., **Облогов Г.Е.**, Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В. Геокриологическое строение четвертичных отложений берегов западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2013. – Т.ХVII. – №3. – С.17–26.
5. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., **Облогов Г.Е.**, Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лед и снег. – 2013. – №2 (122). – С.83–92.
6. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., акад. В.П. Мельников, **Облогов Г.Е.** Оценка атмосферной палеоциркуляции по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Доклады Академии Наук. – 2014. – Т.457. – №. 5. – С.608–611.
7. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., **Облогов Г.Е.**, Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене – голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. – 2015. – Т.ХIХ. – №2. – С.98–106.
8. Streletskaaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., **Oblogov G.E.**, Molodkov A.N. Pleistocene - Holocene paleoenvironmental records from permafrost sequences at

- the Kara Sea coasts (NW Siberia, Russia) // *Geography, environment, sustainability*. – 2013. - V.6. – №3. – P. 60-76.
9. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Широков Р.С., **Облогов Г.Е.** Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала в условиях меняющегося климата / Материалы четвертой Конференции геокриологов России. – 2011. – М.: МГУ. – Т.1. – С. 278–283.
 10. **Oblogov G.E.**, Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Gusev E.A., Arslanov N.A. Quaternary deposits and Geocryological Conditions of Gydan Bay Coast of the Kara Sea / *Proceeding of the Tenth International Conference on Permafrost*. – 2012. – V.2. – The Northern Publisher, Salekhard, Russia. – P. 29–296.
 11. **Облогов Г.Е.**, Коростелев Ю.В., Орехов П.Т., Малкова Г.В., Васильев А.А. Межгодовая изменчивость климатических характеристик, определяющих динамику мерзлых толщ на полуострове Ямал / Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции / Под. ред. В.П. Мельникова и Д.С. Дроздова. – Тюмень: Изд-во Эпоха. – 2015. – С. 265–268.
 12. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., **Облогов Г.Е.**, Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) / Тезисы докладов XV Гляциологического симпозиума «Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли». – 2012. – Архангельск, САФУ. – С. 92.

Гранулометрический состав отложений опорного берегового разреза возле
полярной станции Марре-Сале

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Гранулометрический состав, % по весу			Наименование по классификации В.В. Охотина
		2-0,05 мм (Песчаные)	0,05-0,002 мм (Пылеватые)	<0,002 мм (Глинистые)	
11MS1	1,7	73,5	21,9	4,3	Супесь легкая
11MS1	4,8	7,9	89,4	2,4	Пылеватая супесь легкая
11MS1	5,4	11,9	58,5	29,1	Пылеватый суглинок тяжелый
11MS1	6,1	46,2	37,9	15,6	Суглинок средний
11MS1	5,5	23,2	49,6	26,9	Пылеватый суглинок тяжелый
11MS1	5	10,4	58,6	30,8	Глина
11MS1	8	58,6	30,4	11	Суглинок легкий
11MS1	22	1,7	61,8	36,5	Глина
11MS3	6,5	54,8	34,8	10	Суглинок легкий
11MS3	4,6	18,4	60,4	21	Пылеватый суглинок тяжелый
11MS3	2,6	49,1	34,8	16,1	Суглинок средний
11MS5	3,3	80,8	16,4	2,7	Песок
11MS5	4	81,8	16,6	1,3	Песок
11MS5	5	91,1	6,1	2,5	Песок
11MS6	2,4	87,8	8,9	3,1	Супесь легкая
11MS6	4,3	61,2	27,1	11,4	Суглинок легкий
11MS6	6,3	10,7	65,5	23,5	Пылеватый суглинок тяжелый
11MS6	7,8	7,9	73,4	18,4	Пылеватый суглинок средний
11MS7	1,8	20,6	45,8	33,4	Глина
11MS7	3	23,4	39,5	36,9	Глина
11MS7	4,8	17,2	33,7	48,7	Глина
11MS7	5,4	23,6	38,3	38,1	Глина
11MS9	16,5	1,6	68,6	29,5	Пылеватый суглинок тяжелый
11MS9	17	58	32,4	9,3	Супесь тяжелая
11MS9	17,5	4,1	60,7	35,2	Глина
11MS9	18	1,8	57,8	40,3	Глина
11MS9	1,6	93,4	4	2,4	Песок
12MS01	5	95,5	13,8	7	Супесь легкая
12MS01	8,3	10,9	66,9	22,2	Пылеватый суглинок тяжелый
12MS03	3,5	85,3	12,9	1,8	Пылеватый песок
12MS03	4,7	80,7	16,3	3	Пылеватый песок
12MS03	5	92,8	5,4	1,8	Песок

12MS03	9,2	82,4	12,3	5,3	Супесь легкая
12MS04	4	88,7	9,6	1,7	Песок
12MS04	5,5	79,6	15,4	5	Супесь легкая
12MS04	9,7	91,1	6,9	2,1	Супесь легкая
14MS1	1,4	89	10,3	0,7	Пылеватый песок
14MS1	4,6	86,5	11,8	1,7	Пылеватый песок
14MS2	4	90,9	7,8	1,3	Песок
14MS2	5	82	15,7	2,3	Супесь легкая
14MS2	5,2	58,6	37,3	4,1	Пылеватая супесь тяжелая
14MS2	7,2	18,7	69,7	11,6	Пылеватый суглинок легкий
14MS2	12,6	19,8	70,1	10,1	Пылеватый суглинок легкий
14MS2	14	13,2	71,2	15,6	Пылеватый суглинок средний
14MS2	9,2	28,9	58,7	12,4	Пылеватый суглинок легкий
14MS2	9,9	53,4	40,2	6,4	Суглинок легкий
14MS2	11	29,7	55,8	14,5	Пылеватый суглинок легкий
14MS2	11,9	24,3	63,8	11,9	Пылеватый суглинок легкий
14MS3	1,6	96,6	2,5	0,9	Песок
14MS3	2,9	73,6	24,1	2,3	Супесь легкая
14MS3	4,4	75,9	17,3	6,8	Супесь тяжелая

Содержание водорастворимых солей и минерализация отложений
разреза Марре-Сале

Номер обнажени я	Глубин а отбора, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %				Dsal, %	pH
		K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃		
11MS1	6,1	5,6	88,1	1,2	5	84,1	15,1	0	0,8	0,075	8,15
11MS1	5,4	3,9	87,3	5,9	2,9	70,9	28	0	1,1	0,155	8,25
11MS1	4,8	3,9	88,9	5	2,2	87,6	11,9	0	0,5	0,164	7,85
11MS1	1,7	10,5	41,8	28	19,8	76,8	22,1	0,1	1	0,052	8,3
11MS1	2	14,6	65,9	19,5	0	48,4	50,9	0,2	0,5	0,013	6,75
11MS7	1,8	4,6	87,3	4,7	3,4	44,1	55,6	0	0,4	0,161	7,9
11MS8	17	2,7	91,4	1	4,9	76,7	22,7	0	0,7	0,096	7,95
11MS1	8	2,5	89,1	3,3	5,1	75,8	23,9	0	0,3	0,151	8
11MS5	7,1	1,9	94,3	2,8	1,1	87,4	12,5	0	0	0,801	7,98
11MS5	5	7,7	51,4	18,7	22,3	74,9	24,8	0	0,3	0,088	7,8
11MS5	4	9,8	50,3	20,3	19,6	90,9	8,6	0	0,5	0,075	7,85
11MS5	3,3	13,5	41,8	19,7	25,1	90,8	8,2	0	1	0,049	8,1
11MS6	7,8	3,5	91,9	2,4	2,2	82,2	17,5	0	0,3	0,164	8,15
11MS6	6,3	2,4	89,4	3,8	4,4	84,3	15,3	0	0,4	0,156	8,1
11MS6	4,3	9,9	55,3	15,2	19,6	89,1	10	0	0,9	0,05	8,2
11MS6	2,4	20,3	58,9	5,2	15,6	73,2	25,7	0	1,1	0,018	7,55
11MS6	6,1	13,2	58,9	21,5	6,4	16,5	42,2	8	33,1	0,026	7,65
11MS3	5,8	2,2	91,2	4	2,6	84,2	1,6	0,7	13,6	0,027	7,75
11MS1	5,5	2,8	89,6	4,6	3	76,8	12,6	0,4	10,2	0,236	7,68
11MS7	2,5	4,7	87,7	4,8	2,8	34,8	21,2	1,2	42,7	0,25	8,22
11MS3	4,6	6,4	71	14	8,6	49,6	35,7	0	14,8	0,209	7,74
11MS3	2,6	13,5	53,3	20,4	12,8	23,3	16,5	0	60,3	0,054	7,8
11MS1	5	3,9	78,4	11	6,8	79,1	13,2	0	7,7	0,347	7,66
11MS3	6,5	3,4	88,8	4,4	3,4	52,7	14,2	0	33	0,156	8,14
11MS7	3	3,8	91,6	3,1	1,4	41,2	28,3	0	30,5	0,155	7,95
11MS8	18	1,7	92,3	3,7	2,2	81,2	6,4	0	12,5	0,317	7,96
11MS7	5,4	4,1	92,2	2,1	1,6	58,3	23,3	0	18,4	0,286	7,98
11MS8	16,5	1,7	90,9	4,8	2,7	78,9	0,8	0	20,2	0,257	7,98
11MS8	17,5	2	91,4	3,5	3,1	40,3	16,9	0	42,9	0,173	8,02
11MS9	2,4	3,1	71,3	14,1	11,4	80	5,4	0	14,5	0,171	7,75
11MS9	1,6	13,6	44,6	17,2	24,5	17,5	19,9	0	62,6	0,065	8,15
12MS01	5	2,5	90,2	5,3	2,1	68,1	12,4	0	19,5	0,071	7,35
12MS01	8,3	1,3	87,2	3,4	8,1	96,2	1,5	0	2,3	0,471	7,43
12MS03	3,5	5,5	42,4	33,5	18,6	54,9	21,6	0	23,5	1,582	7,43
12MS03	4,7	1,8	77,7	9,4	11	81,5	10,7	0	7,7	0,153	7,45
12MS03	5	2,4	89,3	3,3	5	66,7	3,7	0	29,6	0,03	7,35
12MS03	9,2	2,3	91,4	3,9	2,4	64,1	19,5	0	16,4	0,066	7,3

12MS04	9,7	4,5	52	20,4	23,1	82,1	5,4	0	12,5	0,037	7,13
12MS04	9,7	4,2	51,4	24,7	19,8	86,1	2,7	0	11,3	0,04	7,1
12MS04	5,5	3,4	55	12,8	28,8	79,4	8,8	0	11,8	0,06	7,25
12MS04	4	6,1	39,9	25,5	28,5	60,5	15,3	0	24,1	0,06	7,63
13MS01	2,5	10,7	36,4	23,5	29,5	28	21,5	0	50,6	0,029	7,54
13MS01	3,5	7,2	26	27,2	39,5	28	8,7	4,9	58,4	0,042	8,07
13MS01	4,5	7,5	28,3	34,3	29,8	32,8	10,2	0	57	0,036	7,98
13MS01	5,5	6	35,7	26,6	31,7	49,9	4,9	0	45,2	0,049	7,72
13MS03	4	6,7	43,2	20,2	30	45,5	3,5	0	50,9	0,034	7,64
13MS03	6,5	3,5	84,9	6,6	5	61,1	1,8	1,6	35,5	0,062	7,86
13MS07	3,6	3,6	91,9	2,7	1,8	61	22,7	1	15,3	0,191	8,22
14MS1	1,4	15	21,8	21,9	41,3	48,6	12,5	0	39	0,019	7,05
14MS1	4,6	14,8	18,2	23,1	44	32	10,9	0	57,1	0,023	7,2
14MS2	4	21,1	21,1	23,1	34,7	27	33	0	40	0,015	6,84
14MS2	5	16,4	33,6	16,8	33,2	21,9	14,3	0	63,7	0,009	7,02
14MS2	5,2	13,7	29,2	19	38,1	22,1	10	0	67,8	0,013	7,14
14MS2	7,2	6	68	8,7	17,3	24,2	0	3,5	72,4	0,032	7,72
14MS2	12,6	2,5	87,7	3,8	6,1	10,9	44,6	0	44,5	0,073	7,78
14MS2	14	3,4	88,2	3,2	5,1	12,5	31,5	0	56	0,091	7,94
14MS2	9,2	4,7	77,1	9,4	8,8	8,4	12,8	2,2	76,6	0,053	7,86
14MS2	9,9	3,8	79,1	4,3	12,8	12,4	0	4	83,6	0,028	7,72
14MS2	11	2,3	89,6	2,7	5,4	17,3	18,7	3,5	60,5	0,063	7,76
14MS2	11,9	2,5	88,5	2,5	6,4	21,5	30,6	1,4	46,5	0,075	7,6
14MS3	1,6	9,8	30	23,5	36,6	26,8	3,3	0	69,9	0,038	7,74
14MS3	2,9	6,2	49,9	17,4	26,5	35,7	13,7	0	50,6	0,053	8
14MS3	4,4	6,3	57,8	17,5	18,4	51,1	14,6	0	34,3	0,055	7,75

Содержание органического углерода (Сорг) в отложениях опорного разреза возле
п/с Марре-Сале

Номер обнажения	Глубина отбора, м	Наименование грунта	Сорг., %
11MS1	6,1	суглинок	0,69
11MS1	5,4	суглинок	1,06
11MS1	4,8	супесь пылеватая	1,16
11MS1	1,7	супесь	0,45
11MS1	2	песок	0,16
11MS7	1,8	глина пылеватая	0,74
11MS8	17	суглинок	0,43
11MS1	8	суглинок легкий	0,43
11MS5	7,1	суглинок легкий	1,01
11MS5	5	песок	0,16
11MS5	4	песок	0,48
11MS5	3,3	песок	0,48
11MS6	7,8	суглинок	0,94
11MS6	6,3	суглинок	1,18
11MS6	4,3	суглинок легкий	0,27
11MS6	2,4	супесь	0,19
11MS6	6,1	песок	0,26
11MS3	5,8	суглинок	0,84
11MS1	5,5	суглинок	0,67
11MS7	2,5	глина пылеватая	0,69
11MS3	4,6	суглинок	0,94
11MS3	2,6	суглинок	0,57
11MS1	5	глина пылеватая	1,27
11MS3	6,5	суглинок легкий	0,68
11MS7	3	глина пылеватая	0,7
11MS8	18	глина пылеватая	1,08
11MS7	5,4	глина пылеватая	0,65
11MS8	16,5	суглинок	1,08
11MS8	17,5	глина пылеватая	0,94
11MS9	2,4	супесь	0,36
11MS9	1,6	песок	0,13
12MS01	5	супесь пылеватая	0,32
12MS01	8,3	суглинок пылеватый	1,18
12MS03	3,5	супесь пылеватая	0,14
12MS03	4,7	песок	0,83
12MS03	5	суглинок пылеватый	0,08
12MS03	9,2	песок мелкозернистый	0,2
12MS04	9,7	супесь	0,024
12MS04	9,7	супесь	0,025

12MS04	5,5	песок мелкозернистый	0,17
12MS04	4	песок	0,12
13MS01	2,5	песок	0,21
13MS01	3,5	песок	0,26
13MS01	4,5	песок	0,17
13MS01	5,5	песок	0,32
13MS03	4	песок	0,41
13MS03	6,5	Пылеватая супесь тяжелая	0,72
13MS07	3,6	глина пылеватая	0,83
14MS1	1,4	Пылеватый песок	0,33
14MS1	4,6	Пылеватый песок	0,3
14MS2	4	Песок	0,1
14MS2	5	Супесь легкая	0,21
14MS2	5,2	Пылеватая супесь тяжелая	0,84
14MS2	7,2	Пылеватый суглинок легкий	1,31
14MS2	12,6	Пылеватый суглинок легкий	1,31
14MS2	14	Пылеватый суглинок средний	1,22
14MS2	9,2	Пылеватый суглинок легкий	1,32
14MS2	9,9	Суглинок легкий	0,88
14MS2	11	Пылеватый суглинок легкий	1,14
14MS2	11,9	Пылеватый суглинок легкий	1,2
14MS3	1,6	Песок	0,06
14MS3	2,9	Супесь легкая	0,33
14MS3	4,4	Супесь тяжелая	0,33

Химический состав и минерализация подземных льдов различного генезиса возле
п/с Марре-Сале

Номер пробы	Глубина отбора, м	Катионы, эквив. %				Анионы, эквив. %			Минерализация, г/л
		К	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	
ПЖЛ голоценового возраста (МИС 1)									
13MS10	3	9,9	40	18,7	31,4	46,5	-	53,5	0,038
12MS01	3,1	3	50,5	19,9	26,7	27,3	5,8	66,9	0,218
12MS06	2,7	4,5	54,1	21,8	19,6	73,5	3,4	23,1	0,043
11MS2	0,8	7,7	57,5	18,4	16,4	62,7	10,7	26,6	0,037
ПЖЛ плейстоценового возраста (МИС 2)									
13MS01	3,5	5,6	32,3	30,5	31,5	30,3	9,6	60,1	0,051
12MS02	1,6	7,7	14,2	22,6	55,4	20,4	4,8	74,8	0,045
12MS03	4,6	4,9	29	23,3	42,7	25,7	2,4	71,9	0,071
11MS1	5,3	7,7	57,5	18,4	16,4	62,7	10,7	26,6	0,037
11MS1	2,8	3,6	74,7	13,6	8,2	34,4	12,1	53,4	0,104
11MS1	1,7	4	36,7	31,2	28,1	22	9,5	68,5	0,073
11MS1	1,7	4,2	52	22,7	21,1	13,7	2,7	83,7	0,087
11MS1	1,7	4,2	68,4	15,8	11,6	20	9	71	0,079
11MS3	8,1	3	61,1	19	16,9	43,6	4,8	51,6	0,098
11MS3	1,8	3,1	45,1	24,6	27,2	55,1	5,8	39,1	0,025
11MS6	7	3	16,7	34,1	46,2	11,6	5,6	82,8	0,087
11MS6	5	3,2	29,6	28,9	38,3	12,4	7,3	80,3	0,081
11MS9	3,4	7,4	44,9	25,6	22	45,3	9,2	45,5	0,071
Пластовый лед (1 типа)									
13MS02	7	10,6	49,1	15,1	25,2	48,7	11	40,3	0,041
13MS04	7	2,1	86,9	3,9	7,1	88	-	12	0,26
13MS05	7	9,4	70,1	9,1	11,3	74,4	-	25,6	0,113
12MS01	4,6	5,2	49,6	13,1	32,2	58,7	3,2	38	0,07
12MS03	9,4	5,3	26,6	35,3	32,8	33	5,2	61,8	0,023
12MS04	9	1,4	30,6	34,5	33,5	77,7	4,7	17,6	0,175
12MS04	5	5,1	31,7	28,7	34,5	23,8	2,5	73,6	0,077
12MS04	10	4,8	30,3	28,5	36,4	25,1	10,5	64,4	0,071
Пластовый лед (2 типа)									
13MS07	5	10,7	26,5	19,6	43,2	33,7	41,8	24,5	0,051
12MS05	7	4,6	28,9	30,1	36,3	50,5	14,1	35,4	0,032
11MS7	7	6,5	80,8	7,2	5,5	24	5,3	70,7	0,098
11MS7	6,8	5	89,1	4,3	1,6	60,3	7,3	32,4	0,218

Содержание изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) во льдах различного генезиса и возраста и наземных водных объектов возле п/с Марре-Сале

Номер обнажения	Глубина отбора, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Dex
ПЖЛ голоценового возраста (МИС 1)				
11MS2	0,2	-15,78	-115,9	10,3
11MS2	0,2	-15,64	-115,0	10,1
11MS2	0,7	-16,02	-116,3	11,9
11MS2	1	-16,13	-118,4	10,6
11MS2	1,35	-16,11	-118,5	10,4
11MS9	0,1	-17,07	-125,9	10,7
11MS9	0,1	-15,42	-112,1	11,3
11MS9	0,1	-15,89	-116,1	11,0
11MS9	0,1	-16,04	-117,5	10,8
11MS9	0,1	-16,36	-119,6	11,3
11MS9	0,5	-18,39	-136,3	10,8
11MS9	0,5	-16,70	-122,8	10,8
11MS9	0,5	-16,68	-123,3	10,1
11MS9	0,5	-16,38	-120,4	10,6
11MS9	0,9	-17,42	-129,1	10,3
11MS9	0,9	-17,90	-134,1	9,1
11MS9	0,9	-17,20	-128,6	9,0
11MS9	1,4	-18,89	-141,3	9,8
13MS03	1,1	-16,10	-119,0	9,8
13MS03	1,1	-16,40	-120,0	11,2
13MS03	1,1	-18,10	-134,0	10,8
13MS03	1,7	-15,80	-118,0	8,4
13MS03	1,7	-17,70	-132,0	9,6
13MS03	2,4	-16,20	-120,0	9,6
13MS03	2,4	-18,30	-137,0	9,4
13MS03	3,3	-19,10	-145,0	7,8
ПЖЛ позднеплейстоценового возраста (МИС 2)				
11MS1	0,1	-24,00	-184,9	7,1
11MS1	0,1	-24,70	-189,4	8,2
11MS1	0,1	-24,25	-186,5	7,5
11MS1	0,1	-23,18	-177,6	7,8
11MS1	0,9	-24,63	-189,3	7,7
11MS1	0,9	-23,13	-178,2	6,8
11MS1	0,9	-24,01	-184,1	8,0
11MS1	0,9	-24,70	-189,4	8,2
11MS1	0,9	-23,05	-177,9	6,5

11MS1	1,3	-24,63	-189,1	7,9
11MS1	1,3	-23,99	-182,9	9,0
11MS1	1,3	-23,75	-182,2	7,8
11MS1	1,3	-23,80	-182,5	7,9
11MS1	1,3	-23,41	-179,4	7,9
11MS1	1,9	-23,71	-181,0	8,7
11MS1	1,9	-23,75	-181,0	9,0
11MS1	1,9	-22,79	-174,3	8,0
11MS1	2,6	-23,85	-181,5	9,3
11MS1	2,7	-23,79	-182,0	8,3
11MS1	2,6	-23,25	-177,2	8,8
11MS1	3,4	-22,10	-168,2	8,6
11MS1	3,5	-22,52	-170,0	10,2
11MS1	3,9	-22,57	-170,6	10,0
11MS3	0,1	-24,83	-190,3	8,3
11MS3	0,1	-23,91	-184,3	7,0
11MS3	0,1	-23,86	-184,1	6,8
11MS3	1,1	-24,77	-189,4	8,8
11MS3	1,1	-24,06	-183,9	8,6
11MS3	1,1	-23,81	-183,7	6,8
11MS3	2,1	-23,90	-182,6	8,6
11MS3	2,1	-23,51	-180,3	7,8
11MS3	2,1	-24,15	-185,9	7,3
11MS3	3,1	-23,42	-179,0	8,4
11MS3	3,1	-24,41	-186,7	8,6
11MS3	3,1	-23,75	-182,8	7,2
11MS3	4,1	-24,16	-183,4	9,9
11MS3	4,6	-23,82	-182,7	7,9
11MS3	5,1	-24,28	-186,0	8,2
11MS3	5,6	-24,28	-187,3	6,9
11MS3	6,1	-24,72	-189,9	7,9
11MS3	6,6	-24,80	-190,6	7,8
11MS5	3,5	-23,69	-181,5	8,0
11MS6	0,8	-24,96	-191,0	8,7
11MS6	0,8	-24,37	-187,9	7,1
11MS6	1,9	-24,81	-190,9	7,6
11MS6	1,9	-25,04	-193,7	6,6
11MS6	1,9	-24,28	-182,0	12,2
11MS6	1,9	-25,21	-194,5	7,2
11MS6	2,5	-25,24	-194,1	7,8
11MS6	2,5	-24,86	-192,8	6,1
11MS6	2,5	-24,91	-191,7	7,6
11MS6	2,5	-23,61	-182,4	6,5
11MS6	3,2	-24,69	-190,7	6,8
11MS6	3,2	-25,15	-194,4	6,8

11MS6	3,2	-24,86	-192,5	6,4
11MS6	3,2	-24,23	-187,6	6,2
11MS6	4	-24,19	-186,4	7,1
11MS6	4	-24,78	-190,8	7,4
11MS6	4	-25,14	-193,6	7,5
11MS6	4	-25,04	-193,2	7,1
11MS9	1,4	-21,53	-161,1	11,1
11MS9	1,4	-23,37	-178,2	8,8
11MS9	1,8	-23,28	-176,3	9,9
11MS9	2,3	-23,47	-177,7	10,1
11MS9	2,8	-23,84	-180,0	10,7
12MS03	2,4	-22,13	-170,8	6,2
12MS03	2,4	-22,54	-172,1	8,3
12MS03	3	-25,32	-193,4	9,2
12MS03	3	-22,79	-174,6	7,8
12MS03	3	-22,44	-171,9	7,6
12MS03	3,6	-23,68	-181,3	8,1
12MS03	3,6	-24,43	-186,2	9,2
12MS03	3,6	-21,65	-164,6	8,6
12MS03	4,4	-25,45	-195,2	8,4
12MS03	5,1	-25,16	-192,6	8,7
12MS03	5,65	-25,36	-193,6	9,3
12MS03	6,5	-24,49	-186,4	9,6
12MS03	7,3	-23,95	-182,2	9,4
12MS03	8	-24,47	-187,7	8,1
12MS03	8,3	-25,67	-196,7	8,6
12MS03	9,2	-25,38	-194,2	8,8
12MS03	9,2	-23,33	-175,8	10,9
12MS03	9,4	-21,43	-163,5	7,9
13MS01	1,8	-26,00	-197,0	11,0
13MS01	1,8	-23,40	-180,0	7,2
13MS01	1,8	-24,20	-187,0	6,6
13MS01	1,8	-25,20	-194,0	7,6
13MS01	2,5	-26,40	-202,0	9,2
13MS01	2,5	-23,60	-181,0	7,8
13MS01	2,5	-23,50	-180,0	8,0
13MS01	2,5	-25,20	-194,0	7,6
13MS01	3,5	-23,60	-181,0	7,8
13MS01	3,5	-25,60	-196,0	8,8
13MS01	3,5	-27,00	-208,0	8,0
13MS01	3,5	-25,50	-196,0	8,0
13MS01	4,5	-24,90	-192,0	7,2
13MS01	4,5	-24,10	-184,0	8,8
13MS01	5,5	-24,00	-183,0	9,0
13MS06	1,4	-23,70	-181,0	8,6

13MS06	1,4	-20,30	-154,0	8,4
13MS06	2,5	-23,10	-179,0	5,8
13MS06	2,5	-25,20	-193,0	8,6
13MS06	2,5	-24,10	-186,0	6,8
13MS06	3,5	-25,30	-194,0	8,4
13MS06	3,5	-24,00	-186,0	6,0
13MS06	4,5	-25,40	-195,0	8,2
13MS06	5,5	-24,70	-191,0	6,6
13MS06	6,5	-24,40	-188,0	7,2
13MS06	7,5	-24,60	-189,0	7,8
13MS06	8,5	-24,30	-188,0	6,4
13MS06	9,5	-24,20	-186,0	7,6
14MS3	1,6	-24,60	-189,0	7,2
14MS3	2,6	-23,60	-181,0	8,3
Пластовый лед (1 типа)				
11MS1	4,4	-20,58	-155,3	9,3
11MS1	4,6	-20,45	-154,4	9,2
12MS01	4,4	-19,67	-147,0	10,3
12MS01	4,6	-20,18	-152,9	8,6
12MS01	4,8	-18,51	-138,6	9,5
12MS03	9,2	-20,62	-156,0	8,9
12MS03	9	-19,88	-150,2	8,9
12MS03	9,4	-19,70	-150,1	7,5
12MS03	9,4	-19,16	-146,1	7,1
12MS04	9,5	-19,18	-147,0	6,5
12MS04	?	-18,53	-141,2	7,0
12MS04	?	-18,60	-142,1	6,7
13MS06	8	-21,10	-161,0	7,8
13MS09	7	-17,30	-129,0	9,4
13MS04	7	-19,40	-147,0	8,2
13MS05	7	-19,00	-144,0	8,0
13MS02	7	-18,90	-143,0	8,2
Пластовый лед (2 типа)				
11MS7	6,8	-10,02	-76,7	3,5
11MS7	7,6	-10,85	-83,3	3,5
11MS7	8,1	-8,82	-67,9	2,7
11MS7	8,8	-13,61	-104,4	4,5
11MS7	9,3	-13,36	-102,3	4,6
11MS7	9,7	-12,76	-98,2	3,9
11MS7	10,2	-15,56	-119,8	4,7
11MS7	14	-17,74	-137,2	4,7
12MS05	4,9	-9,03	-71,7	0,6
12MS05	5,2	-9,40	-74,0	1,3
12MS05	5,5	-9,32	-74,9	-0,3
12MS05	5,8	-9,49	-77,0	-1,1

12MS05	6,1	-14,81	-116,2	2,3
12MS05	6,4	-13,45	-105,5	2,1
12MS05	6,7	-13,64	-105,4	3,7
12MS05	7	-17,94	-137,8	5,7
13MS07	4,3	-10,10	-78,0	2,8
13MS07	4,6	-11,00	-85,0	3,0
13MS07	4,9	-12,60	-96,0	4,8
13MS07	4,9	-12,40	-95,0	4,2
13MS07	4,9	-10,70	-82,0	3,6
современный снежник				
11MS6	0	-15,47	-110,4	13,4
14MS1	0	-18,40	-135,0	12,1

Реконструкции этапов и условий эволюции криолитозоны опорных районов побережья и шельфа Карского моря

Система	Общая				Морские изотопные стадии		Характеристика отложений			Преобладающий способ промерзания	Подземные льды в отложениях соответствующего возраста	Характеристика бассейна		Характеристика климатических условий					Биоклиматические зоны (для субарктических условий ландшафты ближайших субарктических территорий)						
	Направление	Раздел	Эпоха	Ступень	Стадия / Возрастные границы	Условия осадконакопления	Генезис осадков	Мощность горизонта, м	Характерные отложения			Предполагаемая глубина моря, м	Предполагаемая температура придонных вод, °С	Температуры воздуха в январе, °С	Температуры зимнего периода (декабрь-февраль), °С	Температуры холодного периода (октябрь-май), °С	Температуры летнего периода, оценочно (июнь-август), °С	Среднегодовая температура воздуха, °С							
Четвертичная	Голоценовый	Верхнее	1	1	Современное состояние (климатические данные приведены по ближайшей метеостанции осредненные за последние 30 лет)	Субарктические	Аллювиальный, озерный, биогенный, эоловый	0-2	Пылеватые супеси и мелкозернистые пески с включениями растительности и торфа, торф	Сингенетический	Повторно-жильные, текстурообразующие, иньекционные	-	-	-29...-27	-28...-26	-21...-19	6...8	-11,7	Типичная тундра						
				моложе 11,7 тыс. лет	-30...-28 (около 3-4 т.л.н.)							-29...-27 (около 3-4 т.л.н.)	-22...-19 (около 3-4 т.л.н.)	1...3 (около 3-4 т.л.н.)	-14...-12 (около 3-4 т.л.н.), предположительно -8...-5 в период климатического оптимума 4-6 т.л.н.	Арктическая, типичная тундра около 3-4 т.л.н., лесотундра в период оптимума около 4-6 т.л.н.									
				Плейстоценовый	Верхнее	3	III ₄	24-11 тыс. лет	Субарктические (после 30-35 т.л.н.) / Субарктические (до 35 т.л.н.)	Аллювиальный, озерный, озерно-болотный для субарктических условий / морской, прибрежно-морской для субарктических условий	2-5	Пылеватые супеси, мелкозернистые пески	Сингенетический	Повторно-жильные, текстурообразующие	-	-	-34...-32	-34...-31	-24...-21	0...2	-16...-13	Тундростепи, арктические тундры			
							III ₃	57-24 тыс. лет							5-15	Пылеватые оторфованные пески в субарктических условиях / суглинки и глины с включениями гравия, гальки и редкими валунами в субарктических условиях	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	20-30	Низкая, вероятно отрицательная	-	-	-	-	-	Типичная тундра
							III ₂	71-57 тыс. лет							ОТЛОЖЕНИЯ НЕ УСТАНОВЛЕНЫ										
Неоплейстоценовый	Верхнее	5	III ₁	126-71 тыс. лет	Субарктические	Морской	40-60	Суглинки, глины	-	Текстурообразующие, пластовый лед	20-50	положительная	-	-	-	-	-	По берегам бассейна преобладали лесотундровые ландшафты							
			Марре-Сале																						
Четвертичная	Голоценовый	Верхнее	1	1	Современное состояние (климатические данные приведены по ближайшей метеостанции осредненные за последние 30 лет)	Субарктические	Аллювиальный, озерный, биогенный, эоловый	0-2	Пылеватые супеси и мелкозернистые пески с включениями растительности и торфа, торф	Сингенетический	Повторно-жильные, текстурообразующие	-	-	-23...-21	-22...-20	-16...-14	5...7	-7,4	Тундровые						
				моложе 11,7 тыс. лет	-27...-24 (около 3-4 т.л.н.)							-26...-23 (около 3-4 т.л.н.)	-19...-16 (около 3-4 т.л.н.)	3...5 (около 3-4 т.л.н.)	-12...-9 (около 3-4 т.л.н.), предположительно -6...-4 в период климатического оптимума около 4-6 т.л.н.	Типичная тундра около 3-4 т.л.н., лесотундра (северная тайга?) в период оптимума около 4-6 т.л.н.									
				Плейстоценовый	Верхнее	3	III ₄	24-11 тыс. лет	Субарктические (после 30-35 т.л.н.) / Субарктические (до 35 т.л.н.)	Аллювиальный, озерный, озерно-болотный для субарктических условий / морской, прибрежно-морской для субарктических условий	0-10	Пылеватые оторфованные пески в субарктических условиях / суглинки и глины с включениями гравия, гальки и редкими валунами в субарктических условиях	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	Текстурообразующие, пластовый лед	-	-	-35...-32	-34...-30	-25...-21	0...3	-16...-13	Тундростепи, арктические тундры			
							III ₃	57-24 тыс. лет							0-10	Пылеватые оторфованные пески в субарктических условиях / суглинки и глины с включениями гравия, гальки и редкими валунами в субарктических условиях	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	20-30	Низкая, вероятно отрицательная	-34...-30	-32...-29	-24...-22	3...5	-15...-13	Около 33-32 т.л.н. суровая соково-злаковая растительность - аридная тундра; около 28-27,5 т.л.н. климат несколько мягче - осоковая тундра стала гумиднее; около 27,5-25 т.л.н. климат стал суше - тундроподобная степь (По С.А. Лаухину, 2012)
							III ₂	71-57 тыс. лет							ОТЛОЖЕНИЯ НЕ УСТАНОВЛЕНЫ										
Неоплейстоценовый	Верхнее	5	III ₁	126-71 тыс. лет	Субарктические	Морской	40-60	Суглинки, глины	Эпигенетический	Текстурообразующие, пластовый лед	20-50	Положительная	-	-	-	-	-	По берегам казанцевского бассейна преобладали лесотундровые ландшафты							
			Диксон																						
Четвертичная	Голоценовый	Верхнее	1	1	Современное состояние (климатические данные приведены по ближайшей метеостанции осредненные за последние 30 лет)	Субарктические	Озерный, биогенный, эоловый	2-7	Пылеватые супеси, мелкозернистые пески с торфом	Сингенетический	Повторно-жильные, текстурообразующие	-	-	-26...-24	-25...-23	-19...-17	2...4	-11,4	Арктическая тундра						
				моложе 11,7 тыс. лет	-30...-28 (около 3-4 т.л.н.)							-29...-27 (около 3-4 т.л.н.)	-21...-19 (около 3-4 т.л.н.)	-1...1 (около 3-4 т.л.н.)	-14...-12 (около 3-4 т.л.н.), -8...-6 в период климатического оптимума около 4-6 т.л.н.	Полярных пустынь (арктическая тундра?) около 3-4 т.л.н., тундровые ландшафты в период климатического оптимума около 4-6 т.л.н.									
				III ₄	24-11 тыс. лет	Озерный, озерно-болотный, делювиально-солифлюкционный, эоловый	>7	Пылеватые супеси, мелкозернистые пески с торфом и гравийно-галечным материалом	-	-	-36...-32	-35...-31	-26...-22	-2...0	-18...-16	Полярных пустынь									

Система		Общая		Морские изотопные стадии		Характеристика отложений			Преобладающий способ промерзания	Подземные льды в отложениях соответствующего возраста	Характеристика бассейна		Характеристика климатических условий					Биоклиматические зоны (для субаквальных условий ландшафты ближайших субарктических территорий)		
Направление	Раздел	Эпоха	Ступень	Стадия / Возрастные границы	Условия осадконакопления	Генезис осадков	Мощность горизонта, м	Характерные отложения			Предполагаемая глубина моря, м	Предполагаемая температура придонных вод, °С	Температуры воздуха в январе, °С	Температуры зимнего периода (декабрь-февраль), °С	Температуры холодного периода (октябрь-май), °С	Температуры летнего периода, оценочно (июнь-август), °С	Среднегодовая температура воздуха, °С			
Гыданская губа																				
Четвертичная	Голоценовый			1	Современное состояние (климатические данные приведены по ближайшей метеостанции осредненные за последние 30 лет)	Субарктические	Аллювиальный, озерный, биогенный, эоловый	0-2	Пылеватые супеси и мелкозернистые пески с включениями растительности и торфа, торф	Сингенетический	Повторно-жильные, текстурообразующие	-	-	-24...-22	-22...-20	-15...-13	3...6	-8,4	Арктическая тундра, типичная тундра	
					моложе 11,7 тыс. лет															
	Плейстоценовый Неоплейстоценовый	Верхнее	Ш ₄	2	24-11 тыс. лет		Озерный, озеро-болотный, прибрежно-морской	2-7	Пылеватые супеси, мелкозернистые пески	Сингенетический					-34...-32	-33...-31	-25...-23	-1...1	-17...-15	Арктическая тундра, тундростепь (полярных пустынь?)
			Ш ₃	3	57-24 тыс. лет	Субарктические (после 30-35 т.л.н.) / Субаквальные (до 35 т.л.н.)	Аллювиальный, озерный, озеро-болотный для субарктических условий / Морской, прибрежно-морской для субаквальных условий	0-10	Пылеватые оторфованные пески в субарктических условиях / суглинки и глины с включениями гравия, гальки и редкими валунами в субаквальных условиях	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	20-30	Низкая, вероятно отрицательная	-	-	-	-	-	-	-	Типичная тундра (арктическая тундра?)
			Ш ₂	4	71-24 тыс. лет	ОТЛОЖЕНИЯ НЕ УСТАНОВЛЕНЫ														
	Среднее	Ш ₁	5	126-71 тыс. лет	Субаквальные	Морской	40-60	Суглинки, глины	-	Текстурообразующие сегрегационные, инъекционные льды, пластовый лед	20-50	положительная	-	-	-	-	-	-	По берегам казанцевского бассейна преобладали лесотундровые ландшафты	
Крестьянка																				
Четвертичная	Голоценовый			1	Современное состояние (климатические данные приведены по ближайшей метеостанции осредненные за последние 30 лет)	Субарктические	Аллювиальный, озерный, озеро-болотный	2-5	Пылеватые супеси и мелкозернистые пески с включениями растительности и торфа, торф	Сингенетический	Повторно-жильные, текстурообразующие	-	-	-29...-27	-28...-26	-21...-19	6...8	-11,5	Типичная тундра	
					моложе 11,7 тыс. лет		Озерный, озеро-болотный, делювиально-солифлюкционный, аллювиальный, эоловый							2-7	Суглинки и глины с прослоями супесей и песков					
	Плейстоценовый Неоплейстоценовый	Верхнее	Ш ₄	2	24-11 тыс. лет		Аллювиальный, прибрежно-морской, морской	10-25	Суглинки и глины с включениями гравия, гальки, единичные линзы песков	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	0-30	Низкая, вероятно отрицательная	-	-	-	-	-	-	-	Тундростепи, арктические тундры
			Ш ₃	3	57-24 тыс. лет	Субарктические (после 30-35 т.л.н.) / Субаквальные (до 35 т.л.н.)	Аллювиальный, прибрежно-морской, морской	10-25	Суглинки и глины с включениями гравия, гальки, единичные линзы песков	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	0-30	Низкая, вероятно отрицательная	-	-	-	-	-	-	-	Тундровые, лесотундровые ландшафты в периоды потеплений
			Ш ₂	4	71-24 тыс. лет	ОТЛОЖЕНИЯ НЕ УСТАНОВЛЕНЫ														
		Среднее	Ш ₁	5	126-71 тыс. лет	Субаквальные	Морской	5-20	Средне-мелкозернистые пески с гальков и гравием	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	5-10	положительная	-	-	-	-	-	-	-	По берегам бассейна преобладала таежная растительность с обширными лугами
	Среднее	Ш ₀	6	186-126 тыс. лет			>6	Суглинки, глины		30-50									Лесотундровые ландшафты	
Остров Сибирякова																				
Четвертичная	Голоценовый			1	Современное состояние (климатические данные приведены по ближайшей метеостанции осредненные за последние 30 лет)	Субарктические	Аллювиальный, озерный, биогенный	0-2	Пылеватые супеси и мелкозернистые пески с включениями растительности и торфа, торф	Сингенетический	Повторно-жильные, трещино-жильные, захороненные озерные, текстурообразующие	-	-	-26...-24	-25...-23	-19...-17	2...4	-11,4	Арктическая тундра, типичная тундра	
					моложе 11,7 тыс. лет	Аллювиальный, озерный, биогенный, прибрежно-морские														
	Плейстоценовый Неоплейстоценовый	Верхнее	Ш ₄	2	24-11 тыс. лет	Субарктические	Аллювиальный, озерный, озеро-болотный	1-2	Пылеватые супеси, мелкозернистые пески											Тундростепи, арктические тундры
			Ш ₃	3	57-24 тыс. лет	Субарктические после 26-27 т.л.н. / Субаквальные до 27 т.л.н.	Аллювиальный, озерный, озеро-болотный для субарктических условий / Морской, прибрежно-морской для субаквальных условий	>2	Пылеватые оторфованные пески в субарктических условиях / суглинки и глины с включениями гравия, гальки и редкими валунами в субаквальных условиях	Сингенетический на мелководье под морским льдом или эпигенетический сразу после выхода из-под моря	20-30	Низкая, вероятно отрицательная	-	-	-	-	-	-	-	Типичная тундра, тундростепи