

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ И АЛЛЮВИЯ НАЛЕДНЫХ ПОЛЯН В ДОЛИНЕ Р. КЮБЮМЕ, ОЙМЯКОНСКОЕ НАГОРЬЕ

© 2025 г. Д. Е. Едемский^{1,*}, В. Е. Тумской², И. В. Прокопович¹

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

*e-mail: deedemsky@gmail.com

Поступила 09.09.2024 г.

После доработки 03.12.2024 г.

Принята к печати 25.12.2024 г.

Приводятся материалы о результатах исследования наледи в долине реки Кюбюме с применением метода георадиолокации (Оймяконское нагорье, Республика Саха (Якутия)). Изучены особенности строения, процесс наледеобразования вследствие разгрузки грунтовых вод, исследованы процессы деградации наледи и повышения трещиноватости ледяного покрова. Показано, что структура наледи имеет субгоризонтальную стратификацию, выделены границы прослоев льда, отражающие процесс его поэтапного намерзания.

Ключевые слова: наледь, наледные процессы, георадар, река Кюбюме

DOI: 10.31857/S2076673425010103, EDN: GYNBGN

ВВЕДЕНИЕ

Наледи представляют собой обширные поля льда в долинах рек, образующиеся в результате разгрузки подземных вод в течение зимы и их послыжного замерзания. В России они широко распространены в горных районах Северо-Востока, в том числе в пределах Оймяконского нагорья в Якутии. К концу зимы наледи могут покрыть до 128 тыс. км² в Сибири и на Дальнем Востоке и накопить до 30 % годового стока рек (Соколов, 1975; Жуковский и др., 2007; Terry et al., 2020). Источником воды в речных наледях служат подземные воды подрусовых таликов (Михайлов, 2010; Stephani et al., 2020).

Речной талик обычно представляет собой длинную незамёрзшую трубчатую структуру, которая в целом следует за руслом реки (Li et al., 2021). Детали механизма взаимодействия талика с вышележащей рекой остаются неясными (Enson et al., 2020; Li et al., 2021). Наледи могут достигать протяжённости в десятки километров и мощности до 8 м (Землянскова и др., 2023). Известно, что они мигрируют, меняют своё местоположение, форму, размеры. Они могут появляться и исчезать вновь, оставляя следы своей деятельности. Причины и особенности миграции наледей различны: потепление климата, нарушение почвенного покрова и растительности

в результате пожаров или техногенного вмешательства, создание мерзлотных барьеров стока при строительстве линейных сооружений и т.д. (Алексеев, 2013; Иванова, Павлова, 2018).

Геологический эффект наледеобразовательной деятельности связан в значительной мере с особенностями миграции наледей. Он неодинаков в разных мерзлотных, гидрогеологических и климатических условиях и зависит как от общей мерзлотно-гидрогеологической обстановки в целом, так и от характера таликов, к которым приурочены наледи, и воды которых идут на их образование. Наледи являются важным фактором преобразования рельефа местности, состава и строения рыхлых отложений, почвенно-растительного покрова, термодинамического состояния подстилающих горных пород. На месте развития наледей формируется особый тип криогенных ландшафтов — так называемые наледные поляны, представляющие собой относительно ровные, расширенные участки дна долины с характерным микрорельефом (Романовский, 1973; Алексеев, 2013).

Поверхность наледного тела обычно неровная, осложнённая буграми, причём микрорельеф этой поверхности ежегодно меняется. Весной наледи в долинах рек служат препятствием для пропуска

талых вод. Воды ручья или реки, встречая на своём пути наледное тело, могут растекаться по нему, следуя микрорельефу поверхности наледи, образовывать русла, часто многочисленные. Число русел, их положение и водный режим каждый год различны.

В связи с повышением температуры воздуха в Арктике, изменением количества осадков и толщины снежного покрова, обусловленных изменениями климата, более глубокое изучение наледей становится всё более важным для прогнозирования их будущей динамики и распределения вдоль русла реки (Morse, Wolfe, 2015). Наледи стали активно исследовать в XX веке, но угроза потепления климата и изменение гидрологических условий в регионах вечной мерзлоты существенно оживила эту область исследований. В настоящее время недостаточно изучены процессы формирования наледообразующих источников подземных вод: конфигурация каналов подземного и поверхностного стока, снижение или повышение напора подземных вод, смещение или закупорка водовыводящих путей и водопоглощающих таликов, их изменения в течение года.

Цели настоящего исследования в долине реки Кюбюме, в зоне сплошной вечной мерзлоты Оймяконского нагорья заключались в изучении особенностей строения и процесса наледообразования вследствие разгрузки грунтовых вод, локализации и определения размеров речного талика и исследования процесса деградации наледи и повышения трещиноватости ледяного покрова.

По данным на 1956 г. наледей на р. Кюбюме (рис. 1) и её притоках не было, автомобильная трасса Якутск–Магадан, вдоль которой протекает р. Кюбюме, не нарушала природных условий стока. В 1968–1973 гг. наледи образовывались при мостовых переходах через р. Кюбюме, р. Тирях и руч. Троговой. Наледи также появились и ниже по течению р. Кюбюме. Очевидно, что их появление связано со строительством дороги, при котором изымался грунт и были заложены карьеры в непосредственной близости от русла реки. На космоснимках последних лет отмечено формирование ряда наледей, площади двух из них приближаются к 10 км² (Иванова, Павлова, 2018). На рис. 1, г приведены космоснимки наледи на р. Кюбюме за период с 27 июня по 18 июля 2022 г., демонстрирующие динамику сезонного разрушения наледи. На момент проведения измерений её площадь составляла примерно 1.4 км².

АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы исследования наледей достаточно разнообразны: это отбор проб химического состава подповерхностных и подземных вод; измерения температуры, измерение давления гидравлического напора и применение видеокамер (Li et al., 2021; Оленченко и др., 2023); бурение и отбор керна наледей для определения мощности и стратиграфии наледи и др. Пространственная

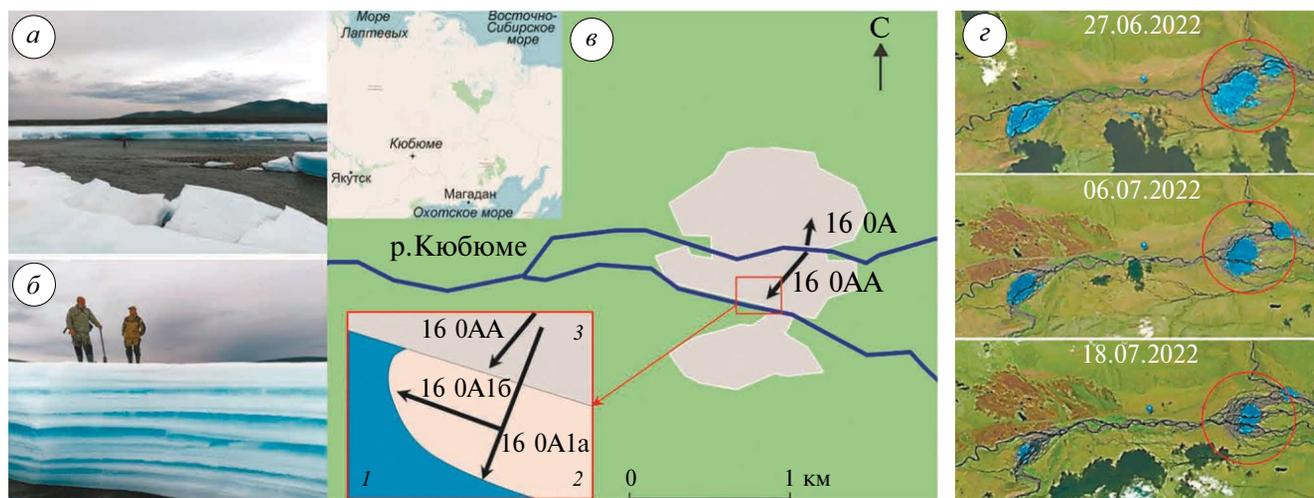


Рис. 1. Наледь, река Кюбюме (63°26'17" С; 140°42'49" В): наледь (а); слоистость наледного льда (б); схема размещения георадарных профилей (в): 1 – вода; 2 – отмель; 3 – наледь; динамика деградации наледей на р. Кюбюме по данным спутника Sentinel-2 (г)

Fig. 1. Aufeis, Kyubyume River (63°26'17" N; 140°42'49" E): aufeis (a); aufeis structure (б); scheme of the placement of GPR profiles (в): 1 – water; 2 – sandbank; 3 – aufeis; dynamics of aufeis degradation on the Kyubyume River from the Sentinel-2 satellite (г)

протяжённость и объём наледей могут быть изменены с помощью топографических съёмок, высокоточных дифференциальных систем глобального позиционирования и беспилотных летательных аппаратов. Для выяснения внутреннего строения наледных тел, положения подрусловых таликов и возможных зон разгрузки подземных вод, выявления ледяных тел в гравийно-галечном аллювии наледных полей могут быть применены геофизические методы. Среди них можно выделить метод георадиолокации, зондирование методом электротомографии с заземлением через ёмкостную связь или на постоянном токе (Li et al., 2021; Оленченко и др., 2023). Для определения наличия воды в подповерхностной среде применяют геофизический метод ЯРМ (ядерного магнитного резонанса) (Terry et al., 2020).

Метод георадиолокации активно используется во многих исследованиях вечной мерзлоты (Arcone et al., 2002; Moorman et al., 2003; Судакова и др., 2017; Федоров, Федорова, 2022) в частности, из-за высокой контрастности отражений, сформированных от границы между водонасыщенными и мёрзлыми отложениями. Она обусловлена контрастом относительной диэлектрической проницаемости между различными состояниями воды — $\epsilon = 3-4$ для льда и $\epsilon = 81$ для воды (Владов, Судакова, 2017), что определяет высокие значения коэффициента отражения зондирующего электромагнитного импульса на таких переходах. В мёрзлых и талых аллювиальных отложениях наблюдаются значения $\epsilon \sim 4.7$ и $\epsilon < 30$ соответственно (Arcone et al., 1998). При этом фаза отражённого сигнала будет противоположна фазе прямого воздушного импульса при переходе от мёрзлого слоя (более низкая диэлектрическая проницаемость) к талому слою (более высокая диэлектрическая проницаемость). При обратной очерёдности талого и мёрзлого слоёв фаза отраженного сигнала от границы раздела сред не меняется.

Исследования наледи на р. Кюбюме выполнены методом георадиолокации с применением георадара “Лоза-В” (“Компания ВНИИСМИ”, Россия), укомплектованного резистивно-нагруженными антеннами с центральной частотой зондирующего сигнала 150 и 250 МГц. Коммутируемое напряжение в передатчике достигает 5 и 15 кВ в импульсе, ширина зондирующего импульса 7–10 нс, разрешающая способность метода 0.1–0.25 м. Георадиолокационное зондирование выполнялось отдельными профилями с фиксацией положения в каждом пункте съёмки и привязкой характерных точек профиля к местности с использованием GPS-приемника Garmin CX60.

Обработка полученных данных включала подборку подходящего значения усиления сигнала,

применение спектрального анализа, полосовой фильтрации сигнала и функции усреднения. Для интерпретации и восстановления по ним геологического разреза применялось и зондирование по методу общей глубинной точки (ОГТ) (Владов, Судакова, 2017), и анализ отражений от локальных объектов, которые позволяют оценить значения диэлектрической проницаемости исследуемых слоистых сред. Мощность наледного льда также была замерена рулеткой на вертикальных стенках со стороны основного русла реки.

Предполагалось, что наледь будет иметь субгоризонтальную структуру, сформированную слоями поэтапного намерзания льда в течение зимы и субгоризонтальное высокоамплитудное отражение от границы лёд-ложе речной долины. Субгоризонтальная волновая картина наледи может меняться в случае нарушения условий образования наледи, её локального разрушения или появления каналов разгрузки подземных вод.

На рис. 1, *a–b* видна субгоризонтальная структура наледи на р. Кюбюме, представленная льдом разного цвета и прозрачности, что может быть вызвано особенностями её формирования. Внутри этого ледового массива можно выделить тонкие прослои льда, которые на георадарном профиле не всегда отображаются в связи с ограничением разрешающей способности данного метода или отсутствием радиоконтрастных границ между слоями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерение методом ОГТ. Для определения скорости распространения электромагнитной волны в среде и оценки глубины залегания границ раздела сред были проведены исследования по методике ОГТ при взаимном разносе антенн на расстояние от 0.2 до 10.0 м с шагом 0.1 м. Отличия измерений глубины залегания подошвы наледи методом ОГТ от прямых измерений рулеткой не превышают 10%. Профиль ОГТ проложен в четырёх метрах от основного русла реки (края наледи). Зондирование по методу ОГТ было проведено антеннами с центральными частотами 150 и 250 МГц. Данные о диэлектрической проницаемости и соответствующей ей скорости распространения радиоволн, полученные разными антенными системами, практически идентичны. На основе георадарных данных построена модель распределения скорости по разрезу, которая состоит из трёх слоёв, два верхних слоя формируют наледь — рис. 2. Верхний её слой мощностью до 1.1 м со средней скоростью распространения электромагнитной волны в слое $V = 14.8$ см/нс, в нижележащем слое $V = 16.3$ см/нс, что может быть обусловлено разницей как в структуре и параметрах льда, так

и разного уровня водонасыщенности за счёт таяния льда под действием положительных температур ($\sim +20^\circ\text{C}$). Результаты обработки и интерпретации полученных данных методом ОГТ приведены в таблице. Анализ отражений от локальных аномалий, находящихся в толще исследуемой среды, подтвердили оценки значений диэлектрической проницаемости, полученные методом ОГТ. При этом усреднённая скорость распространения электромагнитных волн по профилю на уровне 100 нс составила $V = 12.4\text{--}13.4$ см/нс, а диэлектрическая проницаемость $\epsilon = 5.1\text{--}5.8$. Следует отметить, что измерения проводились в июле, в период активной деградации наледи, разрушения её поверхностного слоя и изменения значений V и ϵ верхнего слоя наледи вдоль профиля.

Выбор частотного диапазона и ориентация антенн. Процесс деградации наледи состоит не только в уменьшении её размеров в результате таяния, но и в появлении в теле наледи трещин и разломов, а также образования линз воды и ручьёв, которые

Таблица. Результаты обработки данных, полученных по методике ОГТ, 250 МГц

Слои разреза	ϵ в слое	Глубина подошвы, м	Скорость в слое, см/нс	Задержка, нс
1	4.1	1.1	14.8	15
2	3.4	2.0	16.3	26
3	6.3	3.0	12.0	43

формируют углубления—русла на поверхности наледи и некоторые достигают глубины 1 м. Заполненные водой неоднородности создают помехи на радарограмме и представлены в виде длинных тонких гиперболических линий (рис. 3, *a*), что существенно ухудшает качество результатов измерений. На рис. 3 приведены два профиля, выполненных антеннами с центральной частотой 150 МГц (трасса зондирования перпендикулярна кромке наледи) при ориентации дипольных антенн параллельно кромке наледи (перпендикулярно трассе зондирования) (см. рис. 3, *a*) и перпендикулярно кромке наледи (параллельно трассе зондирования) (см. рис. 3, *b*). Выбор и ориентация антенн имеет важное значение при работе на наледи в процессе её деградации.

Для анализа полученных результатов (см. рис. 3) применено моделирование и в качестве основного инструмента численного моделирования георадарного зондирования подповерхностной среды использовался программный пакет *grMax*, который позволяет решать уравнения Максвелла в трёхмерном пространстве с использованием метода конечных разностей во временной области (Giannopoulos, 2005). В качестве излучающей антенны выбрана тонкая абсолютно проводящая полоса размерами 4×50 см, в центральной части которой размещен источник возбуждения “передающая линия” (“*transmission_line*”) с волновым сопротивлением 150 Ом, центральная частота зондирующего импульса составляла 300 МГц. По результатам моделирования диаграммы направленности (ДН) антенны для ближней зоны при показателе преломления $n = 2$ (лёд) (см. рис. 3, *e–d*) видно, что ДН имеет сложную конфигурацию, главные лепестки ДН направлены почти поперёк дипольной антенны. Следует отметить, что при увеличении влажности и соответственно коэффициента преломления, $n \geq 4$, ДН антенны существенно меняется и два главных лепестка вытягиваются вдоль диполя антенны. Исходя из этого, для минимизации влияния множественных трещин, появляющихся параллельно кромке наледи, необходимо при проведении измерений придерживаться ориентации дипольных антенн перпендикулярно кромке наледи. Для центральной части наледи, где процесс

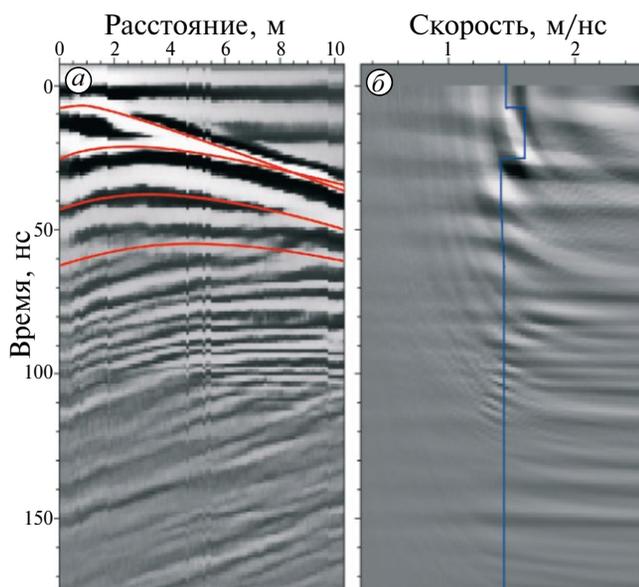


Рис. 2. Результаты определения скорости распространения зондирующего импульса, антенная система 250 МГц: радарограмма в координатах (расстояние между антеннами; время задержки) (*a*); радарограмма пересчитанная в координатах (скорость радиоволн; время задержки), красные линии – выбранные гиперболы для оценки скорости, синяя линия – пересчитанная кривая скорости распространения радиоволн (*b*)

Fig. 2. Results of determining the propagation velocity of a probing pulse, 250 MHz antenna system: radargram in coordinates (antennas offset; delay time) (*a*); radargram recalculated in coordinates (radio wave velocity; delay time), red lines – selected hyperbolas for velocity estimation, blue line – recalculated curve of radio wave propagation velocity (*b*)

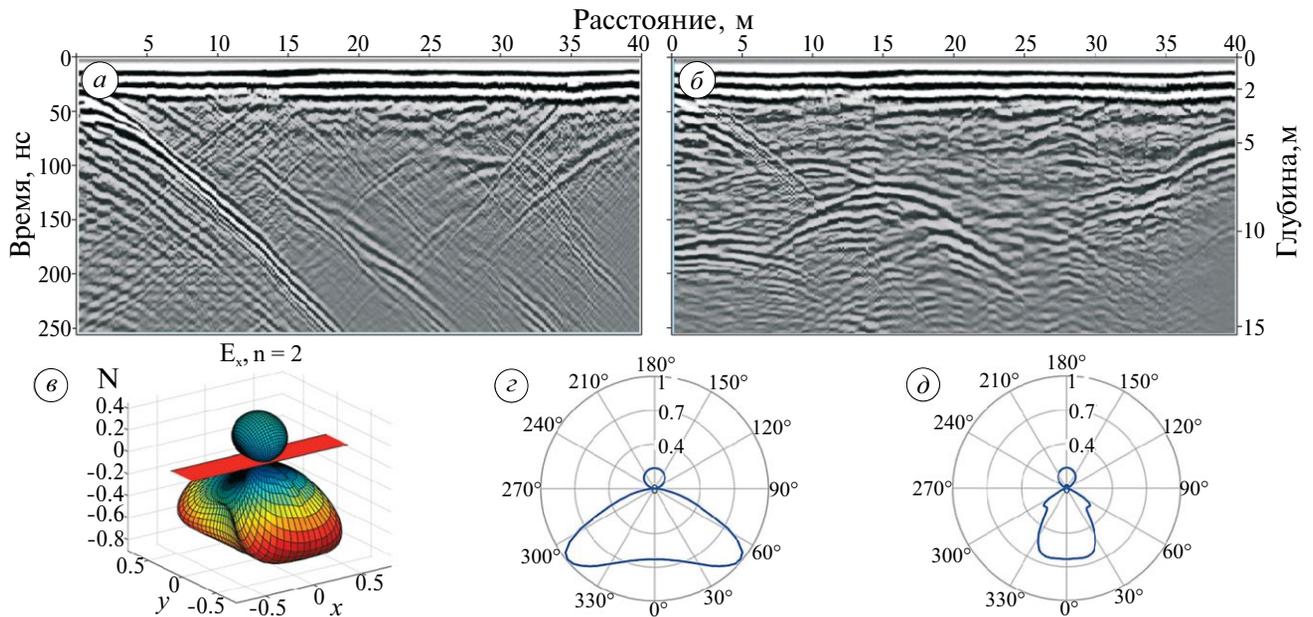


Рис. 3. Влияние ориентации дипольных антенн: георадарный профиль, антенны размещены перпендикулярно профилю (а); георадарный профиль, антенны размещены параллельно профилю (б); 3D диаграмма направленности дипольной антенны (в); диаграмма направленности в Н-плоскости (г); диаграмма направленности в Е-плоскости (д). Красной полосой (см. рис. 2, в) условно показана дипольная антенна

Fig. 3. Effect of dipole antenna orientation: GPR profile, antennas are placed perpendicular to the profile (a); GPR profile, antennas are placed parallel to the profile (b); 3D radiation pattern of a dipole antenna (в); radiation pattern in the H-plane (г); radiation pattern in the E-plane (д). The red stripe (fig. 2, в) conventionally shows the dipole antenna

растрескивания в период проведения измерений не наблюдается, вопрос с ориентацией антенн не стоит.

Другой важный фактор при проведении измерений – однородность подповерхностного слоя наледи, что приводит к появлению на радарограмме зон с локальными нарушениями регулярной волновой картины отражений. Ширина импульса прямого прохождения на участках с повышенной влажностью увеличивается с 4 нс до 7–8 нс. Одновременно на увлажнённых локальных участках могут появляться высокоамплитудные сигналы типа “реверберации”. Особенно ярко это наблюдается на радарограмме при пересечении промоин с талой водой на поверхности наледи.

По результатам тестовых измерений антеннами 150 и 250 МГц было принято решение о применении антенн с центральной частотой 250 МГц, которые обеспечивают лучшее разрешение по глубине, что важно для исследований тонких структур наледи, но имеют меньшую, но достаточную, глубину зондирования.

Результаты измерения, профиль 16 0А. Обследование наледи у пос. Кюбюме было выполнено в июле 2022 г., в период её активной деградации, когда вскрылось основное русло реки и обнажились боковые стенки наледи (см. рис. 1, б). Трасса

длиной 40 м проложена от кромки наледи, у основного русла реки, с простираем 16.5°. Результаты измерения приведены на рис. 4, а, на котором граница лёд–аллювий и лёд–вода (4) уверенно фиксируются на уровне 23–30 нс вдоль профиля, а изменение фазы отражённого сигнала указывает на то, что диэлектрическая проницаемость увеличивается при пересечении этой границы. Мощность наледи вдоль профиля варьирует от 1.8 до 2.2 м. Интерпретация георадарного профиля приведена на рис. 4, б. Характер отражений на уровнях 0–30 нс характеризуется субгоризонтальной стратификацией, что свидетельствует о том, что массив льда в целом неоднороден. На отметках 0–5 м наледь снизу подмывают воды основного русла реки, которые на радарограмме фиксируются в виде высококонтрастной, субгоризонтальной границы на уровне 30 нс. Эта наледь, как и большинство других, обладает рельефообразующей функцией (Романовский, 1973). Присутствие наледи привело к миграции основного русла реки, что наблюдается на радарограмме в виде косой слоистости русловых отложений (5), амплитуда сигналов от которой значительно ниже, чем от границы лёд–аллювий. В верхних слоях песчано-галечных отложений речной долины наблюдается слабо фиксируемая граница (6), которую мы интерпретируем как границу сезонного промерзания, располагающуюся на отметках

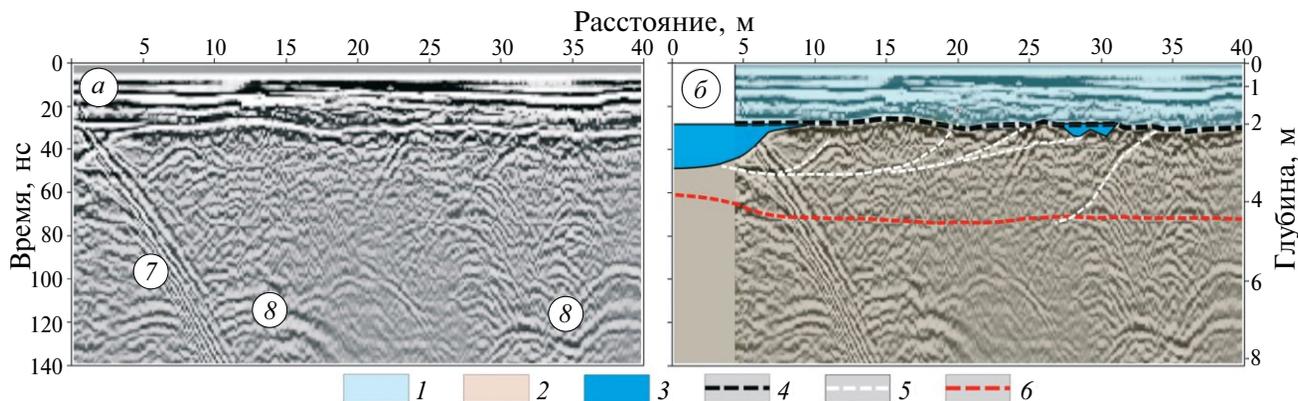


Рис. 4. Георадарный профиль 16 0А: георадарный профиль (а); интерпретация георадарного профиля (б): 1 – наледь; 2 – песчано-гравийные отложения; 3 – вода; 4 – подошва наледя; 5 – косая слоистость русловых отложений; 6 – граница сезонного промерзания; 7 – воздушная помеха от вертикальной кромки наледя; 8 – помехи от локальных неоднородностей

Fig. 4. Ground penetrating radar profile 16 0A: ground penetrating radar profile (a); interpretation of ground penetrating radar profile (b): 1 – aufeis; 2 – sand and gravel river valley; 3 – water and river; 4 – aufeis bottom; 5 – cross-bedding of channel deposits; 6 – boundary of seasonal freezing; 7 – air interference from vertical edge of aufeis; 8 – interference from local inhomogeneities

2–2.4 м от поверхности наледной поляны. Переход от активного слоя, мёрзлого аллювия и песчано-галечных отложений к таликам, которые предположительно должны располагаться вдоль основного русла реки, по полученным георадарным данным не удалось идентифицировать. При анализе радарограммы следует отметить наличие на радарограмме “воздушных” помех от вертикальной стенки наледя со стороны реки (7), (см. рис. 4, а).

Результаты измерения, профиль 16 0АА. Георадарный профиль 16 0АА (см. рис. 1, в) проложен от бровки наледя правого берега основного русла р. Кюбюме с простираем 217°. Длина трассы составила 180 м и заканчивается у небольшой отмели (острова), покрытой малорослым кустарником. Работы проводились в середине солнечного дня, при температуре воздуха ~ +20 °С. Наледь активно таяла и на её поверхности появились линзы воды глубиной 1–3 см и ручьи талой воды. Подошва наледя (2) (рис. 5, а) уверенно фиксируется на отметках от 30 нс (кромка наледя, у реки) до 17 нс (у острова), толщина наледя имеет субгоризонтальную стратификацию. На этом георадарном профиле (в отличие от профиля 16 0А) в диапазоне 0–12 нс не наблюдаются отражения от тонких прослоев льда в приповерхностной части разреза. Мы предполагаем, что это связано с разрушением приповерхностного слоя льда, с высоким содержанием воды на поверхности и в верхних слоях наледя.

Трасса георадарного профиля 16 0АА пересекает четыре промоины с талой водой (4), (см. рис. 5, а), шириной не более 0.3 м и глубиной до 0.2 м. Данные объекты на радарограмме сопровождаются нарушением регулярной волновой картины

отражений на уровнях 0–30 нс и появлением вертикально ориентированных сигналов типа “реверберация” с низкочастотной составляющей на больших временах задержки, что объясняется наличием локальной контрастной границы вода–лёд на поверхности наледя.

Нарушение на георадарном профиле отражающей границы между наледью и песчано-галечными отложениями (2), а также нарушение субгоризонтальной структуры части толщи наледя на участках 18–22, 35–47, 120–135, 144–146 м может указывать на то, что на данных участках профиля располагаются зоны разгрузки, которые функционировали в начальной фазе наледяобразующего периода. На радарограмме цветом выделены зоны (1), в которых наблюдается образование вертикально ориентированных отражённых сигналов с низкочастотной составляющей и более высокой амплитудой. Подобные сигналы наблюдались рядом авторов (Terry et al., 2020; Liu et al., 2021; Оленченко и др., 2022) в местах разгрузки подземных вод над протоками реки.

На отметках 65–75 нс в верхних слоях песчано-галечных отложений речной долины наблюдается слабо фиксируемая граница (3) на отметках 2–2.4 м от поверхности наледной поляны, которую мы интерпретируем как характерную для периода проведения работ границу слоя сезонного промерзания. Этот слой подвергается многолетним циклическим сезонным процессам промерзания и протаивания в результате чего изменится структура, а за ней и его электрофизические свойства. Однако эти изменения не столь существенны, чтобы сформировать чёткую радиоконтрастную

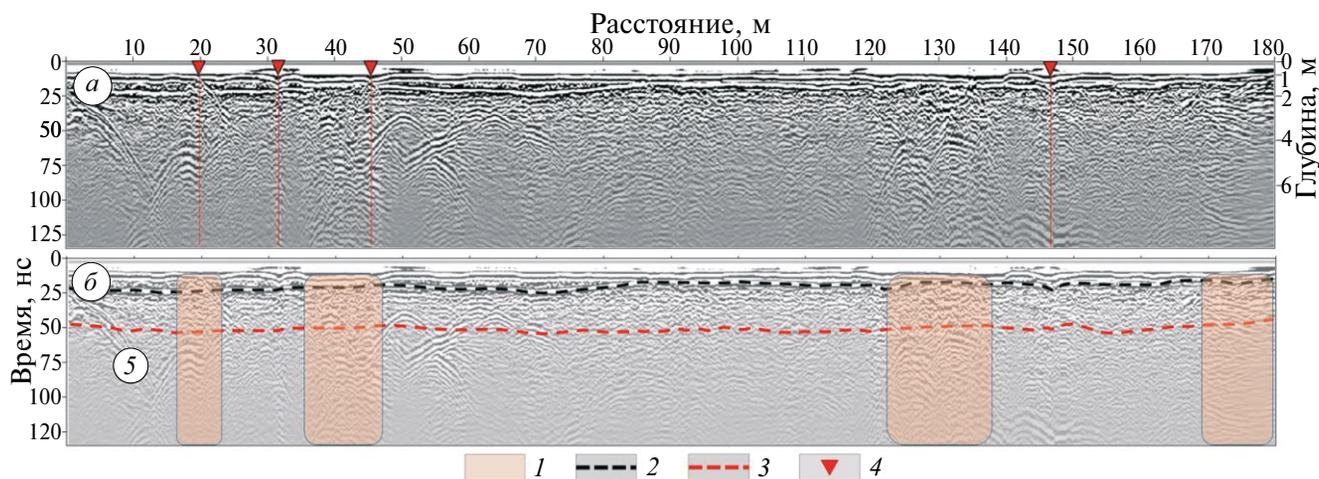


Рис. 5. Георадарный профиль 16 0AA: георадарный профиль (а); интерпретация георадарного профиля (б): 1 – зоны с локальными нарушениями регулярной волновой картины отражений; 2 – подошва наледи; 3 – граница сезонного промерзания; 4 – промоины с талой водой на поверхности наледи; 5 – воздушная помеха от вертикальной кромки наледи

Fig. 5. Ground penetrating radar profile 16 0AA: radargram (a); interpretation of radargram (b): 1 – zone with local disturbances of regular wave pattern of reflections; 2 – bottom of aufeis; 3 – boundary of seasonal freezing; 4 – gullies with melt water on the surface of aufeis; 5 – air interference from vertical edge of aufeis

границу на всём протяжении радарограммы, как это можно наблюдать, например, при отражении от подошвы сезонно-талого слоя.

Результаты измерения, профиль 16 0A1. В конце профиля 16 0AA располагается небольшая песчано-галечная отмель (остров) шириной около 10 м и длиной около 20 м (см. рис. 1, в) – одна из небольших вытянутых вдоль берега отмелей и гряд. Отмель освобождена от наледи, покрыта низкорослым кустарником и частично травяным покровом. Растительный покров в неповреждённом виде сохраняется лишь на возвышенных частях рельефа. С северо-восточной стороны на этой отмели располагается наледь, с юго-западной – протока реки, открытая вода. Вдоль берега, в непосредственной близости от края отмели, на её поверхности наблюдаются нарушения поверхности отмели в виде трещин. В работе (Алексеев, 2013) данные нарушения классифицированы как “...термокарстовые провалы, борозды, канавы...”, появление которых можно объяснить процессом таяния льда и/или деградации мёрзлого грунта в песчано-галечных отложениях наледной поляны.

Георадарное обследование песчано-галечной отмели проведено по двум профилям, проложенным вкрест (см. рис. 1, в), с применением антенн 250 МГц и шагом по профилю 0.1 м. Георадарный профиль (рис. 6, а), длиной 20 м на участке 0–8 м проложен по наледи, а на участке 8–20 м пересекает отмель поперёк. Профиль (рис. 6, б) длиной 10 м проложен по центральной части отмели, вдоль русла реки, и оба профиля завершаются у уреза воды.

На профиле (см. рис. 6, а), можно выделить два участка с разной текстурой волновой картины отражений. На участке 0–8 м ниже уровня 30 нс располагается песчано-галечное русло реки с однородной структурой отражений без выраженной слоистости, а на участке 8–20 м имеет характерную субгоризонтальную слоистость на глубинах до 3 м. Красными вертикальными линиями на рис. 6, а–б отмечены трещины, которые наблюдаются до глубины 2.5–3 м, они проведены в первую очередь как основными идентифицирующими признаками как: разрывы осей синфазности с их смещением или изменением угла наклона по субвертикальным линиям разрыва; изменение мощности георадарных комплексов по мере приближения к линии разрыва; формирование V-образной разгрузочной воронки в месте разрыва (Едемский, Прокопович, 2024). При приближении к кромке воды (см. рис. 5, а), по вертикальной линии разрыва (3), пикет 18 м, наблюдается резкое уменьшение мощности отдельных слоёв разреза и нарушение субгоризонтальной слоистости. Общий наклон структуры подстилающей поверхности подтверждает то, что оттаивание грунта происходит от открытой воды в сторону наледи.

Выполненный спектральный анализ георадарных данных показал, что максимум спектральной амплитуды волновой формы сигнала для центральной части отмели (пикет 13 м, см. рис. 6, з) располагается на частотах 110–140 МГц, при этом максимальная спектральная амплитуда выше, чем на пикетах 1 м и 18 м (см. рис. 6, а). Для пикета 1 м характерна более сглаженная форма огибающей

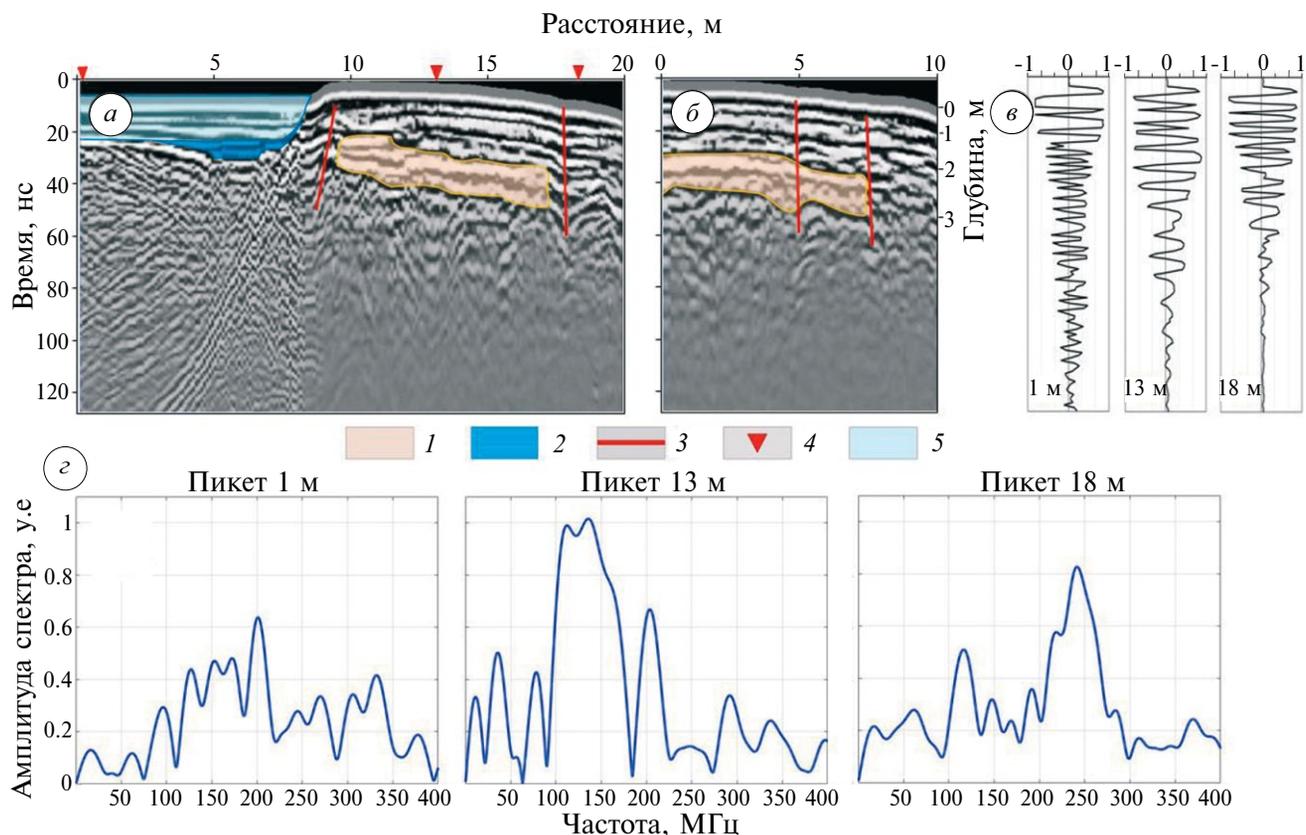


Рис. 6. Георадарный профиль 16 0A1: профиль 16 0A1а, угол простирания 216° (а); профиль 16 0A1б, угол простирания 12° (б); волновые формы выделенных пикетов (в); спектры волновых форм выделенных пикетов (г): 1 – зона повышенной льдистости; 2 – вода; 3 – линии разлома; 4 – пикеты волновых форм сигнала (1 м, 13 м, 18 м); 5 – наледь

Fig. 6. Ground penetrating radar profile 16 0A1: profile 16 0A1а, strike angle 216° (а); profile 16 0A1б, strike angle 12° (б); waveform of selected pickets (в); waveform spectra of selected pickets (г): 1 – zone of increased ice content; 2 – water; 3 – fault lines; 4 – signal waveform pickets (1 m, 13 m, 18 m); 5 – augeis

спектра без доминирующих максимумов по сравнению с пикетами 13 м и 18 м. Это можно интерпретировать как результат изменения строения наледной поляны, формирование субгоризонтальной структуры с контрастными границами и, как результат, появление ярко выраженных спектральных максимумов на пикетах 13 и 18 м. Для пикета 18 м максимум спектральной амплитуды волновой формы сигнала смещён в более высокочастотную область спектра и находится в районе 250 МГц, при этом амплитуда его на ~ 20 % ниже, чем для пикета 13 м. Это может свидетельствовать о наличии менее контрастных границ и менее мощных прослоев у уреза воды и/или их влагонасыщенности по сравнению с центральной частью отмели.

Исходя из результатов спектрального анализа, анализа формы и фазы отражённого сигнала в центральной части отмели, а также полученного значения $\epsilon = 5.6$ в слое с глубиной залегания 2–3 м (по результатам измерений методом ОГТ) можно с высокой долей вероятности утверждать, что субгоризонтальный слой (1) (см. рис. 6, а–б),

может содержать лёд, т.е. может быть пластом инъекционного подземного льда или высокольдистых осадочных пород. В результате неравномерного вытаивания данного льда происходит нарушение субгоризонтальной слоистости отмели и возникновение термокарстовых провалов вдоль и поперёк отмели.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Из результатов измерений, приведённых на рис. 4, и обследования боковых подмывов наледи (см. рис. 1), следует, что толщина наледи не однородна и имеет субгоризонтальную стратификацию. Слои льда имеют разный цветовой оттенок, прозрачность, мощность. На фрагменте георадарного профиля (рис. 7, а) выделены границы прослоев льда (3) в толще наледи, отражающие процесс поэтапного намороза. На участке наледи (пикеты 8–17 м) наблюдаются нарушения субгоризонтальной слоистости, вызванные тем, что поверхность песчано-галечных отложений имеет повышение,

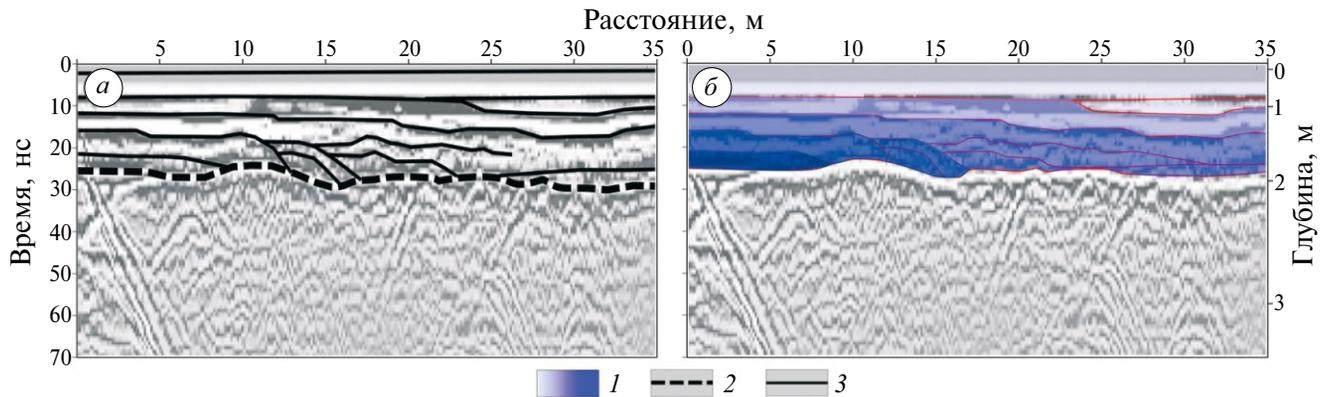


Рис. 7. Структура льда, фрагмент георадарного профиля: георадарный профиль с границами прослоев льда (а); интерпретация процесса немерзания наледи (б): 1 – слои поэтапного намерзания наледи; 2 – подошва наледи; 3 – границы прослоев льда

Fig. 7. Ice structure, fragment of ground-penetrating radar profile: profile with ice layer boundaries (a); interpretation of ice non-freezing process (b): 1 – layers of gradual ice freezing; 2 – aufeis bottom; 3 – ice layer boundaries

которое на начальном этапе формирования наледи служит естественной преградой для стока вод, препятствуя равномерному растеканию воды по наледной поляне; под гидравлическим напором происходит периодический, но неравномерный по объему и площади намерзания выход надмерзлотных грунтовых вод через открытые трещины в наледи. На рис. 7, б приведена интерпретация поэтапного формирования наледи от более раннего намерзания (синий цвет) к более позднему (голубой цвет). Приведённые результаты демонстрируют возможность применения георадиолокации для исследования процесса формирования наледи и построения 3D-модели поэтапного её развития. Авторам неизвестны публикации, описывающие процесс исследования слоистости наледи и методики построения трёхмерной модели развития наледи.

На месте образования крупных наледей резко активизируются криогенные процессы – подземное льдообразование, пучение грунтов, термоэрозия и термокарст (Алексеев, 2013). Возрастающий напор воды в подлёдном пространстве может способствовать инъекции воды в берега рек и формированию инъекционных льдов. Результат данного процесса наблюдается (см. рис. 6, а–б) там, где предполагается, что субгоризонтальный слой (1) в основании отмели может содержать лёд, т.е. с большой вероятностью являться пластом инъекционного подземного льда или высокольдистых осадочных пород.

Согласно данным ряда исследований (Liu et al., 2021; Оленченко и др., 2022) точки разгрузки подземных вод преимущественно располагаются над основным руслом реки и разгрузка воды на лёд происходит на всём жизненном цикле наледи, вплоть до весны. Однако количество точек разгрузки вод может быть различно на разном этапе

жизнедеятельности наледи. Периодически напор подземных вод снижается и поступление воды на поверхность наледи прекращается, происходит закупорка водовыводящих каналов. Закрытие точек разгрузки может быть связано с падением давления воды и изменением гидрогеологических условий промерзания талика или уменьшением поступления воды в песчано-гравийное ложе долины. Этот процесс для каждой точки разгрузки может быть циклическим и в какой-то момент времени может прерваться и перестать функционировать. Данный эффект мы наблюдаем (см. рис. 5), где ненарушенная, субгоризонтальная структура приповерхностной части наледи подтверждает эту гипотезу (точка разгрузки “не работает”).

Проведённые измерения с помощью георадара с центральной частотой 150 и 250 МГц и энергетическим потенциалом 5 кВ не позволили обнаружить в основании наледной поляны талики, возможно, из-за залегания их подошвы на глубинах более 15–20 м. В дальнейших исследованиях для этих целей планируется использовать более низкочастотный радар, например, с центральной частотой 25, 50 МГц и более мощным передатчиком.

ВЫВОДЫ

В июле 2022 г. успешно выполнен комплекс рекогносцировочных работ по обследованию наледи в районе пос. Кюбюме. По результатам проведённых работ уверенно зафиксирована граница лёд/песчано-гравийное дно реки, определена максимальная мощность наледи в июле 2022 г., равная 2.2 м. С использованием метода ОГТ получена двухслойная георадарная модель наледи. Приповерхностный слой имеет мощность 1.1 м с $\epsilon = 4.1$, а нижний слой – 0.9 м с $\epsilon = 3.4$. Скорость

распространения электромагнитной волны в ложе речной долины $V = 12.4\text{--}13.4$ см/нс.

Структура наледи, в целом, имеет субгоризонтальную стратификацию, выделенные в процессе обработки данных границы прослоев льда, предположительно, отражают процесс поэтапного намерзания льда. В течение зимнего периода произошло несколько циклов (не менее пяти) повышения давления грунтовых вод, растрескивания ледяного покрова, перелива грунтовых вод, сброса давления воды, снижения гидравлического напора и закрытия трещин из-за промерзания. На радарограммах по интенсивным дифрагированным волнам определены пункты разгрузки подземных вод. Отдельные из них активны только на начальном этапе намерзания и не располагаются в руслах основных проток.

Анализ регистрируемых отражённых сигналов, определение параметров зондируемой среды с помощью метода ОГТ и знание основных идентифицирующих признаков линий разрывов в мёрзлом грунте позволило говорить о формировании в основании отмели инъекционных грунтовых льдов. Исходя из формы и фазы отражённого сигнала, полученных значениях диэлектрической проницаемости в отдельных слоях георадарного разреза ($\epsilon = 5.6$, по результатам измерений методом ОГТ) можно с высокой долей вероятности утверждать, что на отмелях и по берегам наледной поляны могут формироваться пласты инъекционного подземного льда или высокольдистых осадочных пород.

Проведение измерений в период таяния наледи приводит к нестабильности параметров георадарной съёмки, трудностям при интерпретации результатов измерения и ухудшению разрешающей способности метода.

Метод георадиолокации позволяет отследить как мощность наледи, так и её структуру, но необходимо проведение дополнительных исследований с привлечением георадаров, обладающих большей глубиной для более детального изучения процессов в пределах наледной поляны, а также заверки полученных данных с помощью прямых измерений. Приведённые результаты измерений показали, что для метода радиолокации лёд наледи не всегда представляет однородную среду и метод георадиолокации может быть применён для исследования структуры льда и поэтапности процессов намерзания, а возможно и деградации наледей. С этой целью целесообразно использовать более высокие частоты, что даст более высокое разрешение при исследовании слоистой структуры наледи.

Благодарности. Научная программа выполнена при поддержке базового проекта 122011800064-9, георадарные исследования выполнены при

поддержке темы государственного задания Рег. № 1021060808637-6-1.3.5.

Acknowledgements. The scientific program was supported by the base project 122011800064-9, GPR research was supported by the state assignment topic Reg. No. 1021060808637-6-1.3.5.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Входной и выходной файлы расчёта приведённой диаграммы направленности (см. рис. 3, *в–г–д*) в пакете `gprMax`, а также скрипт визуализации в среде Matlab R2015 выложены на сайте: <https://zenodo.org/records/14261357>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.Р.* Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез) // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 95–106.
- Владов М.Л., Судакова М.С.* Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений / Учебное пособие. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Едемский Д.Е., Прокопович И.В.* Применение георадиолокации при выявлении зон разрывных нарушений // Электромагнитные волны и электронные системы. 2024. Т. 29. № 5. С. 14–21. <https://doi.org/10.18127/j5604128-202405-03>
- Жуковский В.Е., Краюхин А.Н., Кривое С.В., Поздняк Г.В., Рябчикова В.И.* Национальный атлас России. Т. 1. Общая характеристика территории // Геодезия и картография. 2007. № 11. С. 18–26.
- Землянскова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М.* Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на северо-востоке России (1962–2021 гг.) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 71–84. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010167>
- Иванова Л.Д., Павлова Н.А.* Формирование и динамика наледей в бассейне р. Индигирки за последние шестьдесят лет // Сб. «Подземные воды востока России. Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием)». Новосибирск: Изд-во НГУ, 2018. С. 218–222.
- Михайлов В.М.* Разнообразие таликов речных долин и их систематизация // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 3. С. 43–51.
- Оленченко В.В., Макарьева О.М., Землянскова А.А., Данилов К.П., Осташов А.А., Калганов А.С., Христофоров И.И.* Геофизические признаки источников гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 3. С. 0702. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702>

- Романовский Н.Н.* О геологической деятельности наледей. Мерзлотные исследования. Вып. XIII. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 66–89.
- Соколов Б.Л.* Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеорологический издат, 1975. 190 с.
- Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г., Царев А.М.* Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 3. С. 69–82. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(69-82\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(69-82))
- Федоров М.П., Федорова Л.Л.* Исследование строения ледяного покрова на затороопасных участках р. Лена методом георадиолокации // Успехи современного естествознания. 2022. № 10. С. 130–135. <https://doi.org/10.17513/use.37920>
- Arcone S.A., Chacho E.F., Delaney A.J.* Seasonal structure of taliks beneath arctic streams determined with ground-penetrating radar // Proc. of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, Canada, 1998. № 55. P. 19–24.
- Arcone S.A., Prentice M.L., Delaney A.J.* Stratigraphic profiling with ground-penetrating radar in permafrost: A review of possible analogs for Mars // Journ. of Geophys. Research. Planets. 2002. V. 107. № E11. P. 5108. <https://doi.org/10.1029/2002JE001906>
- Ensom T., Makarieva O., Morse P., Kane D., Alekseev V., Marsh P.* The distribution and dynamics of aufeis in permafrost regions // Permafrost Periglacial Processes. 2020. V. 31. № 3. P. 383–395. <https://doi.org/10.1002/ppp.2051>
- Giannopoulos A.* Modelling ground penetrating radar by GprMax // Construction and building materials. 2005. V. 19. № 10. P. 755–762. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2005.06.007>
- Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J.M.* A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada // Permafrost Periglacial Processes. 2021. V. 32. № 3. P. 468–483. <https://doi.org/10.1002/ppp.2111>
- Moorman B.J., Robinson S.D., Burgess M.M.* Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar // Permafrost Periglacial Processes. 2003. V. 14. № 4. P. 319–329. <https://doi.org/10.1002/ppp.463>
- Morse P.D., Wolfe S.A.* Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. № 9. P. 1670–1686. <https://doi.org/10.1002/2015JF003534>
- Stephani E., Drage J., Miller D., Jones B.M., Kanevskiy M.* Taliks, cryopegs, and permafrost dynamics related to channel migration, Colville River Delta, Alaska // Permafrost Periglacial Processes. 2020. V. 31. № 2. P. 239–254. <https://doi.org/10.1002/ppp.2046>
- Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane J.W.* Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods // Journal of Geophys. Research. Earth Surface. 2020. V. 125. № 3. P. e2019JF005345. <https://doi.org/10.1029/2019JF005345>

Citation: *Edemsky D.E., Tumskoy V.E., Prokopovich I.V. GPR sounding of aufeis and alluvium of aufeis glades in the Kyubyume River valley, Oymyakon Highlands. Led i Sneg. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 135–147. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010103*

GPR sounding of aufeis and alluvium of aufeis glades in the Kyubyume River valley, Oymyakon Highlands

© 2025 D. E. Edemsky^{a,#}, V. E. Tumskoy^b, I. V. Prokopovich^a

^a*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, Russia*

^b*Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia*

[#]*e-mail: deedemsky@gmail.com*

Received September 9, 2024; revised December 3, 2024; accepted December 25, 2024

Aufeis is a surface accumulation of ice which is formed as layer-by-layer freezing of underground or river water periodically pouring onto the surface in winter. In July 2022, a geophysical survey was carried out in the valley of the Kyubyume River. The study was performed for the purpose to check a possibility to use GPR (150 and 250 MHz) for investigating internal structure of ice bodies, locations of underchannel taliks, and inferred zones of groundwater discharges, as well as revealing ice bodies in the gravel-pebble alluvium of the aufeis glade. The thickness of the aufeis amounted to 2.2 m, the geological cross-section was sounded down to depths of 4.5–8 m. Profiles were studied at right angles to the main channel of the river, including with access to the shoal of the glade. The measurement results did show that the layered ice of the aufeis is not a homogeneous medium for the GPR method, so this method may be used to study structure of the ice, and to investigate the processes of the aufeis formation. Two layers with a thickness of 1.1 m and 0.9 m were isolated in the aufeis ice, with $\epsilon = 4.1$ and $\epsilon = 3.4$, respectively. In the underlying alluvium, a cross bedding of the channel deposits was found that was the result of the river watercourse migration. In the sand and pebble deposits underlying the aufeis, a sub-horizontal layer was identified at depths of 2.5–3 m, which is presumably a lens of high-icy sedimentary rocks or underground ice.

Keywords: aufeis, aufeis processes, GPR, Kyubyume River

REFERENCES

- Alekseev V.R.* Influence of icings on river aufeis fluviogenesis. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2013, 53 (4): 95–106 [In Russian].
- Vladov M.L., Sudakova M.S.* Georadiolocation. From physical foundations to promising directions. Study guide. Moscow: GEOS, 2017: 240 p. [In Russian].
- Edemsky D.E., Prokopovich I.V.* Application of GPR in identifying fault zones. *Elektromagnitnye volny i elektronnye sistemy.* Electromagnetic waves and electronic systems. 2024, 29 (5): 14–21. <https://doi.org/10.18127/j5604128-202405-03> [In Russian].
- Zhukovskij V.E., Krayukhin A.N., Krivoe S.V., Pozdnyak G.V., Ryabchikova V.I.* National atlas of Russia. Volume 1 “General territory description”. *Geodeziya i kartografiya.* Geodesy and Cartography. 2007, 11: 18–26 [In Russian].
- Zemlyanskova A.A., Alekseev V.R., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V., Makar’eva O.M.* Long-term dynamics of the huge Anmangynda Aufeis in the North-East of Russia (1962–2021). *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2023, 63 (1): 71–84. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010167> [In Russian].
- Ivanova L.D., Pavlova N.A.* The formation and dynamics of icings in the basin of the Indigirka River over the past sixty years. Collection “Groundwater of the East of Russia. Materials of the All-Russian Conference on Groundwater of the East of Russia (XXII Conference on Groundwater of Siberia and the Far East with International Participation)”. Novosibirsk: NSU Publishing House, 2018: 218–222 [In Russian].
- Mikhajlov V.M.* Diversity of river valley taliks and their systematization. *Kriosfera Zemli.* Earth’s Cryosphere. 2010, 14 (3): 43–51 [In Russian].
- Olenchenko V.V., Makar’eva O.M., Zemlyanskova A.A., Danilov K.P., Ostashov A.A., Kalganov A.S., Khristoforov I.I.* Geophysical indicators of aufeis in the Anmangynda river (Magadan region). *Geodinamika i tektonofizika.* Geodynamics & Tectonophysics. 2023, 14 (3): 0702.

- <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702> [In Russian].
- Romanovskij N.N.* On the geological activity of aufeis. Permafrost research. Issue XIII. Moscow: MSU Publishing House, 1973: 66–89 [In Russian].
- Sokolov B.L.* Aufeis and river runoff. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1975: 190 p. [In Russian].
- Sudakova M.S., Sadurtdinov M.R., Malkova G.V., Skvortsov A.G., Tsarev A.M.* Application of GPR technology in complex geocryological investigations. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, 21 (3): 69–82. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(69-82\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(69-82)) [In Russian].
- Fedorov M.P., Fedorova L.L.* Study of the structure of the ice cover in the ice-hazardous areas of the Lena River by GPR method. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. Achievements of modern natural science. 2022, 10: 130–135. <https://doi.org/10.17513/use.37920> [In Russian].
- Arcone S.A., Chacho E.F., Delaney A.J.* Seasonal structure of taliks beneath arctic streams determined with ground-penetrating radar. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 1998, 55: 19–24.
- Arcone S.A., Prentice M.L., Delaney A.J.* Stratigraphic profiling with ground-penetrating radar in permafrost: A review of possible analogs for Mars. *Journ. of Geophys. Research: Planets*. 2002, 107 (E11): 5108. <https://doi.org/10.1029/2002JE001906>
- Ensom T., Makarieva O., Morse P., Kane D., Alekseev V., Marsh P.* The distribution and dynamics of aufeis in permafrost regions. *Permafrost Periglacial Processes*. 2020, 31 (3): 383–395. <https://doi.org/10.1002/ppp.2051>
- Giannopoulos A.* Modelling ground penetrating radar by GprMax. *Construction and building materials*. 2005, 19 (10): 755–762. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2005.06.007>
- Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J.M.* A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada. *Permafrost Periglacial Processes*. 2021, 32 (3): 468–483. <https://doi.org/10.1002/ppp.2111>
- Moorman B.J., Robinson S.D., Burgess M.M.* Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar. *Permafrost Periglacial Processes*. 2003, 14 (4): 319–329. <https://doi.org/10.1002/ppp.463>
- Morse P.D., Wolfe S.A.* Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2015, 120 (9): 1670–1686. <https://doi.org/10.1002/2015JF003534>
- Stephani E., Drage J., Miller D., Jones B.M., Kanevskiy M.* Taliks, cryopegs, and permafrost dynamics related to channel migration, Colville River Delta, Alaska. *Permafrost Periglacial Processes*. 2020, 31 (2): 239–254. <https://doi.org/10.1002/ppp.2046>
- Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane J.W.* Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods. *J. Geophys. Res. F: Earth Surf.* 2020, 125 (3): e2019JF005345. <https://doi.org/10.1029/2019JF005345>