

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Петров А.Н. — Аномально легкий геологический комплекс на водораздельной равнине Яно-Индибирской низменности // Арктика и Антарктика. – 2023. – № 2. – С. 1 - 33. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.2.40424 EDN: RIUBCY URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=40424

Аномально легкий геологический комплекс на водораздельной равнине Яно-Индибирской низменности

Петров Александр Николаевич

Геофизик

194355, Россия, г. Санкт-Петербург область, г. Г. Санкт-Петербург, ул. Ул. Жени Егоровой, 5, кв. 642

✉ an-petroff@yandex.ru



[Статья из рубрики "Многолетнемерзлые породы и подземные льды Арктики, Антарктики и горных регионов"](#)

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.2.40424

EDN:

RIUBCY

Дата направления статьи в редакцию:

11-04-2023

Дата публикации:

24-04-2023

Аннотация: Метод исследования — целенаправленная петрофизическая интерпретация гравитационного поля. Исследуемый объект проявился при поисковых геолого-геофизических работах как помеха решению основной геологической задачи. Его плотность равна 1 г/см³, высотная отметка подошвы 35 м, площадь 1420 км², объем 20 км³. Объект определен как аномально легкий Ледовый Комплекс (АЛЛК). Выявленная плотность объяснена торфяно-ледовым выполнением. В АЛЛК вскрыт приповерхностный линзовидно-слоистый пластовый лед, структура которого указывает на опережающую осадконакопление генерацию массы комплекса. Гравиметрические данные, ландшафт и детали структуры АЛЛК взаимоувязаны и составляют первое — максимально полное на текущий момент представление о комплексе. Основными элементами представления являются три фазы развития комплекса. Первая — классическая, общепринятая для полигонально-жильных структур, вторая отличается от классической отсутствием морозобойного трещинообразования, третья — рост пластового льда. Дано качественное различие теплофизических компонентов криолитозоны территории, что позволило ввести

несколько понятий касающихся генерации торфяно-ледовой массы АЛЛК. Таких как: теплоотводящая способность среднего слоя, стабилизация нулевой изотермы на петрофизической границе; условия начала роста линзовидно-слоистого льда; ускоренный боковой сегрегационный рост мощных ледяных жил; постоянство теплового сопротивления криолитозоны. На базе этих понятий составлены модели развития второй и третьей фаз АЛЛК, а также сформирован, вытекающий из модели третьей фазы, взгляд на теорию формирования покровных ледников. Новизна исследования состоит: в выявлении уникального петрофизического объекта, в определении этого объекта как АЛЛК, в выявлении на территории АЛЛК ледяного массива, в представлении развития комплекса как последовательности трех фаз, в составлении моделей второй и третьей фаз АЛЛК и в оригинальном подходе к вопросу формирования покровных ледников.

Ключевые слова:

гравиметрия, метод Неттлтона, теплофизика, климат, криолитозона, геокриология, ледовый комплекс, пластовый лед, промерзание, сегрегационное льдообразование

1. Введение

На Яно-Индигирской приморской низменности, на территории ее водораздельной равнины силами геофизического отряда при Полоусненской геологической партии Янской/Заполярной ГРЭ в 1976–1985 годах под руководством автора статьи проводилась профильная высокоточная (по тем временам) гравиметрическая съемка. Цель работ выявление локальных отрицательных аномалий, трассирующих погребенные долины в рельефе коренных пород. Вычислялось гравиметрическое поле в редукции Буге. На всех участках съемки проявлялась корреляция вычисленного поля с дневным рельефом, которая исчезала при взятии плотности промежуточного слоя близким к 1 г/см^3 . Выявленное обстоятельство указывало на присутствие в рельефе значительных масс аномально легких пород: льда или льдистого торфяника. Влияние этих масс накладывалось на гравитационное влияние изучаемых геологических объектов и искажало результаты геологической интерпретации геофизических данных.

Для учета и устранения гравитационных помех, создаваемых аномально легкими породами рельефа, были проведены определенные исследования, направленные на выявление закономерностей распространения аномально легких массивов и их геометрии. Целенаправленная обработка гравиметрических наблюдений позволила на одном из участков работ выявить уникальный рельефообразующий покров, выполненный аномально легкими породами. Средняя мощность 17 м, суммарный объем первые десятки кубических километров.

С целью подтверждения надежности данных, позволивших выделить аномально легкий покров, в статье приведены параметры гравиметрической съемки, методика целенаправленной обработки наблюдений и результаты этой обработки. Источник информации «Отчет о результатах опережающих геофизических работ в пределах Чурпунья-Максунуохского ряда магнитных аномалий в 1982–85 гг.» [\[1\]](#), далее — просто *Отчет*. Данный документ содержит обобщения по ранее накопленному материалу. Некоторые детали методики обработки наблюдений, отсутствующие в *Отчете*, приведены по памяти. К сожалению, извлечь дополнительную информацию из полевых и камеральных материалов едва ли возможно. Доступ к этим материалам сопряжен со следующими неблагоприятными обстоятельствами: в начале девяностых ликвидирована

Полоусненская ГРП; в начале двухтысячных ликвидирована Заполярная ГРЭ; Янская ГРЭ, которая могла унаследовать активы Заполярной ГРЭ, ликвидируется в настоящее время. Персонала нет, работает один ликвидатор.

На территории означенного выше участка сопутствующий основным работам полевой быт привел к выявлению уникального образования: рельефообразующего пластового льда, с линзовидно-слоистой структурой, отражающей процесс его формирования. Документирования не было. В статье дано словесное описание результатов осмотра и приведена качественная оценка степени распространенности подобных пластовых льдов.

Для понимания того участия, которое аномально легкий рельефообразующий покров и линзовидно-слоистый лед принимают в геокриологии региона, были разработаны модели их развития. Первые версии сложились в период проведения рассматриваемых гравиметрических работ, представляемый вариант разработан в настоящее время. Логика указанных моделей получила продолжение в очевидной третьей модели, в которой представлена схема развития рельефообразующего льда до объемов покровного ледника.

Для подтверждения некоторых геоморфологических характеристик территории приводятся фрагменты электронной, находящейся в открытом доступе «Публичной кадастровой карты» Росреестра [\[2\]](#), слой «космические снимки esri» (далее — карта Росреестра).

2. Геология региона

Изучавшаяся территория является областью стабильной криолитозоны, сложена кайнозойскими отложениями и коренными породами. Кайнозойский комплекс представлен рыхлыми морскими и аллювиальными осадками всего спектра дисперсности (илы, глины, пески) с прослоями растительных остатков. Мощность от нуля до трехсот метров, далее обозначается как «рыхлые отложения». Под рыхлыми отложениями находятся «... скальные и полускальные коренные породы мезозойского возраста» [\[1, с. 50\]](#), представляющие собой терригенную толщу высокой степени литификации с включениями локальных диоритовых интрузий и даек кварцевого порфира.

Мощность многолетнемерзлых пород достигает 400–600 м.

Рельеф, преимущественно, выполнен, так называемым Ледовым комплексом (ЛК), в меньшей степени рыхлыми отложениями и иногда коренными породами.

Согласно Ю. Б. Баду [\[3, с. 118–120\]](#) ЛК продукт синкриогенного литогенеза. «По литологическому составу отложения довольно однообразны: горизонтально-слоистые пылеватые супеси и суглинки (алевриты) со следами оглеения, с прослоями и линзами торфа». Им же указано, что: мощность комплекса достигает 50–60 м; льдистость пород комплекса 30–80%; присутствуют мощные полигонально-жильные льды (ПЖЛ), выполняющие до 60–70% объема комплекса, с толщиной в их верхней части, достигающей 8–10 м; общая суммарная льдистость ледового комплекса доходит до 70–95%.

3. Гравиметрические наблюдения

Проведенная в 1976–1985 гг. гравиметрическая съемка, выполнена по схожим методикам. Гравиметрические наблюдения проводились по системе ортогонально расположенных профилей. Расстояние между профилями 1–2 км. На пересечении

профилей обустроивались опорные пункты с установкой грунтовых реперов. Шаг съемки 100 м. Точность гравиметрических наблюдений на рядовой сети 0.06 мГал. Точность высотной привязки пунктов наблюдения 20 см. При необходимости вводилась, так называемая, «поправка за рельеф». Суммарная точность съемки в редукции Буге 0.1 мГал.

Все результаты гравиметрических съемок использовались для косвенного определения плотности рельефообразующих пород — методом Неттлтона. Присутствие аномально легких масс отмечалось на всех участках гравиметрических работ. Фрагменты гравиметрических профилей проекта, пригодные для расчетов (экстремумы и уступы), выбирались путем сплошного просмотра расчетных гравиметрических журналов. Достаточными для расчетов считались локальные перепады высот в 5 м.

Средняя величина плотности, вычисленная методом Неттлтона, по участкам отработанным за весь период съемки укладывается в интервал 1.13–1.17 г/см³ [\[1, с. 55–57\]](#). Следует отметить, что широкий шаг съемки не позволял рассчитывать плотность рельефообразующих пород для экстремумов рельефа шириной менее 300 м.

В течение всего освещаемого периода геофизических исследований выполнялось сопутствующее параметрическое бурение, основной задачей которого было точечное определение высотных отметок поверхности коренных пород и отбор образцов. По образцам измерялась плотность пород. Сводные результаты присутствуют в Отчете [\[1, с. 55, табл. без номера\]](#). Отбор образцов не был методически нацелен (и соответствующим образом технологически оснащен) на изучение разреза в геокриологическом аспекте. Основная масса представленных на изучение образцов относится к рыхлым отложениям. Это илы, пески, глины и растительные остатки, всего 518 шт. По части льдистости характеризуется 38 образцов илов с 10-15% оной. Повышенная льдистость определялась визуально по оценке участия текстурообразующих прожилок в измеряемых образцах. Образцов ПЖЛ не было. В разряд аномально легких, из измеренных пород, попадают только 19 образцов почвенно-растительного слоя со средней плотностью 1.25 г/см³. Средняя плотность рыхлых отложений на всей территории геофизических работ, согласно Отчету [\[1, с. 55\]](#), составляет 1.77 г/см³.

В целом можно констатировать, что параметрическое бурение решало вопросы строения и петрофизики рыхлых отложений и, практически, не внесло никакой ясности в вопрос присутствия на исследуемой территории аномально легких образований.

Особо массово пониженные плотности рельефа были выявлены в рамках проекта по исследованию Чурпуны-Максунуохского ряда магнитных аномалий [\[1\]](#) на участке Хабды-Стана. Общий объем гравиметрической съемки по этому проекту 982 км. По уч. Хабды-Стана объем съемки 418 км, его площадь 195 км². Ручей, давший название участку, на карте Росрестра пишется «Хабдзы-Стана».

Участок расположен в юго-восточной окрестности горного массива Максунуоха-Тас между реками Данилкина и Максунуоха. Рельеф данного участка в целом немного приподнят, абсолютные отметки поверхности находятся в интервале 20–70 м, расчленен долинами ручьев и котловинами аласов, удобен для расчетов плотности по методу Неттлтона (далее — просто *Расчет*).

Имеющиеся по участку Хабды-Стана результаты *Расчетов* соотнесены со средними высотными отметками обсчитываемых форм рельефа. Пары соотносимых параметров

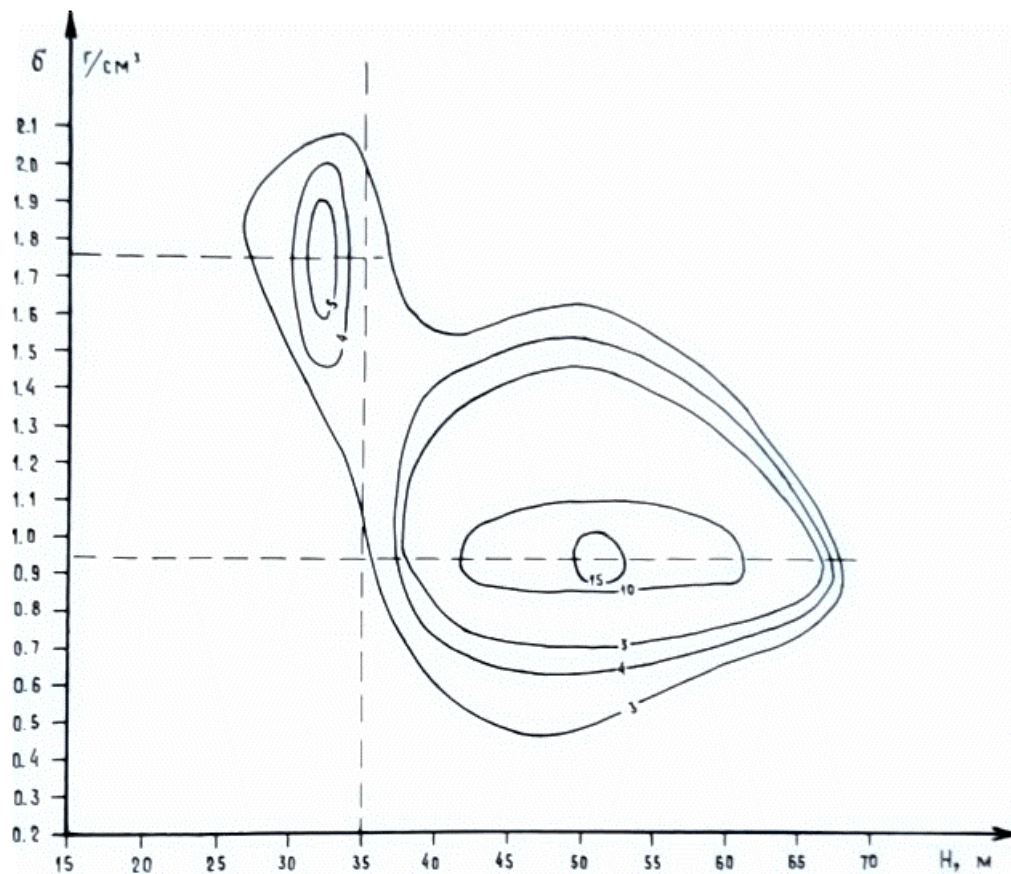
внесены в вариационную таблицу с группированием по плотности в интервале 0.1 г/см^3 , а по высоте в интервале 5 м (в *Отчете* высотный интервал группирования указан с ошибкой). Дополнительно учитывалось, чем больше вертикальный размер обсчитываемой рельефной формы, тем более весом результат *Расчета*. При построении вариационной таблицы вес результата *Расчета* учитывался через создание отдельного «весового» значения плотности для каждого охватываемого *Расчетом* высотного интервала группирования. Ниже показано, что охватываемые одним *Расчетом* массы, могут слагать рельефные формы до двадцати пяти метров высотой, т.е. занимать от 1 до 5 высотных интервалов. Полученная вариационная таблица трансформирована в вариационное поле линий равных частот встречаемости плотностей рельефообразующих пород, которое представлено на рис. 1. Высотный параметр *Расчета* при построении поля выставлялся по центру высотного интервала группирования.

Другие участки проекта имеют более ровный рельеф: «На остальных участках перепады высот слишком малы для построения подобных диаграмм» [\[1, с. 55\]](#).

Всего по проекту сделано 176 *Расчетов* [\[1, с. 55\]](#). Отдельно количество *Расчетов* по уч. Хабды-Стана не указано, но учитывая ровный рельеф других участков можно с уверенностью принять это количество большим ста. По вариационному полю можно восстановить количество отдельных «весовых» значений плотности. Оно немногим не доходит до пятисот.

Выноса позиций *Расчетов* на отчетные планы сделано не было.

Перед анализом статистики результатов *Расчетов* коснемся преимуществ и недостатков метода Неттлтона. Преимуществом является то, что с его помощью определяется плотность большого объема пород в естественной обстановке т.е. не деформированная, не потерявшая влаги и, в нашем случае, с фактической льдистостью и с включениями жильного льда. Применение данного метода аналогично взятию и изучению представительной пробы.



Распределение густот встречаемости плотностей рельефообразующих пород.

○₁₅ – Линия равной встречаемости результатов расчетов плотности в ячейках группирования. При группировании по плотности с интервалом 0,1 г/см³ и по высоте с интервалом 5 м.

Рисунок 1. Заимствован из Отчета [\[1, стр. 56, рис. 3\]](#). Подпись к рисунку исправлена автором.

Недостатками *Расчетов* являются ограниченность области исследования высотной «базой» рельефа и обязательность отсутствия соразмерных гравитационных аномалий, вызванных сторонними объектами. На рассматриваемой территории гравитационные аномалии создаются: погребенным рельефом коренных пород (разница плотностей на этой границе была принята равной 0.95 г/см³) [\[1, с. 94\]](#), кристаллическими массивами, вмещаемыми толщей коренных пород, и погребенным рельефом рыхлых отложений. Соразмерными с аномалиями гравитационного поля, взятыми для *Расчетов*, могут быть только аномалии поля, обусловленные погребенным близко подходящим к поверхности рельефом рыхлых отложений (разница плотностей на этой границе 0.75 г/см³).

Распределение результатов *Расчетов*, представленное на диаграмме плотностей рельефообразующих пород (рис. 1), явно отражает факт наличия горизонтальной плотностной границы. В *Отчете* подытожено, что представленная диаграмма «...убедительно показывает наличие двух комплексов рельефообразующих пород. Граница между ними проходит по отметке 35 м. Выше нее залегают практически чистые льды, а ниже рыхлые отложения со средней плотностью 1.76 г/см³» [\[1, с. 55\]](#). Положение указанной границы — статистический параметр, фактическая позиция которой может меняться, образуя погребенный рельеф.

Обратимся к области вариационного поля соответствующей аномально легкому комплексу пород (рис. 1, справа внизу). Распределение результатов *Расчетов* по оси плотностей в этой области по внешним признакам можно принять нормальным (с некоторой асимметрией). Тогда (оцифровав вариационное поле) получим величину стандартного среднеквадратического отклонения плотности (стандартную ошибку) в $\sim 0.25 \text{ г/см}^3$, а доверительный интервал в рамках этого отклонения равным 0.75–1.25 г/см^3 . Среднее значение по области 1.01 г/см^3 , мода 0.95 г/см^3 . На интервале высот от 60 до 70 метров можно усмотреть отдельную, не очень выраженную зависимость плотности пород от высоты. Средняя мощность комплекса легких пород 17 м.

Теоретическая точность *Расчетов* по уч. Хабды-Стана при достигнутой на *рядовой сети* точности наблюдений и при средней амплитуде измеряемых аномально легких форм рельефа $\sim 17 \text{ м}$ составляет $\sim 0.11 \text{ г/см}^3$ (вычислено по полному дифференциалу формулы редукции Буге). Таким образом, имеющее место на диаграмме стандартное отклонение фактического распределения в два раза выше ожидаемого. Причиной повышенного разброса плотностей рассматриваемой области вариационного поля может быть гравитационное влияние погребенного рельефа рыхлых отложений. Для зоны повышенных величин плотности погребенный рельеф, очевидно, прямо коррелирует с дневным рельефом. Для области «нереально низких значений» (ниже плотности 0.9 г/см^3) вероятно наличие обратной корреляции.

Область вариационного поля, соответствующая дневному рельефу рыхлых отложений (рис. 1, слева вверху), включает 15% *Расчетов*. Максимальное количество *Расчетов* находится в интервале группирования 30–35 м. Разброс плотностей данной области вариационного поля вопросов не вызывает. Он соответствует среднему, взятому по стандартным отклонениям плотностей пород, находящихся в упоминаемой выше таблице *Отчета* [\[1, с. 55, табл. без номера\]](#). Совпадение средней вычисленной плотности рыхлых отложений, равной 1.77 г/см^3 , с таковой, выявленной по образцам, свидетельствует об отсутствии систематической ошибки в *Расчетах*.

В *се Расчеты* производились по одной методике. Поэтому вычисленную среднюю плотность *аномально легкого комплекса*, не обеспеченную объективным контролем, также можно считать свободной от систематической ошибки.

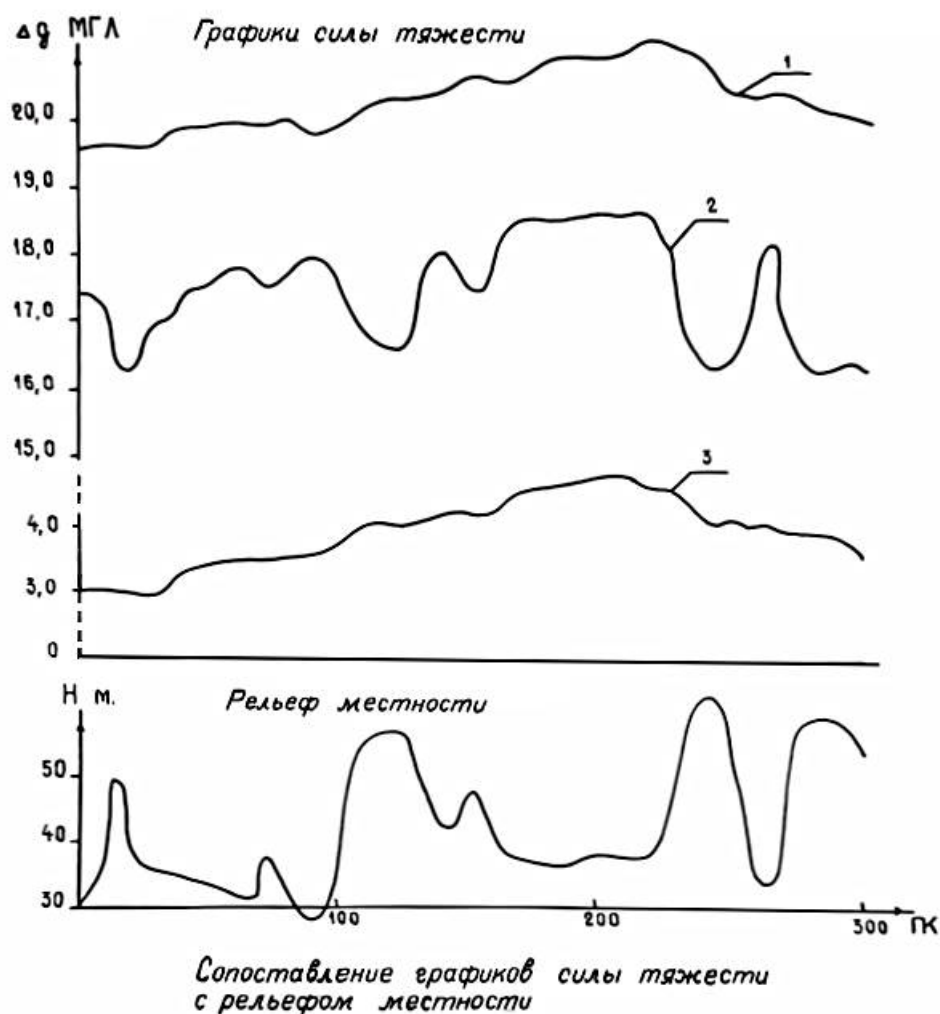
На рис. 2 представлен характерный для уч. Хабды-Стана рельеф местности в сопоставлении с графиками силы тяжести, рассчитанными по разным параметрам редукции Буге. Показан участок протяженностью 3 км, на котором, судя по рельефу, было произведено не менее 5 *Расчетов*. Видно, что влияющие на результаты *Расчетов* рельефообразующие массы, представляют всю толщу аномально легкого комплекса, охватывают отдельными формами до 25 и даже более метров по вертикали. На основании чего можно заключить, что выведенная статистическая плотность этого комплекса не является отражением плотности отдельных приповерхностных неровностей, а является характеристикой всего его объема.

Точность исходных гравиметрических данных, пригодность рельефа к вычислениям плотности по методу Нетплтона, значительное количество *Расчетов*, подтвержденное отсутствие систематической ошибки в *Расчетах* и полный охват мощности аномально легкого комплекса указывают на надежность полученных оценок его плотности.

Имея статистически обоснованную нижнюю границу аномально легких пород, мы можем, руководствуясь рельефом местности, в принципе, указать и их горизонтальное

распределение. Это по большому счету решает проблему исключения влияния легких масс на результаты геологической интерпретации гравиметрических данных.

В геокриологии выделенный средствами гравиметрии рельефообразующий аномально легкий комплекс пород можно рассматривать как вариант ЛК, обозначим его как «аномально легкий ледовый комплекс» (АЛЛК). Если принять плотность присутствующих в АЛЛК мерзлых растительных остатков близкой к плотности льда, а плотность минеральной составляющей равной 2.5 г/см^3 , то доля последней в АЛЛК получается $\sim 7\%$. Соответственно 93% АЛЛК это лед и торф.



Параметры редукции	ед. изм.	Графики Δg			
		1	2	3	
				$H > 35 \text{ м}$	$H < 35 \text{ м}$
Плотность промежуточного слоя	г/см^3	1,13	2,67	1,00	1,76
Высотная отметка поверхности относимости	м.	0	0	35	

Рисунок 2. Корреляция графиков силы тяжести с рельефом. Уч. Хабды-Стана, ПР 40, ПК 0–300 (31 пункт наблюдения, 4 опорных пункта, 3 км профиля). Заимствован из *Отчет а* [\[1, с. 94, рис. 4\]](#). Откорректирован: удалены пустые зоны между графиками и заголовок.

АЛЛК не ограничивается территорией уч. Хабды-Стана. На карте Росрестра (см. рис. 3) данная территория характеризуется тремя признаками:

- наличие врезанных ручьев без блуждающих меандров,
- существенная доля (около 50%) холмистой тундры,

- повсеместное присутствие локальных аласов.

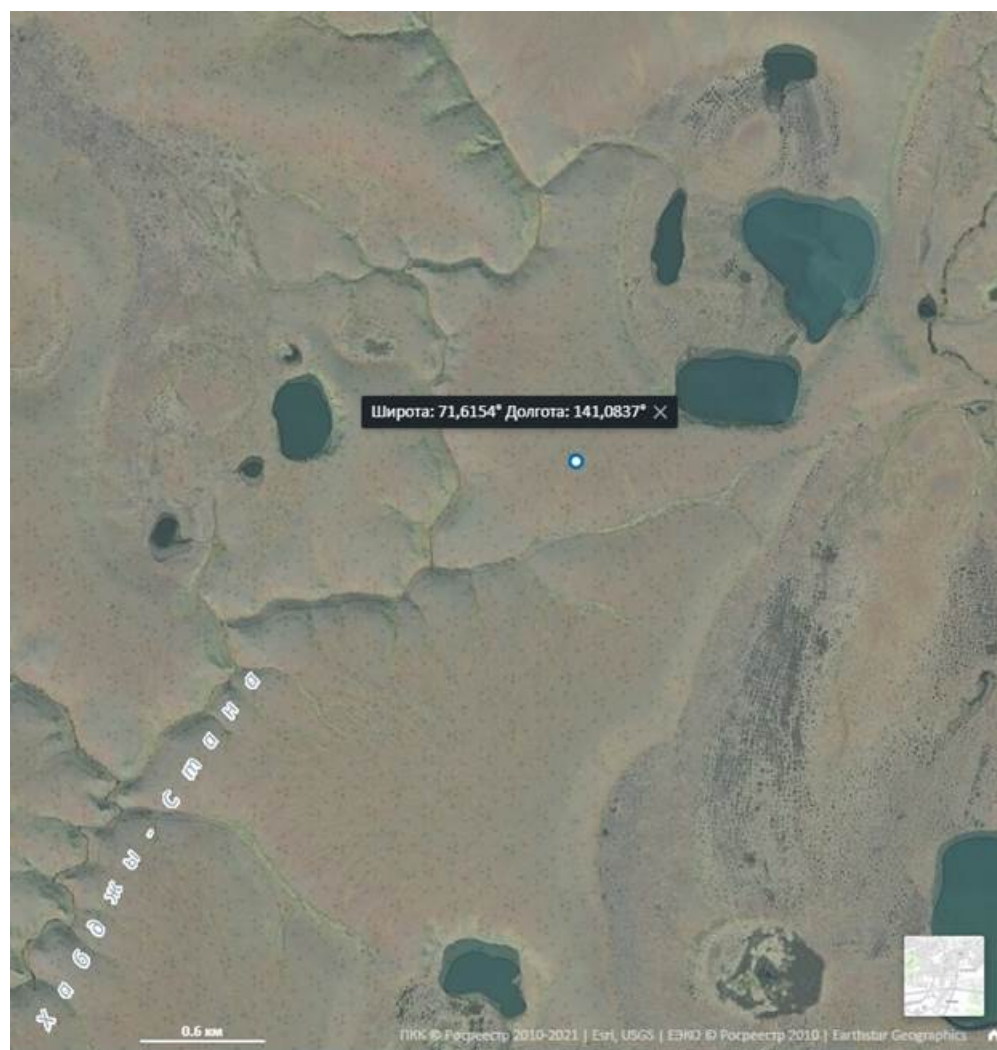


Рисунок 3. Типичный ландшафт АЛЛК. Карта Росрестра [21]. Прямой доступ к космическому снимку esri: <https://bestmaps.ru/map/esri/sat/11/71.6154/141.0837>

Данные признаки прослеживаются на всем междуречье Данилкина-Максунуоха, начинаясь от гор Максунуоха-Тас и заканчиваясь в 40 км от них. К этой площади примыкает небольшой апофиз, огибающий горы с юга. Построенный по указанным признакам контур АЛЛК показан на рис. 4, он охватывает площадь в 1420 км². При средней мощности АЛЛК в 17 м и примерно восьмидесяти пяти процентном покрытии территории его объем получается равным ~20 км³.

В ближайших окрестностях наличие ландшафта со схожими признаками можно отметить к югу от р. Данилкина: врезанные ручьи есть, но немного; присутствуют аласы, но они большей частью объединены в аласные долины; холмистая тундра — серия параллельных увалов. Также можно указать территорию, примыкающую к горам Хаар-Стан с востока, ее отличие в аласах — здесь их намного меньше.

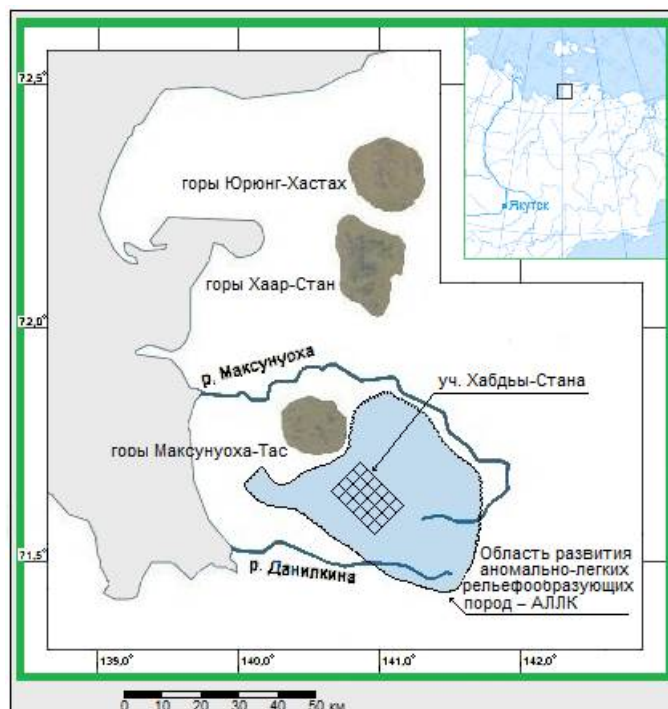


Рисунок 4. Область развития АЛЛК.

4. Результаты наземных наблюдений, сопутствовавших геофизическим работам и хозяйственной деятельности

В ходе установки грунтовых реперов производилась выемка грунта на глубину 1 м. Повсеместно на глубине 40–60 см вскрывались ископаемые льды. Факты вскрытия не документировались, структуре вскрытого льда ни никакого внимания не уделялось. Оценочно доля установочных выемок, вскрывших лед, составляет 50%. Вынимаемый грунт это плотная, вязкая темно-коричневая до черной масса без заметных минеральных включений (пристально не изучалась). Скорее всего, не будет ошибкой назвать эту массу торфянистой почвой. При отсутствии льда торфянистая почва прослеживалась до дна выработки.

На подавляющей своей части низинные территории уч. Хабды-Стана имеют полигональный микрорельеф различной степени обводненности.

Приподнятые формы ландшафта можно разделить на холмы и горизонтальные/слабонаклоненные плато. Для всех холмов свойственно наличие неполигонального кочковатого микрорельефа. На плато присутствуют: неполигональный кочковатый и необводненный полигональный микрорельефы, каждый из них может простирается на сотни метров.

Неполигональный кочковатый микрорельеф в целом по территории имеет следующие параметры: кочка равномерно-спорадического распределения, высотой 20–40 см, диаметром до 40 см, расстояние между кочками 0,5–1,5 м. На всех площадях такого микрорельефа наземными наблюдениями установлено отсутствие признаков морозобойного трещинообразования: ни канавок, ни валиков. На рис. 5 представлен фрагмент карты Росрестра по кочковатой приподнятой слабонаклоненной территории в предельном читаемом увеличении. Присущая этой поверхности пятнистость при наземных наблюдениях замечена не была. Ее связь со структурой мерзлого массива в данной статье не обсуждается.



Рисунок 5. НеполYGONальный кочковатый микрорельеф на приподнятой слабонаклоненной территории. Карта Росреестра [2]. Прямой доступ к космическому снимку esri: <https://bestmaps.ru/map/esri/sat/17/71.6154/141.0837>

Области неполYGONального микрорельефа, как можно судить по рис. 3, покрывают значительную часть исследуемой территории. Если рассматривать весь АЛЛК (пройти по ссылке, включенной в подпись к рис. 3 или 5) то эту часть можно примерно оценить в 30–40%.

В сотне метров от базы отряда были расположены три небольших вытянутых холма с кочковатой поверхностью, одного простираения (далее — микроувалы). Форма этих микроуvalов устойчиво выпуклая без изъёмов, плавно сочленяющаяся с несущей территорией. Явно не байджарахи. В отсутствие точных координат базы отряда укажем, что она находилась в верховьях ручья Хабды-Стана не далее двух – трех километров от центра площади работ (уч. Хабды-Стана). При достаточно отчетливо сохранившейся в памяти «визуальной картинке», на карте Росреестра подходящими представляются 2–3 точки. При устройстве погреба один микроувал высотой ~5 м, шириной ~10 м, длиной ~20 м был вскрыт и внутри него был обнаружен сплошной линзовидно-слоистый лед. Лед начался с глубины 50 см, но при углублении ствола проходки до 1 м в него была встроена дощатая теплозащита. Поэтому зона контакта льда с почвенным слоем оказалась исключенной из поля зрения. Описание обнаруженного льда дано в разд. 5.1.

Аналогичные по внешнему облику и, предположительно, с таким же наполнением микроувалы (далее идущее с определением «ледяные») впоследствии неоднократно визуально отмечались на всем участке работ. Была подмечена их приуроченность к периферии плато.

На карте Росреестра *уверенно* идентифицировать ледяные микроувалы на территории АЛЛК не получается, так как при доступном разрешении трудно утверждать, что

наблюдаемые на карте микроувалы устойчиво выпуклы, без «изъянов».

Улова ручьев на территории АЛЛК имеют форму клина. Один исследован детально при вытаскивании вездехода. Машина полностью ушла под воду, опершись на дно задним бортом. Глубина около 7 м, боковые грани клина наклонены на $\sim 70^\circ$ к горизонту. Предполагается, что улова это вытягивавшиеся ледяные клинья. Большая глубина сезонного оттаивания, очевидно, связана с воздействием проточной воды. Пустота уловов может быть объяснена отсутствием в воде ручья минеральных взвесей. Улова разделены перемычками — травянистыми перекатами, без следов гравия или песка даже по сильно разбитой вездеходной колее. Подмеченные особенности водотоков, если они при последующих исследованиях окажутся общими для всех ручьев, стекающих с Муксунуохо-Данилкинского водораздела, могут вылиться в самостоятельный весомый признак отсутствия существенной минеральной составляющей в эродируемых породах.

На одной из выносных баз отряда, располагавшейся у озера Юрюнг-Уулах (на восточной окраине территории АЛЛК), на отходящем от озера увале широтного простирания на территории неполигонального кочковатого микрорельефа также был устроен погреб. В первом заглублении торфянистая почва уходила ниже 50 см, и оно было оставлено, *второе* вскрыло ледяной клин. Обе точки выбраны случайно при полном отсутствии «поисковых признаков» и показали, в принципе, те же, что и указанные выше 50% встречаемости льда. Зона контакта льда с почвенным слоем не осматривалась. Размеры клина: ширина сверху (на глубине 1 м) составляет ~ 3 м, а на глубине 4 метров: ~ 1 м. Форма простого клина с большим углом сходимости граней. Лед чистый, похож на озерный. Слоистости и включений не замечено. При выходе по бокам клина на вмещающие породы ни отбора образцов, ни даже визуального изучения не проводилось.

Естественных обнажений клиньев или пластов льда на площади съемки не встречено.

В августе однажды наблюдался уцелевший снежник, покрытый плотным слоем пыли. Выглядел как песчано-глинистая коса, без растительности. Толщина слоя пыли оценочно около миллиметра (не измерялась). Местоположение косы в рельефе позволило считать ее зоной разгрузки западных ветровых потоков.

5. Модели развития выявленных объектов

Предлагаемые к рассмотрению модели развития обнаруженных объектов построены для равнинных условий стабильного субарктического климата с коротким климатическим летом на основе: качественных оценок характеристик теплофизических компонентов криолитозоны, принципа теплового взаимодействия между ними, влияния внешней среды. Положенный в основу моделей фактический материал это гравиметрические данные, особенности ландшафта территории и вскрытые детали структуры АЛЛК. Обозначим данные модели как концептуальные.

Существенное место в выстраиваемых моделях занимают процессы сегрегационного льдовыделения. Учитывается то, что льдовыделение подчинено промерзанию. А также то, что фронт управляющего промерзания продвигается за счет нарастания льда, которое приводит к формированию нового геологического тела.

По вопросу основных причин сегрегационного льдовыделения будем следовать заключению В. И. Соломатина, который резюмируя результаты предыдущих исследований, в своей работе [\[4, с. 113\]](#) утверждает: «Первичной, определяющей силой, которая обеспечивает возникновение градиента термодинамического потенциала незамерзшей воды, приводит к нарушению термодинамического равновесия в

промерзающей системе и в конечном счете вызывает влагоперенос из талой его части и льдовыделение в промерзающей, является градиент температуры» Там же указано, что наличие в области фронта промерзания «кристаллов льда» интенсифицирует подток воды.

Ю. К. Васильчук в своем анализе факторов, влияющих на возможность сегрегационного льдовыделения, указывает на их многочисленность и разнообразие. Оценивая возникающую в связи с этим неопределенность, он приходит к выводу, что к решающему фактору льдообразования можно отнести «... именно режим самого процесса промерзания» [5, с. 312]. «Режим промерзания» это комплексное понятие-контейнер. В контексте темы льдовыделения «режим промерзания» удобен тем, что с ним можно соотносить комплексное свойство «льдовыделяющий»/«не льдовыделяющий».

Криолитозона на рассматриваемой территории состоит из трех теплофизических слоев. Верхний — сезонно талый или деятельный слой (далее — СТС), при смене сезонов оттаивает и промерзает. Выполнен торфом. Если судить по глубине залегания вскрытого льда (см. разд. 4) его мощность ~0,5 м. СТС важен в вопросе обеспеченности сегрегационного льдовыделения водой. В рассматриваемых условиях для него характерна и собственным опытом подтверждена повышенная обводненность, особенно в нижней его части. Количественная оценка влажности для рассматриваемой территории дана Д. Г. Шмелевым: «Пики влажности приходятся на приповерхностные горизонты и подошву деятельного слоя, где весовая влажность не менее 30%» [6, с. 47].

Под СТС находится «средний слой», для которого характерно сезонное колебание температур, но без выхода в область положительных значений. В данном слое участвуют рыхлые отложения и/или торфа и льды АЛЛК. Глубина расположения подошвы слоя сезонных колебаний температур, как показано в коллективной монографии под ред. С. М. Семенова в ее части посвященной континентальной многолетней мерзлоте, в разных районах криолитозоны составляет 10–20 м [7, с. 303].

Под средним слоем находится «нижний слой» криолитозоны. Без сезонных колебаний температур. Сложен, в основном, коренными породами и породами слоя рыхлых отложений. В рассматриваемом регионе нижний теплофизический слой более чем на порядок мощнее среднего.

При построении моделей в основном рассматриваются сезонные теплофизические изменения, т. е. те, которые затрагивают СТС и средний слой. Так как на территории работ теплофизические параметры пород не определялись, зададим их косвенно через сопоставление с таблицей характерных тепловых свойств пород криолитозоны представленной в монографии Э. Д. Ершова и др. [8, с. 119, табл. 4.3] (далее — таблица Э. Д. Ершова). Параметры компонентов разреза, определенные по этой таблице собраны в табл. 1.

Таблица 1 — Тепловые свойства компонентов, составляющих зону сезонных тепловых изменений

Компоненты разреза	Теплопроводность Вт/(м·К)	Объемная теплоемкость кДж/(м³·К)	Теплофизический слой, геологическое тело
	Средняя / Разброс		
		Средняя / Разброс	

Торф сухой	0,07 / 0,012–0,14	125 / 100–150	СТС, слой
Торф талый	0,8 / 0,7–0,9	3000 / 2400–3600	СТС, слой
Торф мерзлый	1,15 / 1,1–1,2	2150 / 1600–2700	(СТС, слой) и (средний слой, почвенные блоки)
Лед	2,28 / 2,22–2,35	1930 / –	Средний слой, (вертикальная жила или пластовый лед)
Мерзлая рыхлая толща*	1,63 / 1,2–3,0	1770 / 200–2700	Средний слой, слой
Пески рыхлой толщи	2,25 / 1,5–3,0	1950/1700–2200	Средний слой, слой

* Параметры мерзлой рыхлой толщи вычислены как одно итоговое значение на основании обобщенного долевого литологического состава толщи через сопоставление слагающих ее пород с той же таблицей Э. Д. Ершова. Разброс указан по пределам значений крайних в теплофизическом отношении литологических составляющих.

Отметим, что примененный способ определения свойств сухого торфа и рыхлой толщи может выдать только приблизительные средние результаты с унаследованным от исходной таблицы большим разбросом значений. В представленном ниже и используемом далее по тексту перечне изменений/соотношений свойств компонентов акцент делается на качестве различий:

1. Осушение/обводнение торфа кардинально меняет его теплопроводность.
2. Промерзание/оттайка *влажноссыщенного* торфа меняет его теплопроводность (на треть).
3. По отношению к теплопроводности торфа (особенно талого) теплопроводности льда и мерзлой рыхлой толщи являются повышенными.
4. Участие льда в мерзлом разрезе повышает его теплопроводность, и в наибольшей степени, если вмещающими породами являются мерзлые торфа.
5. Мерзлые пески при выходе под СТС составляют такую же теплофизическую ситуацию, какую создает присутствие подпочвенного пластового льда.
6. Отличие объемной теплоемкости льда от таковых мерзлой рыхлой толщи и мерзлых торфов не является значимым.

Предварительные характеристики теплофизики слоев:

- СТС. Летние изменения влажности торфяного СТС меняют количество тепла, доходящего до его подошвы. Сезонная изменчивость теплопроводности этого СТС способствует: зимой выводу подземного тепла наружу, летом защите мерзлой толщи. Летняя теплозащитная функция СТС наиболее эффективна на приподнятых поверхностях, где она усиливается частичным осушением торфа.
- Средний слой. Основная физическая функция среднего слоя в теплое время года в субарктическом климате — отвод тепла, он охлаждает вышележащий СТС. Данная функция *активна до осеннего промерзания*. Этот тезис находит свое подтверждение в

широко известном феномене осеннего промерзания СТС снизу. Согласно обобщению А. В. Бойцова данный феномен тем более выражен, чем ниже температура пород: «Чем ниже среднегодовая температура пород, тем большая часть слоя сезонного оттаивания промерзает снизу» [\[9, с. 57\]](#). Если подводить под это утверждение теплофизическую базу, то получим следующее: суровый климат с его интенсивными промерзаниями пород и экономным расходом теплоотводящего потенциала среднего слоя летом обеспечивают работоспособность теплоотводящей функции этого слоя к моменту сезонного охлаждения местности.

· Нижний слой. В сезонном теплообмене не участвует. Компоненты среднего слоя или их части (такие как нижние сектора вертикальных ледяных жил) переходящие по ходу криолитогенеза в нижний слой выпадают из зоны теплообмена.

Основные параметры процесса отвода тепла средним слоем в летний период: плотность теплового потока (интенсивность) и стабильность. Объединим их в один качественный параметр: летняя теплоотводящая способность. Далее по тексту данной способности присваиваются качественные значения: «достаточная», если она достаточна для поддержки сегрегационного льдообразования и обеспечивает сохранность новообразованного льда до зимы, или «не достаточная», если она не выполняет хотя бы одну из названных задач.

В стабильных (от сезона к сезону) внешних теплофизических обстоятельствах и при неизменной теплофизике торфяного СТС значимое влияние на качество летней теплоотводящей способности среднего слоя оказывает его потенциал аккумуляции летнего тепла. Теоретически данный потенциал зависит от объемной теплоемкости материала слоя, его размера (мощности) и степени зимнего выхолаживания (весенней температуры). Согласно отмеченному выше отсутствию значимого отличия в объемных теплоемкостях компонентов среднего слоя, его потенциал аккумуляции тепла от состава слоя практически не зависит. Два других параметра находятся в зависимости от теплопроводности среднего слоя, которая в свою очередь зависит от долевого участия льда, причем наиболее существенно, если это участие образует систему теплопроводов (вертикальных жил), параллельную тепловому потоку. Данная система теплопроводов охлаждает зимой весь средний слой посредством горизонтального теплообмена и обуславливает локальные прогибы в поверхности нижнего слоя. Увеличенная присутствием теплопроводов эффективная теплопроводность среднего слоя способствует увеличению его мощности и степени выхолаживания, т. е. растет как размерная, так и температурная составляющая его потенциала аккумуляции тепла.

Для мощных вертикальных жил среднего слоя будем подразумевать наличие обособленной летней теплоотводящей способности.

5.1. Развитие приповерхностного пластового льда

По вскрытому в микроувале линзовидно-слоистому льду вглубь пройдено 3.5 м. По бокам выработки выхода на вмещающие породы не зафиксировано. Была проведена зачистка одной вертикальной стенки, размеры зачистки: по вертикали ~1.5 м и горизонтали ~2 м. Лед сложен горизонтальными линзовидными элементами с размерами: по горизонтали 40–60 см, по вертикали в центральных частях 1–10 мм. Линзы, можно охарактеризовать как обоюдовыпуклые, но эта характеристика в основном, конечно, относится к тем линзам, которые имеют по центру заметную утолщенность. Границы линз видны как нитки осветленного льда, иногда трассируемые остатками почвы. Все границы одного качества, без заметной иерархии. Строго горизонтальных поверхностей нет.

Наблюдались стыки соседних по горизонтали линз, можно говорить о цепочках линз, выполняющих один уровень. Утонения/прогалы на стыках скомпенсированы линзами соседних слоев. Выявленная структура льда была понята как отражение процесса его роста. Область выхода льда под СТС осталась не осмотренной.

На фоне поля обоюдовыпуклых линз были отмечены две разнесенные на $\sim 1,3$ м по диагонали зачистки зоны выгнутых линз. В обнаруженных зонах линзы конформно выгнуты вверх на 2–4 см, объединены единой вертикальной осью экстремумов. Высота каждой зоны около полуметра (~ 15 слоев). Вверху и внизу зоны выгнутость линз постепенно сходит на нет. Горизонтальный размер выгнутых линз не отличается от общего по зачистке, суммарная площадь обнаруженных зон, соответственно, составляет не более 20% от площади зачистки.

По всей зачистке замечены редкие (не более 1–2% от общего объема) бессистемно распределенные отдельные включения остатков торфянистой почвы, сравнимые по форме и размеру с ледяными линзами.

Обратившая на себя внимание горизонтальная слоистость как основная характеристика вскрытого льда и отсутствие выхода на вмещающие породы определили отнесение выявленного ледяного массива к пластам.

Теплофизически активный слой, в рамках которого идет формирование линзовидно-слоистого льда, в летне-осенний период состоит из: дневной поверхности, как нагревающего элемента, талого торфяного СТС, как теплового экрана и носителя влаги, и среднего слоя криолитозоны, как тепловой, отводящей летнее тепло емкости. Примем, что ледяной пласт под СТС уже присутствует. Если этот пласт не занимает весь средний слой, то к теплоотведению подключается нижележащая мерзлая рыхлая толща. Между эффективным центром тепловой емкости и дневной поверхностью постоянно поддерживается температурный градиент, наибольшая величина которого приходится на наименее теплопроводящий слой — СТС.

В течение летне-осеннего периода наличие в СТС влаги и температурного градиента, а также постоянная готовность среднего слоя начать процесс промерзания снизу поддерживают возможность сегрегационного льдовыделения. Единичный элемент пласта - ледяную линзу будем считать результатом непрерывного льдовыделения, начатого и законченного в рамках одного промерзания.

Распределенные по ледяному массиву почвенные линзы, ввиду их малочисленности, существенного влияния на теплофизику разреза не оказывают. Они являются конечным результатом осадконакопления и образуются при появлении в СТС прожилков льда, переводящих нижнюю кромку почвы в многолетнее мерзлый средний слой. Образование почвенных линз объяснено ниже.

5.1.1. Генерация пластового льда

Рассмотрим вопросы сплошности, слоистости и линзовидной структуры вскрытого массива льда.

Сплошность. Сплошность осмотренного пластового линзовидно-слоистого льда указывает на привязку старта очередного сегрегационного льдовыделения к поверхности сформированного ранее ледяного пласта. Соответственно, нулевая изотермическая поверхность температурного поля (далее — нулевая изотерма) в моменты стартов должна находиться на ледяной поверхности, не выше. Частичное

оттаивание льда вероятно, но на общем прогрессе льдообразования оно, как можно вывести из описанной линзовидно-слоистой структуры, существенным образом не сказывалось.

В рассматриваемом разрезе весенний процесс оттайки СТС сопровождается двумя теплофизическими эффектами: 1 — формируется тепловой экран, что постоянно уменьшает обогрев фронта оттайки; 2 — отступающая *мерзлая толща* постепенно избавляется от торфов (с их пониженной теплопроводностью), что упрощает отвод тепла от нулевой изотермы. К моменту выхода фронта оттайки на подошву СТС образовавшийся тепловой экран достигает максимума своих возможностей, а между оттягивающим в себя (в свою достаточно большую тепловую емкость) летнее тепло средним слоем и нулевой изотермой не остается экранирующей прослойки — торфа. То малое тепло, которое доходит до подошвы СТС переправляется внутрь среднего слоя. Здесь существенное значение получает теплопроводность среднего слоя. Повышенная теплопроводность, можно сказать, «теплофизически консолидирует» тепловую емкость, вследствие чего дошедшее до ее поверхности тепло не расходуется на повышение температуры или на таяние льда, а отводится вглубь.

Взятые вместе тепловой экран, тепловую емкость и теплопроводность тепловой емкости обозначим как механизм стабилизации нулевой изотермы на петрофизической границе. Все три составляющие обозначенного механизма принципиально существенны для его функционирования. Сочетание торфа в тепловом экране и льда в тепловой емкости составляет самый эффективный на исследуемой территории «механизм стабилизации». Дополнительно укажем, что продолжающийся формироваться пластовый лед будет повышать величины тепловой емкости среднего слоя и его средней теплопроводности, увеличивая, таким образом, эффективность «механизма стабилизации» до тех пор, пока подошва льда не погрузится в «нижний слой» криолитозоны. Повышенная эффективность «механизма стабилизации» по отношению к начальной (минимально необходимой) придает процессу генерации пластового льда определенную устойчивость на фоне возможных климатических вариаций.

Введенное понятие «механизм стабилизации» позволяет отнести на его счет: 1 — отсутствие во льду торфа; 2 — сохранность следов предыдущих генераций льда; 3 — привязку позиции старта следующего промерзания к текущей поверхности ледяного пласта.

Слоистость. Слоистость пластового льда указывает на эпизодичность сегрегационных льдовыделений, обуславливающих его рост. Факт одинакового качества границ между слоями, в практически неограниченной их череде, объясним тем, что все они одного рода, очевидно, являются стартами самостоятельных промерзаний.

Летние эпизодические промерзания на поверхности среднего слоя при постоянной, как указано выше, активности его теплоотводящей функции возможны при ослаблении нагрева дневной поверхности или при уменьшении теплопроводности СТС. В качестве косвенного доказательства действенности второй из указанных причин приведем результат многолетних наблюдений на кочковатых поверхностях. Попытками передвижения на вездеходе установлено, что в сухую солнечную (круглосуточно) погоду данная поверхность не оттаивает до июля месяца. Момент оттаивания, как правило, можно было увязать с выпадением обильного дождя. Подмеченная устойчивость мерзлоты вполне объяснима высоким тепловым сопротивлением сухой торфянистой почвы. Развивая данное объяснение можно предположить, что осушение верхнего слоя СТС в период оттайки снизит тепловую поддержку нижней части СТС, чем вызовет

кратковременное погодное промерзание. При полной оттайке данное промерзание начнется с *подшвы* СТС.

Погодные промерзания возможны при достаточно слабом демпфировании тепловых волн почвой СТС. Отсутствие прямых исследований данного феномена в рассматриваемом теплофизическом разрезе вынуждает относиться к погодным промерзаниям как предполагаемым. Далее по тексту закономерность повторения льдовыделяющих промерзаний, оставив на будущее подтверждение действенности погодных причин, будем подразумевать периодической годовой.

Линзовидная структура. Линзовидная структура ледяного массива указывает на разъединенность единовременно существовавших зон льдообразования на его поверхности. Дадим этому следующее объяснение. Сложившийся к моменту очередного промерзания ледяной рельеф поля обоюдовыпуклых линз может влиять на распределение незамерзшей воды, на опережение/отставание отдельных участков фронта промерзания и на отклонение направления термодинамического влагопереноса от вертикали. В связи с этим у единого процесса промерзания на разных участках рассматриваемого поля могут складываться разные «режимы промерзания». Льдовыделяющими данные режимы, судя по вскрытым особенностям пластового льда, оказываются в локальных понижениях его текущего микрорельефа.

Для объяснения выявленных зон конформно выгнутых линз обратимся к данным термометрии. Таковые по тундровой зоне в оторфованной почве имеются в работе С. П. Давыдова и др. [\[10\]](#). Они представляют результаты измерений, проведенных на уровне, отстоящем от поверхности в среднем на 20 см. Показано, что среднелетняя температура под максимумами микрорельефа на 3,2–3,3°C ниже, чем под минимумами. Соответственно, в подобных условиях на подошве оттаявшего СТС (на рассматриваемой нами территории это ~50 см) вполне вероятна волнистость нулевой изотермы. Для приповерхностного ледяного массива это будет волнистый микрорельеф льда, а рассматриваемые зоны исходя из этого, можно считать запечатленными во льду тепловыми тенями кочек. Не объясненной остается конечность зон выгнутых линз по вертикали. Можно допустить, что это либо следствие наклона оси экстремумов (косое сечение), либо ограниченность жизненного цикла кочек во времени.

Отмеченные моменты генерации ледового пласта, вытекающие из особенностей его строения, можно свести к следующему обобщению: данный массив сформировался за счет сегрегационного льдовыделения, которое периодически возобновлялось с подошвы СТС в зонах льдовыделяющего промерзания.

5.1.2. Почвенные линзы

Почвенные линзы, распределенные по ледяному массиву, образуются при субгоризонтальном отрыве почвы от СТС в местах, где на момент генерации очередного слоя ледяных линз нулевая изотерма не касается поверхности льда. Обрисуем предполагаемую динамику изменения теплового сопротивления СТС, взятого в моменты генерации ледяных линз, в условиях стабильного климата. В течение десятков лет происходит повышение теплового сопротивления СТС, соответствующее постепенному накоплению поверхностной почвы. Данное повышение увеличивает относительную теплоотводящую способность среднего слоя, но увеличение последней в течение указанного периода не ведет к отрывам почвы — оно нивелируется механизмом стабилизации нулевой изотермы на подошве СТС. После того когда возможности «механизма стабилизации» иссякают, происходит скачкообразное смещение положения

нулевой изотермы вверх — в тело СТС. Новая сформированная там прожилка льда создает новую петрофизическую границу на новой подошве СТС.

Постепенный рост летнего сопротивления СТС прерывается моментальным его уменьшением. Скачкообразные прерывания роста можно понимать, как автоматические корректировки теплового сопротивления СТС, удерживающие его в рамках, заданной теплофизическими обстоятельствами и в первую очередь климатом, «фиксированной» величины.

Если накапливаемый на поверхности материал имеет одну и ту же теплопроводность, то фиксированная величина летнего теплового сопротивления СТС будет означать фиксированную мощность СТС. Поэтому доля почвенных линз, отошедших в ледяной массив, может быть принята как показатель относительной скорости роста почвы и льда. Судя по вскрытому пластовому льду скорость роста почвы в 50–100 раз меньше скорости роста льда и составляет (при принятой годовой периодичности нарастания льда) сотые – десятые доли мм/год.

Отрыв почвенных линз от СТС возможен также при похолодании климата или просто в холодный год, но в этом случае должна проявляться горизонтальная сопряженность почвенных линз.

5.1.3. Начало роста линзовидно-слоистового льда

Наиболее логичным данное начало представляется на фронтальных поверхностях мощных ледяных жил, на которых естественна повышенная летняя теплоотводящая способность, а также присутствует готовый сплошной фронт кристаллизации.

Породы рыхлой толщи, в целом, менее благоприятны как база старта генерации линзовидно-слоистого льда. Эти породы, за исключением мерзлого песка (см. табл. 1), не могут создать такой теплоемкий и теплофизически консолидированный объем, какой создает лед. Поэтому на поверхности рыхлой толщи, если брать ее в целом, работа «механизма стабилизации» будет менее эффективной. Данное обстоятельство понижает вероятность развития линзовидно-слоистого льда с поверхности рыхлой толщи, но не исключает его. Отдельно укажем на то что, старт роста пластового льда с рассматриваемой позиции ограничен узким временным окном возможностей. В отличие от фронта ледяных жил поверхность рыхлой толщи не продвигается вверх — не следует за дневной. Для нее условия начала роста льда складываются только в тот короткий период, когда в ходе почвенного осадконакопления постоянно увеличивающееся тепловое сопротивление торфяного теплового экрана проходит значение близкое к указанной выше «фиксированной» величине. Т. е. когда теплофизический разрез оказывается в состоянии, наиболее подходящем для удержания летней нулевой изотермы на подошве СТС. Старт генерации пластового льда продлевает данное состояние. Если генерация не началась, то в ходе дальнейшего почвообразования сплошной торф станет переходить в верхнюю часть среднего слоя — нулевая изотерма окажется в торфе. При таком положении нулевой изотермы «механизм стабилизации» работать не начнет.

5.1.4. Итоги раздела

Предложенная модель развития пластовых льдов опирается на качественно обрисованный теплофизический разрез верхней части криолитозоны в стабильных субарктических условиях. Она сводится к осмыслению основных черт описанной структуры вскрытого ледяного пласта, по возможности подкрепленному элементарными

теплофизическими закономерностями, регулируемыми взаимоотношениями между компонентами вовлеченного в льдообразование теплофизического разреза.

Отмеченная на исследуемой территории широкая распространенность рельефных форм облика ледяных микроувалов рассматривается нами как свидетельство системного участия описанного линзовидно-слоистого льда в массиве АЛЛК.

5.2. Развитие АЛЛК

Существенная роль ледовой составляющей в росте ЛК отмечена многими исследователями. В частности, авторы книги «Проблемы экзогенного рельефообразования» С. А. Архипов и др., рассматривая формирование аккумулятивного рельефа на Яно-Индибирской низменности на удаленной от рек территории, утверждают: «Не столько осадконакопление, сколько льдообразование являлось причиной более или менее равномерного наращивания поверхности, выражающегося в ускоренном формировании аккумулятивного рельефа даже при малых затратах минерального вещества» [\[11, с. 228\]](#).

На сингенез растительных и ледяных форм на приподнятых поверхностях указывал Ю. К. Васильчук: «Активный рост сингенетических повторно-жильных льдов происходит субаэралью во время аккумуляции торфа или оторфованных осадков» [\[5, с. 80\]](#).

В условиях многолетней мерзлоты субаэральное накопление отложений с высокой долей растительных остатков может быть сопоставлено с процедурой конечной стадии зарастания водораздельных болот, описанной Н. И. Пьявченко, в его работе [\[12\]](#) где, в частности, показано, что процедура зарастания останавливается при достижении определенного отрыва дневной поверхности от водоносного горизонта. В условиях криолитозоны водоупорная поверхность поднимается за дневной. Поэтому условия прироста растительности сохраняются.

Приведенные в разд. 4 результаты наземных наблюдений и осмотра выработок хозяйственного назначения и доступный сегодня на карте Росрестра вид сверху показывают, что выходящий на поверхность комплекс пород в значительной своей части является полигонально-жильной структурой (далее — ПЖС) с мощными ледяными жилами. Практически полное отсутствие в комплексе минеральной составляющей является однозначным указателем на то, что данный комплекс — результат субаэального криолитогенеза.

В ходе роста выявленного комплекса накапливаемая растительная почва подымает уровень дневного рельефа, обеспечивая рост ледяных жил, и защищает ледовые образования от разрушения. Наличие минеральной составляющей, в указанной выше доле 7%, вполне можно объяснить золовым переносом материала.

Примем к сведению, что скорость такого как в АЛЛК субаэального торфяно-растительного почвенного осадконакопления, как выявлено С. Н. Тюремовым, составляет десятые доли — первые мм/год [\[13\]](#); в изложенной выше модели формирования линзовидно-слоистых льдов — на порядок ниже.

5.2.1. Неполигональный кочковатый микрорельеф

На исследуемой территории особое внимание обратили на себя приподнятые области непוליгонального кочковатого микрорельефа с характерным для них (см. разд. 4) полным отсутствием морозобойного трещинообразования.

Широкая распространенность данных поверхностей и изрезанность связанного с ними рельефа (выходы на аласы и рассекающие долины ручьев) указывают на существенность их вклада в набранную статистику по вычисленным плотностям АЛЛК. Этот существенный вклад не образует локального вариационного максимума, вписываясь со всеми другими расчетами в одно нормальное распределение. Отсутствие явных статистических отклонений (см. рис. 1) гарантирует, что плотность покрываемых рассматриваемыми поверхностями пород близка к средней по АЛЛК.

Вариант выполнения рассматриваемых приподнятых форм рельефа сплошным, не рассеченным жилами льда торфом исключаем как маловероятный.

Пластовый лед допустим, потому что обнаруженный на территории АЛЛК ледяной пласт находится как раз под неполигональным кочковатым микрорельефом, но не обязателен т. к. один факт не может порождать правило, тем более что он выявлен на довольно неординарном объекте. Допуская на рассматриваемых территориях присутствие подпочвенного пластового льда, не будем исключать вероятность его простираения на сотни метров. Более того, данные территории обозначим как единственные, на которых возможно присутствие подпочвенного льда больших размеров. Обоснование такого присутствия дано ниже.

Третий вариант — полигональные почвенно-ледовые образования. Их наличие под рассматриваемым микрорельефом подтверждено двумя выработками (см. разд. 4). Выявленный факт нельзя отнести к случайным, он органично вписывается в понимание того, что исследуемый ЛК в целом — ПЖС. Присутствие полигонально-жильной структуры АЛЛК под неполигональным кочковатым не несущим следов морозобойного трещинообразования микрорельефом позволяет выделить обособленную фазу развития комплекса.

Рассмотрим выделенную фазу.

В разд. 2, со ссылкой на Ю. Б. Баду [\[3\]](#), говорится, что толщина вертикальных жил ЛК доходит до 8–10 м в их верхней части. По результатам изучения ЛК на Янской приморской низменности по разрезу Мус-Хая научным редактором Т. Н. Каплиной в комментариях к работе Е. М. Катасонова отмечено: «... в верхней части разреза ледяные жилы начинают преобладать над грунтовыми столбами» [\[14, с. 161\]](#). На территории развития АЛЛК зафиксировано массовое вскрытие льда в установочных выемках и обнаружены мощные ледяные клинья (1 в погребке и 1 в улове) со значительным углом расхождения боковых граней. Обобщая эти сведения можно прийти к важному выводу: в ходе генерации ледовых комплексов доля жильного льда в приповерхностной зоне постоянно увеличивается, соответственно постоянно растет ее эффективная теплопроводность.

А. И. Попов указывал на присутствие двух механизмов сингенетического льдообразования в жилах ПЖС: первый реализуется на базе субвертикального морозобойного растрескивания, второй это формирование фронтальных наслоений. Первый из механизмов, при разрастании жилы сменяется вторым: «... смена механизмов (хотя и неполная, так как вертикальное растрескивание все-таки продолжается) наступает при ширине ледяных жил поверху порядка 0,5–0,7 м» [\[15, с. 15\]](#).

Как показано в работе А. Д. Маслова и др. [\[16, с. 82\]](#) вероятность морозобойного растрескивания в период осеннего промерзания повышается при увеличенном температурном градиенте приповерхностной мерзлой толщи: «При больших градиентах

температуры (при большом охлаждении верхнего горизонта грунта) силы сцепления могут оказаться недостаточными для компенсации напряжения растяжения. Тогда происходит деформация сдвига, образуется вертикальная трещина ...».

Учитывая указанную зависимость «большой градиент — вертикальная трещина», наблюдаемому на территории АЛЛК отсутствию морозобойного трещинообразования можно дать следующее объяснение. Постоянно растущая в приповерхностном мерзлом слое АЛЛК эффективная теплопроводность приводит к качественно значимому понижению вертикального температурного градиента в периоды осеннего охлаждения, которое выражается в полном прекращении «вертикального растрескивания» и, соответственно, в *полном завершении* смены механизмов роста жил.

Возможные способы сингенетического фронтального роста ледяных жил в условиях непосредственной близости к дневной поверхности сводятся к двум вариантам. Первый предложен А. И. Поповым [\[15, с. 15–16\]](#) и представляет собой процесс с деформациями деятельного слоя, открытиями диагенетических полостей, затеканием в полости воды и образования конжеляционного льда. Возможность подобного фронтального роста для многометровых по фронту жил многократно ставилась под сомнение. Мы, дополнительно учитывая, что на поверхности кочковатых территорий никаких следов активности деятельного слоя кроме роста кочек нет, так же будем считать такой фронтальный рост маловероятным. Второй вариант — сегрегационные фронтальные приращения. Его актуальность признается многими исследователями, в частности, по мнению Н. Н. Романовского [\[17\]](#) (высказанному, впрочем, безотносительно к вопросу исключительного доминирования фронтального роста) фронтальное сегрегационное льдообразование органически присуще *мощным* жилам. Уместно заметить, что фронтальное сегрегационное льдообразование, отодвигающее пластичный в этот момент торфяной СТС, не ведет к его деструктивному деформированию.

Остановливаясь, естественно, из двух представленных вариантов на втором, получаем, что исключительно доминирующий фронтальный рост мощных жил на рассматриваемых неполигональных территориях обеспечивается исключительно сегрегационным льдообразованием.

Изложенная ниже схема сингенетического роста мощных ледяных жил выведена для варианта исключительно доминирующего фронтального роста с учетом повышенной летней теплоотводящей способности этих жил и низкой (сотые – десятые доли мм/год) скорости почвенного осадконакопления.

Повышенная, по отношению к торфам, летняя теплоотводящая способность ледяных жил увеличивается и при вертикальном и при горизонтальном сингенетическом росте жилы. В ходе сугубо вертикального роста жилы она увеличивается по причине увеличения отношения растущей тепловой емкости жилы к постоянной площади теплообмена — фронтальной поверхности жилы. При горизонтальном росте (расширении) жилы происходит уменьшение отношения площади боковых поверхностей жилы к объему льда жилы, что ведет к уменьшению удельного (на единицу объема льда) теплообмена мощных жил с вмещающей средой. Результатом данной «теплофизической самостоятельности» мощной жилы является ее более сильное промерзание зимой и, соответственно, также увеличение ее собственной летней теплоотводящей способности.

Увеличение теплоотводящей способности жилы в ходе ее регулярного, следующего за осадконакоплением роста ведет к избыточности текущего теплового сопротивления покрывающего жилу СТС. Это дает льду возможность прироста и закрепления на более

близкой к поверхности позиции. Дадим примерную схему реализации данной возможности. На основании приведенных в разд. 5.1 данных по толщине ледяных линз будем считать нормальными непрерывные подпочвенные сегрегационные льдовыделения толщиной в несколько миллиметров. Возникающий над жилой при очередном фронтальном сегрегационном льдообразовании выпуклый прирост, приподымает пластичный СТС на указанные «несколько миллиметров». В момент последующей оттайки прирост утончается до «долей миллиметра» близких к толщине слоя накопленной за год почвы. В связи с постоянно растущей (из года в год) теплоотводящей способностью жилы на поверхности льда останется фиксируемый этой способностью выпуклый «дополнительный прирост». Не возвращенная по этой причине на горизонтальный уровень почва попадает под действие механизма эрозионного нивелирования, который в условиях медленного осадконакопления будет особенно результативен. Эрозия приподнятой почвы уменьшает тепловое сопротивление СТС. В результате непрерывной последовательности описанных действий сопротивление СТС будет поддерживаться ровно таким, какое нужно для защиты льда при усиливающейся теплоотводящей способности жилы.

Схематически обрисованная процедура формирования дополнительных приростов происходит в условиях субарктического климата. В таких условиях дополнительные приросты не могут вывести лед на дневную поверхность: летняя теплоотводящая способность ледяных жил в субарктике не способна удержать приповерхностный лед от таяния без помощи защитного почвенного слоя. В соответствии с этим, период значимых дополнительных приростов неизбежно сменяется периодом стремления их мощности к нулю: дополнительные приросты обязательно вырождаются.

Ледяной вал, вырастающий над жилой (далее — «голова жилы»), замещает становящуюся избыточной массу СТС. Описанный процесс роста головы жилы вполне может оставить дневную поверхность ровной. Как раз такой, какая она есть в зонах рассматриваемого микрорельефа.

Обратим внимание на то, что с окончанием роста головы жилы регулярное сезонное фронтальное льдообразование продолжается, без изменения изгиба фронта. Оно следует за накоплением почвы, способствуя этим удалению новообразованной над жилой почвы и сохранению установившейся величины теплового сопротивления СТС.

Выпуклая летняя нулевая изотерма, огибающая голову жилы, является потенциальным стартом разнонаправленного (перпендикулярного изотерме) льдовыделяющего промерзания. Именно наличие «головы» придает векторам промерзания, одним больше другим меньше, горизонтальную составляющую. Сингенетические сегрегационные регулярные плюсы, при наличии, дополнительные приросты ежегодно образуют новое ледяное покрытие. Подавляющая часть этого покрытия заполняет пространство над жилой. Только его самая нижняя часть расширяет жилу, нарастая согласно имеющему в этой позиции месту вектору льдовыделяющего промерзания. Прирост по горизонтали будет равен величине горизонтальной составляющей этого вектора.

У отдельно стоящих жил, горизонтальные приросты идут в направлении, в котором внешние теплофизические обстоятельства неизменны, поэтому внешние ограничения не возникают. Сближение жил воздействует на общую теплофизику среднего слоя через солидаризацию влияния, в основном, делая ее более благоприятной для дальнейшего расширения жил. Обратимся к предельной ситуации, когда мощные жилы льда вырастают до объемов, сравнимых с объемом почвенных блоков, и когда последние могут потерять свою теплофизическую самостоятельность. При осенних промерзаниях за счет

горизонтального/бокового теплообмена они будут остывать почти так же сильно как жилы, а в летний период их нагреванию будет препятствовать увод тепла в лед. На этой стадии могут качественно измениться теплофизические условия на *фронтальной поверхности мерзлых почвенных блоков в контактирующих со льдом зонах* — стать такими же или почти такими же, как те, которые складываются на фронтальной поверхности льда. При этих условиях к горизонтальному расширению жил может подключиться дополнительный механизм роста, обеспечивающий выход фронтальных сегрегационных наслоений за пределы поверхности жил.

5.2.2. Три фазы развития АЛЛК, их преемственная связь

В общем порядке фаз развития АЛЛК, рассмотренная выше фаза является второй. Понятно, что до момента смены механизма роста жил, давшего начало рассмотренной выше фазе, развитие АЛЛК протекало с участием морозобойного растрескивания. Данное развитие обозначим как первую фазу формирования АЛЛК, она представлена территориями полигонального обводненного и необводненного микрорельефа. По отношению ко второй, она является подготовительной - подводит к ситуации, в которой морозобойное растрескивание прекращается.

Обнаруженный пластовый лед будем считать случайно выявленным образцом продукции третьей фазы развития АЛЛК. Представим всю вторую фазу АЛЛК как процесс подготовки теплофизического разреза к генерации пластового льда.

На начало процесса примем, что доля суммарной площади фронтальной поверхности жил пренебрежимо мала по отношению к общей дневной поверхности их развития, скорость осадконакопления составляет сотые – десятые доли мм/год, скорость фронтального льдообразования подчинена осадконакоплению и составляет те же мм/год. Также будем считать, что головы ледяных жил уже сформированы и, реагируя на осадконакопление, расширяют поверхности жил. Тепловое сопротивление СТС над жилами в отсутствие значимых дополнительных приростов будет постоянным.

За конец процесса примем смыкание жил — старт формирования подпочвенного пластового льда. Формируемый пласт весьма вероятно будет иметь линзовидную структуру, такую, которая описана в разд. 5.1, поэтому скорость фронтального льдообразования на момент старта оценим по средней мощности одного слоя линз в микроувале. Как можно вывести из описания зачистки (там же), данная скорость составляет 2–3 мм/год.

Климат примем постоянным, поэтому интенсивность генерации растительной почвы и ее теплофизические качества также будут постоянны. В аспекте осадконакопления указанный выше факт фиксированности теплового сопротивления СТС над жилами важен тем, что вся генерируемая на этом СТС почва подлежит сносу на окружающую территорию.

Динамика процесса:

- Приподымаемая сегрегационным льдом и перераспределяемая эрозионным нивелированием *новообразованная* почва оказывается на площади почвенных блоков. Какая-то ее часть, возможно, уносится за пределы рассматриваемой территории.
- С увеличением фронтальной площади жил, размеры блоков в плане уменьшаются, соответственно, новообразованной перемещенной почвы на единицу своей площади они получают все больше и больше. Их рост ускоряется.

- Эпизоды фронтального льдообразования происходят на фоне ускоренного роста почвенных блоков. Отставание поверхности льда от дневной поверхности будет определяться «фиксированным» СТС. Следовательно, рост льда также будет ускоренным.
- До тех пор пока постоянство теплового сопротивления СТС поддерживается за счет эрозионного нивелирования, отслоения почвы с его подошвы отсутствуют.

Первопричиной выхода генерации АЛЛК на образование подпочвенного пластового льда будем считать *причину расширения жил* — повышенную и постоянно в ходе расширения повышающуюся летнюю теплоотводящую способность ледяных жил.

Средняя скорость роста почвенно-ледовой массы во второй фазе значительно больше скорости ее роста в первой. Составим ее оценку «первого приближения». На начало фазы скорость роста пренебрежимо мала, на конец фазы равна 2–3 мм/год. Ускорение роста во второй фазе примем равномерным. Тогда получим, что средняя скорость роста второй фазы равна половине скорости роста третьей фазы. И это при постоянной интенсивности генерации растительной почвы.

Генерацию пластового льда в третьей фазе примем такой, какой она представлена в разд. 5.1.1. Соответственно, если не брать в расчет включение почвенных прожилок, скорость роста АЛЛК в этой фазе от скорости осадконакопления не зависит.

Сохранению темпа роста льда в третьей фазе дадим следующее объяснение. Как мы допускали выше для фронтальной поверхности ледяной жилы, находящейся между почвенными блоками, от того объема льда, который формируется в периоды льдовыделяющего промерзания, в последующую оттайку сохраняется тонкий остаток — не мощнее чем слой новообразованной почвы. На поверхности сплошного подпочвенного пластового льда одновременно поднимается вся поверхность среднего слоя и закрепляется (как фронт теплофизически консолидированного массива) на достигнутой позиции. Никакой подстройки оттайки нового слоя ледяных приростов под уровень соседствующих объектов нет.

Отметим критичность повышенной скорости фронтального льдообразования. Если бы такой скорости не было, то *единственно возможный для области пластового льда способ поддержания постоянства теплового сопротивления СТС — отслоение лишней почвы* привел бы к сгущению во льду торфяных прослоек. В результате чего петрофизическая граница на подошве СТС оказалась бы смазанной, а дальнейшая деятельность механизма стабилизации нулевой изотермы невозможной.

Микроувалы можно рассматривать как локальные пластовые льды, в которых выход льдообразования из зависимости от осадконакопления произошел до смыкания жил. Образование локальных пластов в подмеченной для них позиции можно увязать с усиленным промерзанием бровок плато и, соответственно, с увеличенной температурной составляющей летней тепловой емкости расположенных на этих бровках мощных ледяных жил. Мощные жилы, находящиеся в зонах усиленного промерзания, обрели способность сохранять в целости образующиеся на их поверхности слои ледяных линз до того, как их поверхности сомкнулись.

У локальных пластов могут быть свои присущие именно линзовидно-слоистому льду способы расширения.

5.2.3. Вопрос присутствия пластового льда больших объемов

Генерируемая в первой фазе масса АЛЛК это, в основном, торф, в третьей фазе -

пластовый лед. Принос эолового минерального материала прием постоянным. Согласно составленной модели генерации пластового льда скорость его роста намного больше скорости почвообразования. Поэтому в третьей фазе то же самое количество эолового минерального материала распределяется по слою большей толщины.

Оценим значимость данного явления. Сегрегационное льдообразование по большому счету исключает возможность присутствия эолового материала во льду — он накапливается в торфах. Скорость образования торфа остается постоянной, соответственно постоянной остается и концентрация накопленного в нем минерального вещества. Торфяные линзы в третьей фазе занимают 1–2% ледяной массы (см. разд. 5.1). Соответственно, эоловая составляющая генерируемой массы АЛЛК уменьшается более чем на порядок, а плотность этой массы, соответственно, уменьшается на $\sim 0.1 \text{ г/см}^3$.

На диаграмме плотностей рельефообразующих пород (рис. 1) на интервале высотных отметок 60–70 метров модальная плотность пород АЛЛК снижается с ~ 0.95 до $\sim 0.85 \text{ г/см}^3$. Увязывая указанное понижение с моделью развития АЛЛК, можно прийти к заключению, что наиболее приподнятая часть АЛЛК сгенерирована в его третьей фазе. Доля «пород пониженной плотности» в аномально легком ЛК, как можно определить по диаграмме, составляет $\sim 5\%$. Соответственно, в отношении к области неполигонального кочковатого микрорельефа это будет $\sim 15\%$.

Подчеркнем, что проявившиеся на диаграмме «породы пониженной плотности» это не микроувалы и не какие-либо другие мелкие объекты. Согласно изложенному в разд. 3, петрофизические объекты, характеристики которых вошли в диаграмму, в связи с широким шагом гравиметрической съемки не могут быть размером по горизонтали менее 300 метров. Их мощность согласно принятой методике петрофизической интерпретации гравиметрического поля не может быть менее 5 м.

5.2.4. Итоги раздела

Первая фаза идет до упомянутой выше «смены механизма», характеризуется морозобойным растрескиванием почвы и полигональным микрорельефом дневной поверхности. Вторая фаза характеризуется исключительно сегрегационным льдообразованием и ровностью дневного микрорельефа. Третья фаза это: *унаследованное* продолжение исключительно сегрегационного льдообразования, выход процесса генерации массы АЛЛК из подчиненности осадконакоплению и ускорение этого процесса.

Смена фаз происходит по причине постоянно увеличивающегося теплофизического влияния ледовой составляющей среднего слоя криолитозоны на его теплофизику. На первой смене фаз это влияние проявляется в понижении вертикального температурного градиента и приводит к прекращению морозобойного растрескивания. На второй смене фаз области теплофизического влияния подпочвенного льда становятся господствующими в плане, что позволяет ему перейти на свой собственный эксклюзивный способ дальнейшего развития. При увеличенной локальными обстоятельствами летней теплоотводящей способности ледяных жил возможно появление локальных пластовых льдов.

При реализации, упомянутой в разд. 5.1, возможности развития линзовидно-слоистого льда с поверхности рыхлой толщи он будет выполнять всю мощность АЛЛК.

5.3. Развитие покровных ледников

Согласно изложенному во вводной части разд. 5, обнаруженный рельефообразующий пластовый лед существует и развивается в следующей обстановке: равнинный ландшафт, стабильный субарктический климат с коротким климатическим летом, наличие мерзлых теплоотводящих в летний период пород и наличие покрывающего мерзлую толщу торфяного СТС, обладающего переменным сезонно-подчиненным тепловым сопротивлением. Территории, соответствующие данной ландшафтно-климатической обстановке, могут быть весьма обширны.

В представленной выше модели развития пластового льда нет внутренних причин остановки роста, а скорость льдообразования практически не зависит от скорости прироста почвы. Длительное развитие приповерхностных льдов может привести к развитию обширных приподнятых пространств, на котором будут превалировать тундростепные ландшафты. Мощный пластовый лед можно считать ледником.

Если климатические условия станут арктическими (по причине набора высоты или изменения климата), то летние температуры перестанут подниматься выше нуля. Закончится этап подпочвенного роста ледяного пласта и начнется этап образования льда из снега/фирна. В ходе ужесточения климатических условий неизбежно уменьшение или исчезновение СТС. Оно произойдет за счет отслаивания избыточной почвы и фиксации ее в ледяном массиве в виде совокупности почвенных линз или серии горизонтальных жил.

Достаточно очевидное наращивание поверхности криолитозоны оставляет неясным вопрос о положении ее нижней границы. Рассмотрение данного вопроса затрагивает теплофизическую ситуацию всей верхней части литосферы. Обрисуем ее схематически, приняв четыре упрощающих реальную теплофизику момента:

- Все теплофизические характеристики рассматриваемой области будем использовать как среднелетние параметры, изменяемые только климатом.
- Введем понятие «теплофизически однородный регион». Под таким регионом будем понимать территорию с постоянными по площади теплофизическими характеристиками: температурой поверхности Земли (ТПЗ) и поверхностной плотностью *теплового потока* в верхней части *литосферы* (ТПЛ). В геологическом плане это, очевидно, будет территория одного типа геологического строения земной коры. В географическом — одного ландшафтно-климатического типа. Возможные в регионе вариации указанных теплофизических характеристик местного характера во внимание принимать не будем.
- Допустим, что климат региона имеет стабильные периоды, в течение которых ТПЗ и ТПЛ не меняются.
- Криолитозону в регионе будем рассматривать как сплошное геометрическое тело, в котором горизонтальные размеры гораздо больше вертикальных.

Суммируем факторы, характеризующие в рамках региона теплопередачу через криолитозону, находящуюся в стабильном состоянии:

- тепловой поток стационарен и однороден;
- имеет место постоянство температуры, как на верхней, так и на нижней границе мерзлой толщи, соответственно тепловой напор в ней численно равен ТПЗ;
- форма криолитозоны близка к пластине.

Указанные факторы близки к таковым в классической задаче пересечения стационарным однородным тепловым потоком плоской однородной пластины. Параметры данной задачи соотносятся следующим образом: $R = \Delta t/q$, где R это тепловое сопротивление пластины, Δt — температурный напор, q — плотность теплового потока. Постоянство (в пространстве и времени) параметров правой части уравнения определяет постоянство левой.

Показанная близость теплофизической схемы региона к схеме задачи однородной пластины позволяет оснастить регион дополнительной характеристикой: постоянным тепловым сопротивлением (R) его криолитозоны.

Постоянство параметра R во времени будет поддерживаться реакцией криолитозоны на изменения разреза. К примеру, произошедшее накопление или снос горной породы, повлиявшее на тепловое сопротивление криолитозоны, должно автоматически сопровождаться корректировкой положения верхней и/или нижней ее границы.

Одинаковость введенного параметра R по площади региона (не полная по причине принятых упрощений) позволяет оценочно использовать его как коэффициент пропорциональности между мощностью и эффективной теплопроводностью криолитозоны. Чем ближе петрофизическая структура места применения коэффициента к горизонтально-слоистой среде, тем точнее она соответствует сопоставленной с ней задаче и тем надежнее результат вычисления.

Возьмем за основу принцип постоянства теплового сопротивления криолитозоны и составим следующую, вполне очевидную схему развития криолитозоны в стабильных способствующих поверхностному льдообразованию климатических условиях, охватив как субарктический, так и арктический климат. Используем понятие «необратимый прирост льда», которое в модели развития приповерхностного пластового льда означает появление очередного слоя линз, а в арктическом климате завершение литификации в цепочке переходов снег/фирн/лед.

1. Необратимый прирост льда на поверхности криолитозоны означает увеличение ее теплового сопротивления, т. е. нарушение ее теплофизической стабильности. Дополнительное тепловое сопротивление вызовет дополнительный нагрев разреза и, соответственно, сдвиг температурного поля вверх с оттаиванием нижнего края криолитозоны. Реакция криолитозоны, автоматически — через оттайку восстанавливающей параметр R , количественно определяется равенством тепловых сопротивлений прироста и оттайки. Из этого следует, что мощность оттаивающего слоя равна произведению мощности прироста льда на отношение теплопроводностей оттаивающего слоя и льда.

2. Постоянное нарастание льда будет вызывать постоянный подъем нижней границы и постоянное (возможно монотонное) изменение мощности криолитозоны.

3. Поднятие нижней границы криолитозоны будет продолжаться до ее выхода к подошве ледника или до остановки нарастания льда. Остановка нарастания зафиксирует положение подошвы криолитозоны в литосфере.

4. Выход нижней границы криолитозоны к подошве ледника определит исключительно ледяной состав криолитозоны и, соответственно, невозможность поднятия нулевой изотермы выше.

5. С этого момента постоянство теплового сопротивления криолитозоны, прирастающей

поверхностным льдом, поддерживается таянием основания ледника. Вместо поднятия нижней границы криолитозоны идет усадка ледника. Поступательное развитие криолитозоны оканчивается ее полным уходом из литосферы и началом замкнутого цикла генерация/разрушение. В ходе усадки ледника при наличии в нем почвы СТС возможно ее высвобождение и унос талой водой.

Выведенное нами окончание роста ледника соответствует достижению им «максимальной мощности». Данное самостоятельное понятие введено И. А. Зотиковым в его физико-математическом моделировании теплового режима ледника [18]. В качестве одного из существенных признаков, указывающих на достижение ледником максимальной мощности, было предположено наличие талой среды, непосредственно под подошвой ледника. Впоследствии гипотеза И. А. Зотикова была подтверждена, в частности, обнаружением подледниковых озер.

Выход предложенной схемы развития криолитозоны на давно известный в геофизиологии феномен подчеркивает состоятельность этой схемы и указывает на целесообразность включения в понятийную систему геофизиологии принципа постоянства теплового сопротивления криолитозоны в рамках теплофизически однородного региона.

Рост ледника означает смену ландшафта и, весьма вероятно, изменение регионального климата, то есть криолитозона, изменяя внешние условия, может оказывать свое собственное влияние на ТПЗ. В результате для региона может установиться новое — большее тепловое сопротивление криолитозоны, которое обусловит увеличение максимально-возможной мощности ледника.

Вернемся к вопросу о положении нижней поверхности криолитозоны:

- Возможны изменения климата, которые не ведут к повышению ТПЗ, но способствуют «необратимому таянию льда». Это, например, прекращение снеговых осадков при неизменном уровне солнечной радиации. Если криолитозона при данных изменениях остается стабильной, то остается и поддержка параметра R: подошва криолитозоны начнет погружаться в литосферу. В деградирующей криолитозоне поддержки стабильности параметра R не будет.

- Утеkanie льда ледника из зоны накопления уменьшает мощность ледника. Если скорость данного уменьшения сравнима со скоростью накопления льда, то максимальная мощность может оставаться не достигнутой. Данное динамическое равновесие это та же остановка роста ледника, которая отмечена в п. 3 «схемы развития», с обязательно сопутствующей этому состоянию фиксацией положения подошвы криолитозоны в литосфере.

На момент таяния ледника на нем может находиться активный или внутри него оставаться захороненный СТС. Такие СТС в более или менее сохраненном виде окажутся на поверхности Земли, со всей их тундровой ботаникой.

Предложенный подход к теории развития покровных ледников может оказаться полезным при формировании альтернативных взглядов на некоторые вопросы гляциологии.

6. Заключение

Статистическая обработка результатов петрофизической интерпретации гравиметрических наблюдений позволила выделить аномально легкий массив, отделенный от подстилающих пород четко выраженной горизонтальной плотностной

границей. Данный массив определен как аномально легкий ледовый комплекс (АЛЛК) торфяно-ледового выполнения.

На территории АЛЛК одной выработкой обнаружен пластовый линзовидно-слоистый лед, который с учетом сопутствующих факторов определен как экземпляр одной из системных составляющих АЛЛК.

Гравиметрические данные, особенности ландшафта территории и вскрытые детали структуры АЛЛК взаимосвязаны и составляют первое — максимально возможное на текущий момент представление о комплексе. Основными элементами представления являются три фазы комплекса, отображающие динамику его развития в целом. Первая — классическая, общепринятая для полигонально-жильных структур, с участием морозобойного растрескивания, вторая — на основе классической, но без морозобойного растрескивания, третья — генерация подпочвенного пластового линзовидно-слоистого льда. В качестве основного фактора, определяющего смену фаз, выдвинуто постоянно увеличивающееся теплофизическое влияние ледовой составляющей среднего слоя криолитозоны на его теплофизику, которое сперва приводит к прекращению морозобойного растрескивания, а затем к выходу льдообразования из подчиненности осадконакоплению.

Составлены концептуальные модели генерации торфяно-ледовой массы в рамках второй и третьей фаз, развитие третьей фазы экстраполировано до масштабов покровного ледника. Указанные модели базируются на качественном различии компонентов криолитозоны территории по теплофизическим характеристикам. Учитываемые различия компонентов позволили ввести и в некоторой степени разработать несколько необходимых для проведенного моделирования понятий. Это: теплоотводящая способность среднего слоя, принцип стабилизации нулевой изотермы на петрофизической границе; многолетнее постоянство сопротивления СТС взятого в период его максимальной оттайки; устойчивые зоны льдообразования в массиве линзовидно-слоистого льда; условия начала роста линзовидно-слоистого льда; особый, исключаящий трещинообразование теплофизический режим полигонально-жильной структуры под неполигональным микрорельефом; принцип бокового сегрегационного роста мощных ледяных жил; принцип постоянства теплового сопротивления криолитозоны.

Новизна исследования состоит:

- в выявлении уникального петрофизического объекта,
- в определении этого объекта как АЛЛК торфяно-ледового выполнения,
- в выявлении на территории АЛЛК массива линзовидно-слоистого льда и в определении его как экземпляра одной из системных составляющих АЛЛК,
- в представлении развития комплекса как последовательности трех сменяющих друг друга фаз,
- в составлении концептуальных моделей второй и третьей фаз АЛЛК, основанных на качественных различиях теплофизически обособленных компонентов криолитозоны,
- в оригинальном, построенном на экстраполяции третьей фазы АЛЛК подходе к теории развития покровных ледников.

Представленная в статье информация относится к трем уровням:

- первичные сведения (наблюденные или вычисленные) по АЛЛК,
- концептуальное понимание природы АЛЛК,
- наработки в области теплофизики криолитозоны региона.

Вся указанная информация в дальнейшем может быть использована при постановке задач для последующего исследования АЛЛК.

Библиография

1. Петров А. Н., Соловьев Н. М., Тимошенко Н. И. Отчет о результатах опережающих геофизических работ в пределах Чурпунья-Максунуохского ряда магнитных аномалий в 1982-85 гг. Якутскгеология. Якутская АССР, пос. Усть-Куйга, 1986. 438 с. ФГБУ «Росгеолфонд», ЦХ, № 429931.
2. Публичная кадастровая карта / Федеральная служба государственной регистрации, кадастра и картографии (Росреестр). Изображение (картографическое ; недвижимое ; двухмерное) : электронное // rosreestr.gov.ru : [официальный сайт]. URL: <https://pkk.rosreestr.ru> (дата обращения: 25.12.2021).
3. Бадю Ю. Б. Криолитология. Москва : КДУ, 2010. 528 с. ISBN: 978-5-98227-732-9
4. Соломатин В. И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск : Гео, 2013. 346 с. ISBN: 978-5-9062284-35-8
5. Васильчук Ю. К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. Москва : Изд-во Московского ун-та, 2006. 392 с. ISBN: 5-211-05212-9
6. Шмелев Д. Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и Северо-Востока Якутии // Криосфера Земли, 2015. Т. 19, №1. С. 41–57. ISSN: 1560-7496
7. Анисимов О. А., Борщ С. В., Георгиевский В. Ю. [и др.]. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С. М. Семенова. Москва : Планета, 2012. 511 с. ISBN: 978-5-904206-10-9
8. Ершов Э. Д., Жесткова Т. Н., Кучуков Э. З. [и др.]. Основы геокриологии. Ч.2. Литогенетическая геокриология / под ред. Э. Д. Ершова. Москва : Изд-во Московского ун-та, 1996. 399 с. ISBN: 5-211-03533-X.
9. Бойцов А. В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. Тюмень : ТюмГНГУ, 2011. 177 с. ISBN: 978-5-9961-0400-0
10. Давыдов С. П., Давыдова А. И., Федоров-Давыдов Д. Г. [и др.]. Температурный режим мерзлотных почв Северной Якутии // Труды Десятой Международной конференции по мерзлотоведению «Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире». Т. 5. С. 89–90. Тюмень : Печатник, 2012. ISBN: 978-5-9961-0510-6
11. Архипов С. А., Ивановский Л. Н., Исаева Л. Л. [и др.]. Проблемы экзогенного рельефообразования : Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий. Кн. 1. Москва : Наука, 1976. 428 с.
12. Пьявченко Н. И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. Москва : Наука, 1985. 152 с.
13. Тюремнов С. Н. Накопление и превращение исходной растительной биомассы в торф : Торфяные месторождения. Москва : Недра, 1976. 488 с.
14. Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности / науч. ред. Т. Н. Каплина. Москва : ПНИИИС,

2009. 176 с.

15. Попов А. И. Подземный лед. // Подземный лед. Вып. I. Москва : Изд-во МГУ, 1965. С. 7–39.
16. Маслов А. Д., Осадчая Г. Г., Тумель Н. В., Шполянская Н. А. Основы геокриологии. Ухта : Изд-во Института управления, информации и бизнеса, 2005. 176 с. ISBN 5-9641-0011-2.
17. Романовский Н. Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск : Наука, 1977. 212 с.
18. Зотиков И. А. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды // Антарктика. Доклады Комиссии 1961 г. Москва : 1962. 23, С. 27–40.

Результаты процедуры рецензирования статьи

В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.

Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).

Предмет исследования являются, по мнению автора, аномально легкий геологический комплекс из льда или льдистого торфяника на водораздельной равнине Яно-Индибирской низменности.

Методология исследования, в статье не указаны, но исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании методов профильной высокоточной гравиметрической съемки, а также анализ литературных данных. Судя по иллюстративным материалам автором предпринятой экспедиции полевые методы исследования, с последующей камеральной обработкой.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении информации о выявлении локальных отрицательных аномалий, трассирующих погребенные долины в рельефе коренных пород методом вычисления гравиметрического поля в редукции Буге, причем съемка проявлялась корреляция вычисленного поля с дневным рельефом. Исследования автора статьи помогают понять механизм выявления закономерностей распространения аномально легких массивов и их геометрии. Целенаправленная обработка гравиметрических наблюдений позволила на одном из участков работ выявить уникальный рельефообразующий покров, что важно для теории криолитогеогенеза геоморфологии.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований делать концептуальные модели генерации торфяно-ледовой массы в рамках развития экстраполировано до масштабов покровного ледника, базирующиеся на качественном различии компонентов криолитозоны территории по теплофизическим характеристикам. Это является важным дополнением в развитии геофизиологии.

Стиль, структура, содержание статьи изложения результатов достаточно научный. Статья снабжена богатым иллюстративным материалом, отражающим процесс образования льда в грунте и морфогенезе. Предложенный подход к теории развития покровных ледников может оказаться полезным при формировании альтернативных взглядов на некоторые вопросы гляциологии, что делает представленные автором статьи результаты весьма интересными.

Однако есть ряд вопросов, в частности:

Автору статьи следовало бы выделить разделы статьи для лучшего восприятия кроме целевой установки указать методы исследования и задачи.

Рисунок 3. Типичный ландшафт АЛЛК следует обозначить более корректно, нет растительности и почв, скорее это типичный облик территории.

Автор статьи следовало поработать над оформлением - рисунок 2 корреляция графиков силы тяжести с особенностям формирования рельефа оцифровать и сделать снова с выделением форм рельефа и наложением силы тяжести, что сделало бы график более наглядным и аргументированным.

Из приведённых автором направлений следует отметить особый интерес к изучению аномально легких грунтов и их динамики в условиях изменения погодно-климатических условий. Возможно, динамика развития будет идти в направлении формирования пористых ледниковых пород, что сделает эти излишни легкие ещё более аномальными с точки зрения силы гравитации.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса, но не содержит ссылки на нормативно-правовые акты и методические рекомендации по анализу особенности грунтов.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволившие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.