

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ДЕГРАДИРУЮЩЕГО ПОЛИГОНАЛЬНОГО МИКРОРЕЛЬЕФА В АРКТИКЕ

Д.Е. Едемский¹, В.Е. Тумской², А.Н. Овсяченко³

¹*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн имени Н.В. Пушкова РАН,
108840, Москва, г. Троицк, Калужское шоссе, 4, Россия; deedemsky@gmail.com*

²*Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; vtumskoy@gmail.com*

³*Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН,
123242, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, стр. 1, Россия; ovs@ifz.ru*

Проанализированы результаты зондирования георадаром “Лоза-В” верхней части разреза мерзлых пород в области развития полигонального микро рельефа. Работы проводились на восточном побережье п-ова Таймыр и западном берегу о. Котельный (архипелаг Новосибирские острова). На обоих участках полигональный микро рельеф находится на нисходящей стадии развития, поэтому георадарные профили были пройдены поперек плоских и выпуклых центральных частей полигонов. Полученные результаты позволили установить особенности георадарных профилей для полигонов с разным типом поверхности, сложенных в основном песчано-гравийными отложениями. Выделены характерные георадарные комплексы, соответствующие центральным частям полигонов и отложениям, перекрывающим вытаявшие ледяные жилы. Показана возможность использования спектра волновых форм для интерпретации результатов, определены скорости распространения электромагнитных волн в изученных отложениях. Повторно-жильные льды и псевдоморфозы по ним не были достоверно установлены, но выявлены участки их вероятного нахождения.

Ключевые слова: георадиолокационное зондирование, георадар, полигональный микро рельеф, спектр волновых форм, годограф, полуостров Таймыр, остров Котельный.

GROUND-PENETRATING RADAR SOUNDING OF DEPOSITS WITHIN THE LIMITS OF HIGH-CENTERED POLYGONS IN THE ARCTIC

D.E. Edemsky¹, V.E. Tumskoy², A.N. Ovsyuchenko³

¹*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, RAS,
Kaluzhskoe hwy 4, Moscow, Troitsk, 108840, Russia; deedemsky@gmail.com*

²*Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Merzlotnaya str. 36, Yakutsk, 677010, Russia*

³*Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, B. Gruzinskaya str. 10, bldg. 1, Moscow, 123242, Russia*

This article analyses the results of *Loza-B* georadar sounding of the upper part of the permanently frozen ground section in the area of polygonal microrelief development. These investigations took place on the eastern coast of the Taymyr Peninsula and on the western coast of Kotelny Island (New Siberian Islands). The polygonal microrelief is at the descend stage of development at both sites, so the ground-penetration radar profiles were scanned across the flat and high-centered central parts of the polygons. The results allowed us to determine some peculiarities of ground-penetration radar profiles for polygons with different types of surfaces, composed mainly of sand-gravel deposits. Typical ground-penetration radar complexes corresponding to the central parts of the polygons and deposits overlapping thawed ice wedges were identified. The possibility of using the spectrum of waveforms to interpret results was shown, velocities of electromagnetic wave propagation in the studied deposits were determined. Ice wedges and pseudomorphs after them were not reliably identified, but areas of their possible location were.

Key words: ground-penetration radar, polygonal microrelief, spectrum of waveforms, hodograph diagram, Taymyr Peninsula, Kotelny Island.

ВВЕДЕНИЕ

В области развития вечной мерзлоты (криолитозоны) широко распространены полигональные формы микро рельефа. Они известны от степей Забайкалья на юге до арктических пустынь на севере, будучи наиболее широко представлены в зонах от лесотундры до арктических пустынь. Еще в середине XX в. было установлено, что причиной формирования полигонального микро рельефа является процесс морозобойного (криогенного) рас-

трескивания [Достовалов, 1952; Романовский, 1977]. В результате температурных напряжений в зимний период года в верхних горизонтах мерзлых пород образуются узкие вертикальные трещины. В зависимости от природных условий они могут заполняться пылеватым и песчаным материалом, приводя к образованию песчаных или песчано-ледяных жил, а в более гумидных условиях трещины заполняются талой снеговой водой и

со временем формируют повторно-жильные льды. В процессе многолетнего роста ледяных жил над ними на поверхности земли образуются земляные валики. В плане валики над ледяными жилами формируют полигональную, чаще всего тетрагональную, решетку. Между валиками скапливается вода и возникают неглубокие внутрполигональные озера (рис. 1, а). Высота валиков над поверхностью озерков составляет 0.1–0.5 м, глубина озерков обычно составляет 0.5–1.0 м. Поперечный размер полигонов изменяется от 3–5 до 100–150 м, чаще всего находясь в диапазоне 10–25 м.

Когда в результате повышения среднегодовой температуры на поверхности пород увеличивается мощность сезонноталого слоя (СТС), на полигональной поверхности начинается вытаивание верхних частей ледяных жил, поверхность выравнивается до почти ровной. При дальнейшем протаивании над ледяными жилами возникают канавы, в результате чего изначальный полигонально-валиковый микрорельеф превращается в полигональный плоскобугристый с понижениями над ледяными жилами, происходит его инверсирование (см. рис. 1, б). Если отложения, вмещающие ледяные жилы, протаивают медленнее, но имеют высокую льдистость, то между протаивающими жилами возникают конусообразные бугры (байджерахи) высотой 2–4 м (см. рис. 1, в). В ре-

зультате полного протаивания ледяных жил по периметру полигонов на их месте в разрезе остаются клиновидные или вогнутые структуры протаивания, называемые псевдоморфозами [Каплина, Романовский, 1960].

Основными характеристиками полигонального микрорельефа являются конфигурация полигонов в плане, поперечник полигонов, определяемый как расстояние между осями параллельных ледяных жил, и ширина ледяных жил. Для решения многих научных и практических задач необходимо знать состав отложений и особенности внутреннего строения центральных частей полигонов, которые обычно называют грунтовыми столбами. Далеко не всегда эти характеристики можно быстро получить геологическими методами, поэтому большой интерес представляет более оперативное использование геофизических методов.

Для установления некоторых характеристик полигональной сети (особенностей внутреннего строения, ширины ледяных жил, поперечника полигонов) и уточнения ее распространения по площади можно использовать метод георадиолокации. Области применения георадарных обследований обширны – геология, строительство, археология, экология и др. [Финкельштейн и др., 1986; Владов, Старовойтов, 2004; Едемский и др., 2019; Buzin et al., 2017]. В условиях распростране-

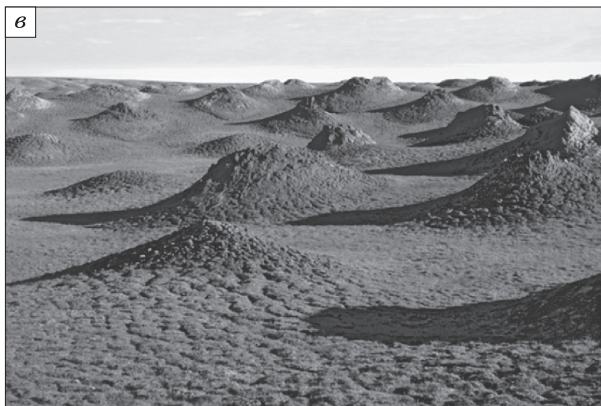
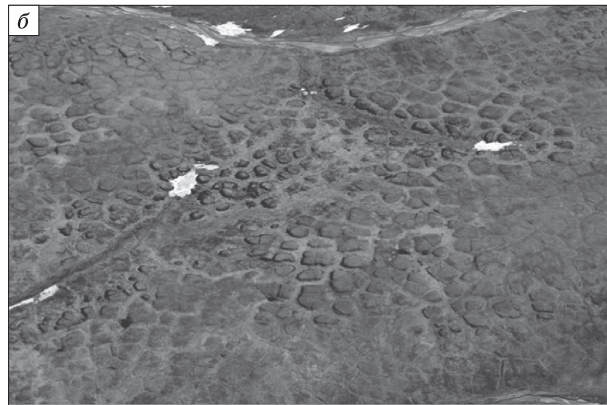


Рис. 1. Примеры полигонального микрорельефа.

а – полигонально-валиковый микрорельеф тундры, пойма р. Омолой; б – плоскобугристый микрорельеф с понижениями над ледяными жилами, о. Котельный; в – байджерахи, о. Фаддеевский. Фото В.Е. Тумского.

ния многолетнемерзлых пород он также широко используется как для решения геолого-геофизических и инженерных задач, так и в почвенных исследованиях [Воронин, 2015; Судакова и др., 2017; Léger et al., 2017].

В настоящей статье приводятся некоторые результаты изучения строения грунтовых столбов полигонального плоскобугристого микро рельефа в Арктике, полученные в ходе Комплексной экспедиции Северного флота и РГО “Архипелаги Арктики – 2020” в августе–октябре 2020 г.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В ходе полевых исследований использовался георадар повышенной мощности “Лоза-В” [ООО “Компания ВНИИСМИ”, 2021; Kopeikin et al., 1996], который применялся для решения различных практических задач в течение последних 10 лет [Воронин, 2015; Едемский и др., 2018, 2019; Kopeikin et al., 2012]. В результате накоплен огромный положительный опыт как в проведении полевых работ, так и в приемах обработки и интерпретации георадиолокационных данных.

В комплект георадара “Лоза-В” входили приемопередающие антенны с центральной частотой 100 МГц (А100) и 150 МГц (А150), что обеспечивало возможность зондирования в интервале глубин от нескольких десятков сантиметров до 10–15 м в зависимости от электромагнитных свойств среды. Георадиолокационное зондирование выполнялось отдельными профилями с фиксацией положения в каждой точке съемки, для чего использовался GPS-приемник Garmin CX60.

Для корректной интерпретации полученных радиолокационных профилей и восстановления по ним геологического разреза зондирование производилось по методу общей глубинной точки (ОГТ) с последовательным (шаг 0.1 м) увеличением разноса между антеннами “источник–приемник” от 0.2 до 6 м [Владов, Старовойтов, 2004; Едемский и др., 2010]. Данный метод позволяет определить скорость электромагнитных волн в каждом слое георадарного разреза и преобразовать разрез из временного масштаба в масштаб глубин без привлечения априорной информации.

При обработке данных использовались стандартные режимы обработки: подбирались требуемые значения усиления сигналов, яркости и контрастности, применялась полосовая фильтрация сигналов и функции усреднения. На заключительном этапе обработки и анализа на георадарный профиль накладывался цифровой рельеф местности.

При анализе исходных данных был применен спектральный анализ результатов георадарного зондирования. В соответствии с теорией распространения волн [Финкельштейн и др., 1986; Вла-

дов, Старовойтов, 2004] спектр временной формы сигнала представляет собой произведение спектра исходного зондирующего сигнала и частотной характеристики среды:

$$S(\omega) = S_0(\omega) \cdot K(\omega),$$

где $S(\omega)$ – спектр временной формы сигнала; $S_0(\omega)$ – спектр зондирующего сигнала; $K(\omega)$ – частотная характеристика среды (характеристика некоторого фильтра низких частот, параметры которого определяются свойствами среды и связаны со строением разреза, наличием и свойствами различных отражающих границ и объектов). В последнее время в ряде работ использовался спектральный анализ временных форм для решения таких задач, как определение процентного содержания глины, картирование распределения влажности почвы, определение границ залегания геологических слоев, локализация льда в многолетнемерзлых породах и т. д. [Непадовский, Федорова, 2020; Benedetto, Tosti, 2013; Anbazhagan et al., 2014; YongShuai et al., 2019].

Из-за существенного различия скорости распространения электромагнитных волн в разных слоях георадарного разреза и изменения глубин залегания границы раздела слоев вдоль профиля представление георадарных профилей по глубине в метрах представляется крайне затруднительным. Все георадарные профили представлены на осях: шаг по профилю (x , м), двойное время пробега волны (y , нс).

Для интерпретации полученных данных привлекались описательные данные по особенностям рельефа поверхности в точках исследований и результаты проходки неглубоких шурфов (не глубже 0.5 м) в пределах сезонноталого слоя для характеристики состава отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Радиолокационное зондирование центральных частей полигонов проведено на двух участках (рис. 2). Первый располагался на западном побережье бухты Марии Прончищевой на восточном Таймыре, второй – на морском побережье юго-западнее лагуны Нерпалах (остров Котельный, архипелаг Новосибирские острова). Для этих районов характерны довольно суровые геофизиологические условия со среднегодовой температурой пород около -11 °С и развитием процессов морозобойного растрескивания даже в крупнодисперсных отложениях. Мощность СТС редко превышает 0.5 м.

Бухта Марии Прончищевой, восточный Таймыр

Бухта Марии Прончищевой расположена на восточном побережье п-ова Таймыр и имеет про-

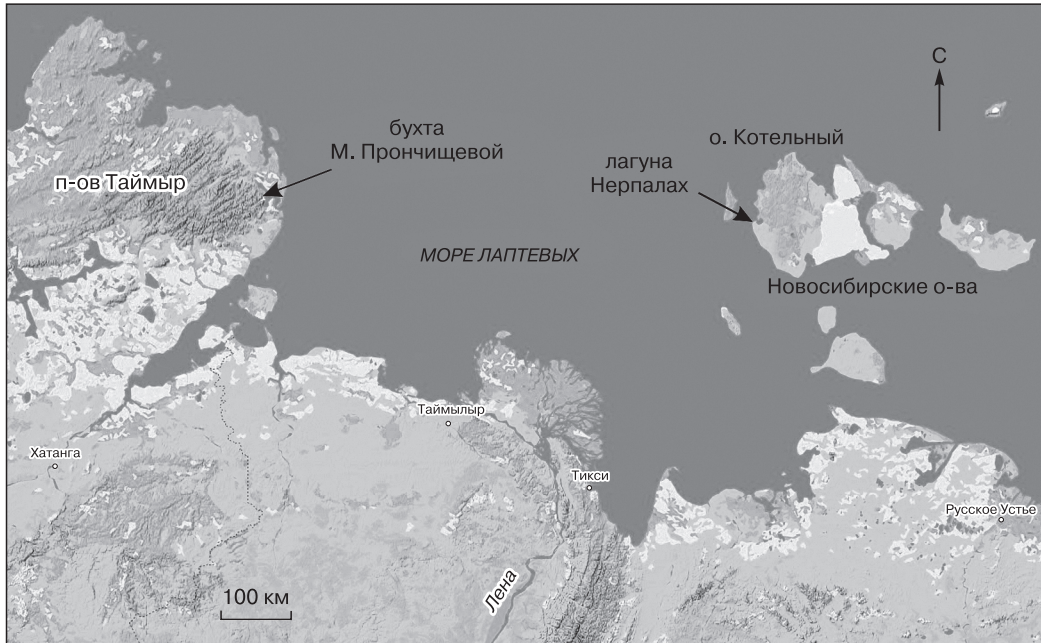


Рис. 2. Расположение участков работ.

тяженность около 50 км. С юго-запада бухта ограничена отрогами гор Бырранга, разделенных речными долинами. Реки выходят на предгорную равнину шириной 0.5–2.5 км, образуя ряд террас. На выходе из гор, где протягивается молодой тектонический уступ и серия невысоких (до 30 м) молодых антиклинальных гряд, террасы снижаются до уровня поймы. Уступ и гряды ограничивают с запада приморскую низменность, частично занятую лагунами, полностью заливаемыми во время ветровых нагонов высотой 1.5–2.0 м. Район исследований располагался вблизи устьевой части р. Южная (рис. 3, а), координаты участка $75^{\circ}38'33.61''$ с.ш., $112^{\circ}49'25.76''$ в.д.

Приповерхностная часть разреза сложена морскими (аллювиально-морскими?) отложениями, мощность которых увеличивается по направлению к берегу бухты от 3 до 6–8 м. Отложения представлены гравийно-галечным материалом с прослоями тонкозернистых песков и органических илов, разрез которых вскрыт в береговом подмыве ручья. На песчано-гравийных отложениях залегает торфяной покров, мощность которого изменяется от 0.3 до 0.5 м в ее восточной части, где выполнено радиолокационное зондирование.

На поверхности приморской равнины широко распространен полигональный микрорельеф, представленный преимущественно плоскими по-



Рис. 3. Участок на западном берегу бухты М. Прончищевой.

а – общий вид на берег бухты (стрелкой показано положение участка зондирования); б – исследованные полигоны (1 – выпуклый, 2 – плосковершинный). Фото Р.А. Жосткова.



Рис. 4. Бухта Марии Прончищевой.

Полигоны: *а* – выпуклый, *б* – плосковершинный. Фото Д.Е. Едемского.

лигонами с разделяющими их понижениями над ледяными жилами (см. рис. 3, *б*). Полигоны имеют тетрагональную форму, чаще всего квадратную или прямоугольную. Поперечник полигонов составляет 12–15 м, реже до 20 м, а вблизи береговой линии, на низких молодых уровнях, увеличивается до 50–60 м. Все это говорит о разном возрасте и условиях образования полигонального микро рельефа в низовьях р. Южная. Почти все полигоны разбиты трещинами более высокой генерации на полигоны меньших размеров. Вблизи эрозионных врезов, заполненных супесчано-суглинистыми отложениями, плосковершинные полигоны преобразуются в выпуклые за счет интенсивного оплывания их склонов, напоминая байджерахи. Высота их достигает 2 м, поперечник 8 м. Мощность СТС на момент проведения работ составляла 0.45–0.50 м.

В ходе полевых работ были исследованы два полигона – выпуклый и плосковершинный (рис. 4, *а, б*).

В процессе георадарного зондирования *выпуклого полигона* через его центр были проложены два взаимно перпендикулярных профиля, ориентированные с юга на север и с востока на запад. Шаг между точками зондирования составил 0.1 м. Применялись антенны А100 для послойного анализа верхней части разреза и А150 с более высоким разрешением для детальных исследований. Полученные георадарные профили с учетом рельефа приведены на рис. 5.

Георадарный разрез в процессе обработки был расчленен на несколько георадарных комплексов (ГК) [Владов, Старовойтов, 2004], различающихся по структуре. Границы разделов комплексов проведены по интенсивным отражающим горизонтам, которые соответствуют либо

слоям пород разного состава, либо границам несогласий.

Георадарный комплекс ГК1 выделен в основании изученной части разреза, его кровля расположена на отметках примерно 150 нс (4.5–5.5 м). Центральной части выпуклого полигона (грунтово-столбу), сложенному песчано-гравийными отложениями, соответствует ГК3. Для рисунка ГК3 характерно значительное нарушение осей синфазности, наблюдающееся до отметок 100–120 нс, т. е. до глубин 3.0–4.4 м при средней скорости электромагнитной волны 6.0–7.4 см/нс (табл. 1). Понижениям между полигонами соответствует ГК2. Его верхняя часть мощностью 1.5–2.0 м имеет довольно четкую параллельную стратификацию по всей длине профиля. На склонах выпуклого полигона, вблизи контакта с ГК3, она существенно деформирована и залегает наклонно со смещениями пространственного положения осей синфазности, локальным изменением рисунка отраженных волн и снижением их амплитуды. В геологическом разрезе ГК2 представлен торфом и оторфованными песками.

На рис. 5, *в* видно, что с восточной и западной сторон у нижних частей ГК3 (пикеты 3 и 11 м) наблюдаются локальные неоднородности с вершинами на отметке 75–80 нс, выделенные желтыми прямоугольниками. Радиообраз неоднородности на пикете 11 м представляет собой субпараллельные наклонные отражения, сходные с радиообразом вертикальной ледяной жилы [Elkarmoty *et al.*, 2017]. В районе пикета 5 м (см. рис. 5, *г*), начиная с отметки 75 нс, сформирована V-образная структура с соответствующими изгибами осей синфазности нижележащих слоев до отметки 120 нс, которую можно интерпретировать как псевдоморфозу по вытянутой ледяной жиле.

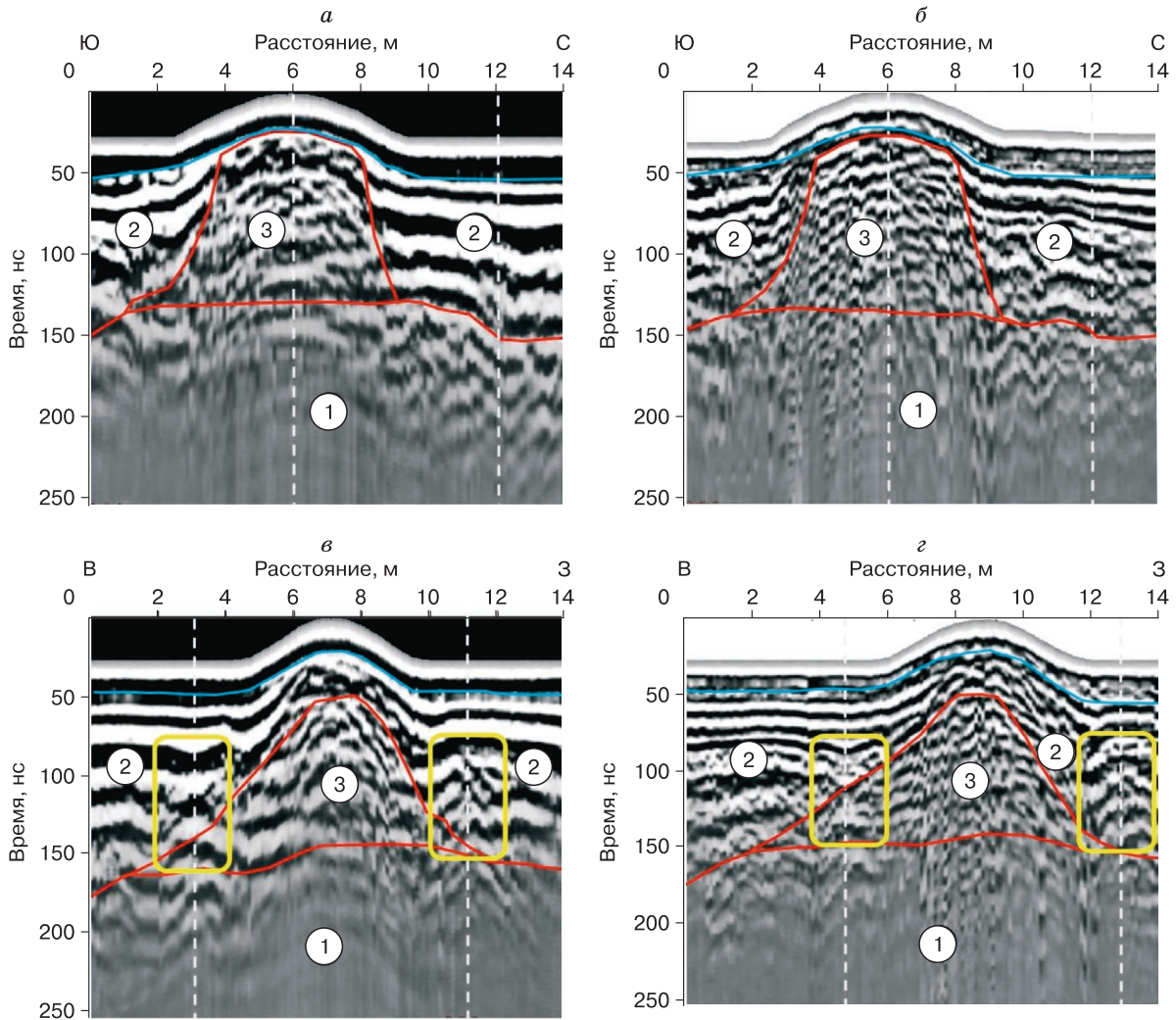


Рис. 5. Георадарные профили через выпуклый полигон.

a, б – меридиональный профиль, антенны A100 (*a*) и A150 (*б*); *в, г* – широтный профиль, антенны A100 (*в*) и A150 (*г*). 1–3 – номера георадарных комплексов, красными линиями показаны границы между ними, синяя линия – подошва сезонного слоя. Желтыми прямоугольниками выделены неоднородности (см. текст).

При зондировании полигонального микро- рельефа, как отмечено в [De Pascale et al., 2007;

Таблица 1. Результаты обработки данных, полученных по методике общей глубинной точки (бухта М. Прончищевой)

Слой	Время, нс	Глубина подошвы слоя, м	Средняя скорость, см/нс	Мощность, м	Скорость, см/нс	Диэлектрическая проницаемость относительная
1	22.7	0.54	4.78	0.54	4.78	53.91
2	72.2	2.71	7.5	2.17	8.8	11.62
3	91.2	4.44	9.74	1.73	18.2	2.72
4	116.2	6.08	10.48	1.64	13.2	5.17

Munroe et al., 2007], основная гипербола отражения, формирующаяся от вершины клиновидной ледяной жилы, а также отражение от подошвы СТС на радарограммах обычно трудноразличимы. Связано это с тем, что они располагаются на небольшой глубине, где эти сигналы маскируются зондирующим импульсом, воздушными сигналами и искажаются отражениями от приповерхностных слоев и разрывов между блоками дернины на поверхности полигонов.

На рис. 6 приведены спектры волновой формы, полученные антенной A100 для пикетов 6 м и 12 м (см. рис. 5, *a, б*). Амплитуды спектральных составляющих для пикета 6 м в центре выпуклого полигона на 25 % ниже амплитуд для пикета 12 м, предположительно из-за нарушения поверхност-

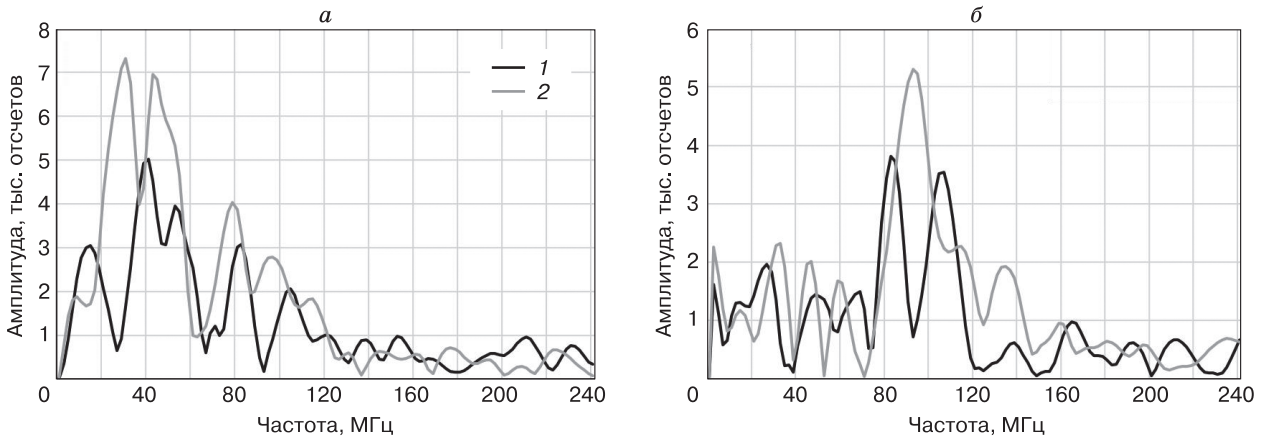


Рис. 6. Спектры волновых форм для выпуклого полигона.

a – антенна А100; *б* – антенна А150; 1 – пикет 6 м; 2 – пикет 12 м. Положение пикетов см. на рис. 5, *a*, *б*.

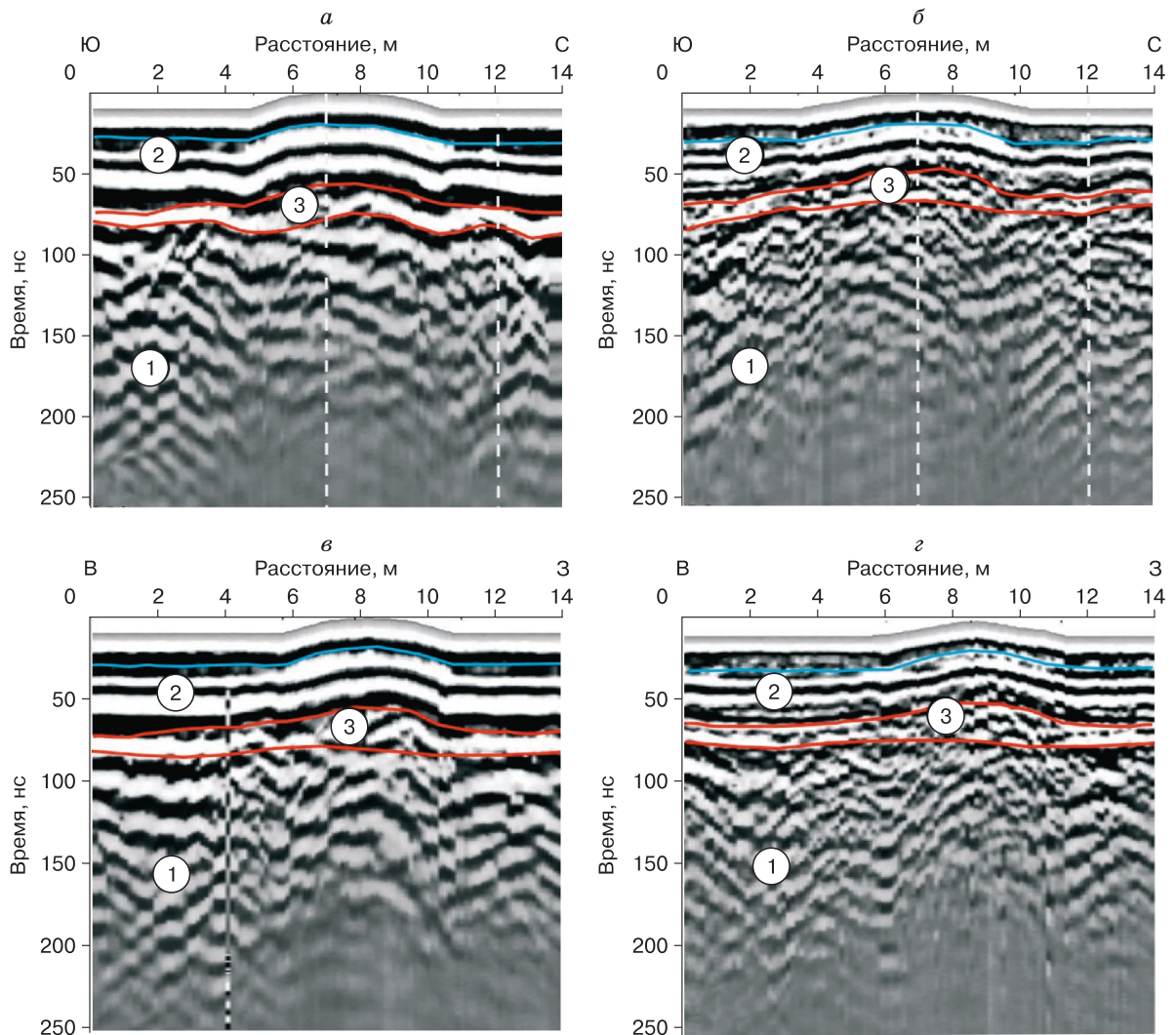


Рис. 7. Георадарные профили через плосковершинный полигон.

a, *б* – меридиональный профиль, антенны А100 (*a*) и А150 (*б*); *в*, *г* – широтный профиль, антенны А100 (*в*) и А150 (*г*). Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

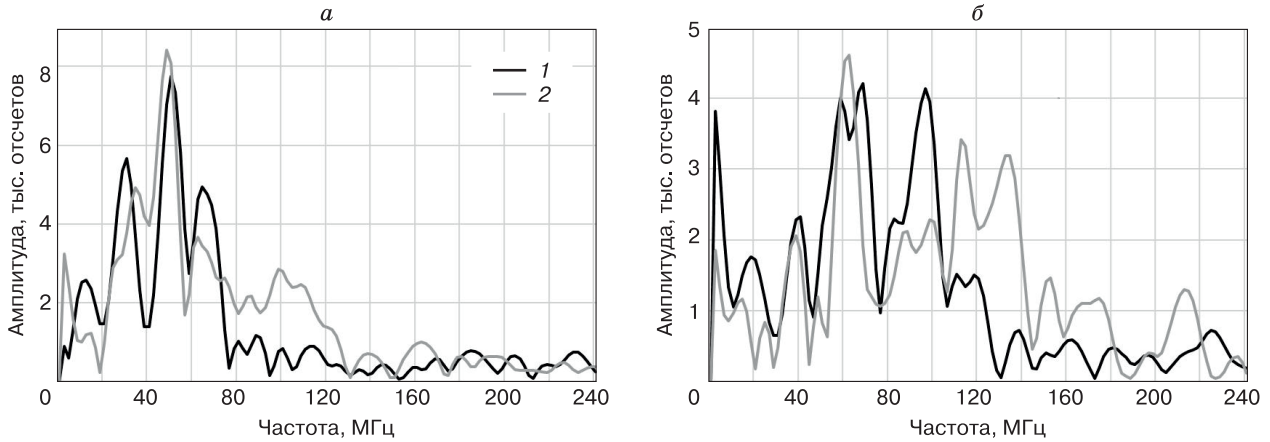


Рис. 8. Спектры волновых форм для плосковершинного полигона.

а – антенна А100; *б* – антенна А150; 1 – пикет 7 м; 2 – пикет 12 м. Положение пикетов см. на рис. 7, *а*, *б*.

ного слоя разрывами в дернине. Следует отметить и изменение частотных составляющих спектра принимаемого сигнала, что выражается в появлении двух резонансов на частотах 85 и 102 МГц, которые наряду с рисунком отраженного сигнала можно интерпретировать как результат нарушения плоскостной среды и формирования хаотично расположенных плоскостей отражений хаотического размера.

При зондировании плосковершинного полигона выделены сходные георадарные комплексы, однако столь значительных изменений волнового рисунка отражений не наблюдалось. Субгоризон-

тальное строение в приповерхностном слое ГК2 до отметок 70–80 нс в целом не нарушено (рис. 7). Тем не менее изменения наблюдаются как в приповерхностном слое мощностью 1.5–2.0 м, так и в нижележащих слоях песчано-галечных отложений (ГК1). Существенного снижения уровня сигнала в центральной части полигона на пикете 7 м не наблюдается и при анализе спектра волновой формы сигнала (рис. 8). При этом высокочастотная часть спектра для центральной части полигона ограничена 80 МГц (см. рис. 8, *а*) и 130 МГц (см. рис. 8, *б*), в то время как для пикета 12 м соответственно 130 и 220 МГц. По-видимому, это результат структурных изменений в верхних слоях (до отметки около 65 нс) центральной части плосковершинного полигона (ГК3).

Для определения скорости распространения электромагнитной волны в среде и оценки глубины залегания георадарных границ были проведены исследования по методике ОГТ с шагом 0.1 м при взаимном относительном перемещении антенн на расстояние от 0.2 до 6.0 м (рис. 9). Профиль ОГТ проложен в 3 м на восток от выпуклого полигона. Средняя скорость распространения электромагнитной волны имеет общую тенденцию к повышению (с увеличением глубины) от 4.78 до 10.48 см/нс и к изменению диэлектрической проницаемости от 53.91 до 2.72 (см. табл. 1).

Полученная модель распределения скорости состоит из четырех слоев. Верхний слой мощностью до 0.54 м со скоростью распространения электромагнитной волны в слое $v = 4.78$ см/нс представляет собой СТС, тогда как нижележащие слои представляют собой слои отложений разного гранулометрического состава и, возможно, льдистости при скорости распространения волн 8.8–18.2 см/нс.

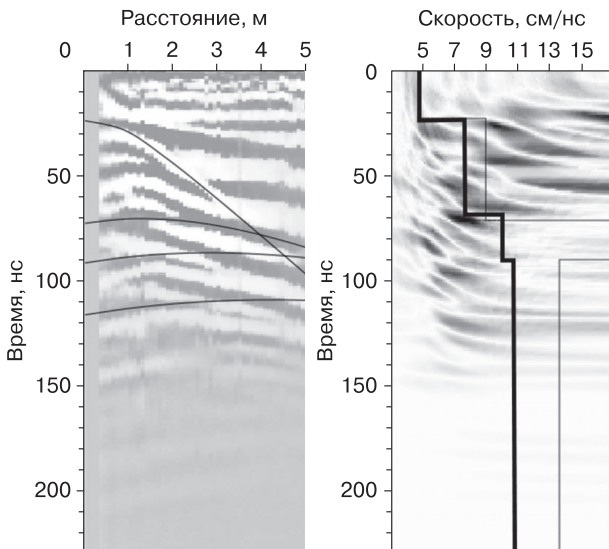


Рис. 9. Результаты определения скорости распространения зондирующего импульса (бухта М. Прончищевой).

**Остров Котельный,
район лагуны Нерпалах**

Второй участок исследований располагается на морском берегу к юго-западу от лагуны Нерпалах ($75^{\circ}22'04.61''$ с.ш., $137^{\circ}05'19.29''$ в.д.). Берег здесь образует отвесный скальный обрыв высотой до 25 м, в котором обнажены слои литифицированных палеозойских карбонатно-терригенных осадочных пород. Поверхность высокой части берега расчленена многочисленными ложбинами. Между ними повсеместно распространена деградирующая полигональная сеть, образующая плоские и слабовыпуклые полигоны размером 15–20 м (рис. 10). Морфологически они во многом похожи на полигоны в районе бухты М. Прончищевой. Центральная часть полигонов во многих случаях представлена пологовыпуклыми буграми высотой до 2 м и диаметром 10 м. Растительность на поверхности представлена мхом, лишайником, а на вершинах – злаками, формирует плотный дерновый покров, который в большинстве случаев разорван на отдельные блоки (рис. 11).

На данном участке ключевым моментом для анализа структуры является глубина залегания кровли скальных пород. Скальное основание представлено переслаиванием черных углистых сланцев, алевролитов, тонкозернистых песчаников и известняков, имеющих общее падение в северо-восточном направлении под углом до 45° . На их кровле, в основании чехла рыхлых отложений, залегает элювиальный горизонт переменной мощности, представленный обломочным материалом разной крупности.

Как и в районе бухты М. Прончищевой, здесь можно выделить два типа полигонов: выпуклые высотой 2.0–2.5 м (см. рис. 11, а) и плосковершинные высотой до 1 м (см. рис. 11, б). Все они имеют поперечный размер от 4 до 8 м и расположены на

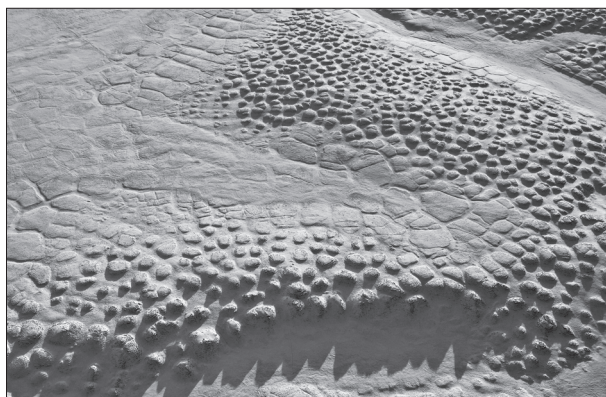


Рис. 10. Полигональный микрорельеф на участке исследований к юго-западу от мыса Вальтера, рядом с лагуной Нерпалах (о. Котельный).

Фото Р.А. Жосткова.

пологом склоне, обращенном в сторону моря. Мощность СТС на момент проведения работ составляла 0.40–0.45 м.

На рис. 12 представлен георадарный профиль через выпуклый полигон высотой около 2 м и диаметром основания 6 м. Его поверхность покрыта отдельно расположенными кочками из дернины преимущественно округлой формы диаметром 30–40 см и высотой не более 10–15 см. Измерения проведены антенной А150, шаг по профилю 15 см.

В основании георадарного разреза выделен ГК1, который представляет собой скальное основание. Его геологическое строение было изучено в береговом уступе высотой до 20 м, расположенном в 150 м от места проведения измерений. Самая верхняя часть георадарного разреза (ГК2), представленная оторфованными супесчаными отложениями, имеет довольно четкую субгоризонталь-



Рис. 11. Остров Котельный.

Полигоны: а – выпуклый, б – плосковершинный. Фото Д.Е. Едемского.

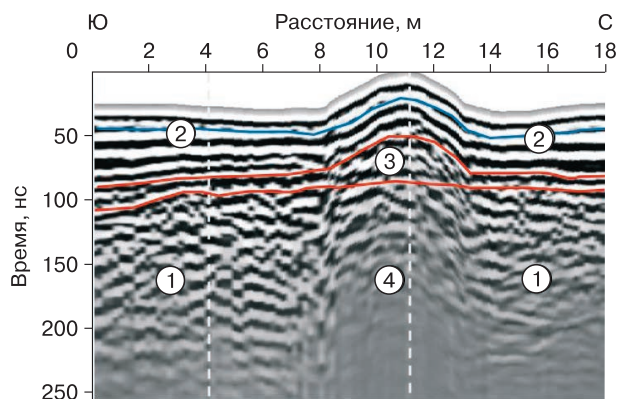


Рис. 12. Георадарный профиль через выпуклый полигон, антенна А150.

1–3 – номера георадарных комплексов, 4 – область затухания сигнала. Красными линиями показаны границы между георадарными комплексами, синяя линия – подошва сезонного слоя, белые штриховые – пикеты, для которых проводился спектральный анализ.

ную стратификацию. Скорее всего, она связана с поверхностным рыхлым чехлом отложений мощностью 1.5–2.0 м. Между ГК1 и ГК2 выделен ГК3, в пределах которого характер сигнала отличается от выделенных ГК1 и ГК3. Мы ассоциируем его со слоем рыхлых пород и продуктами разрушения скального основания, т. е. элювием (ГК3), мощностью до 1 м.

На георадарном профиле в ГК1 и ГК2 наблюдается регулярный характер отражений и не фиксируются какие-либо радиообразы ледяных жил или псевдоморфоз. Основание георадарной записи выпуклого полигона на профиле выделяется в виде области с низкой амплитудой электромагнитных волн и нечеткой волновой картиной (об-

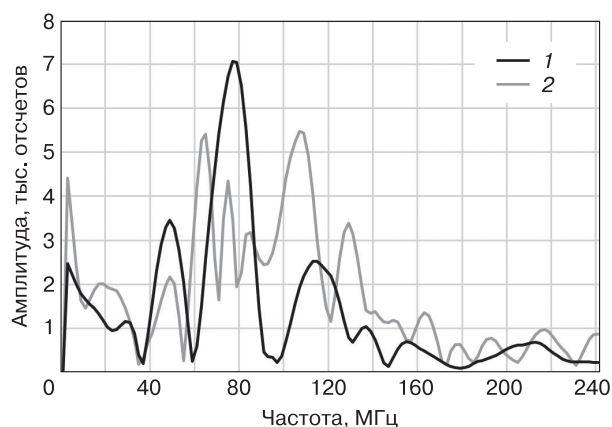


Рис. 13. Спектры волновых форм, выпуклый полигон, антенна А150.

1 – пикет 4 м; 2 – пикет 11 м. Положение пикетов см. на рис. 12.

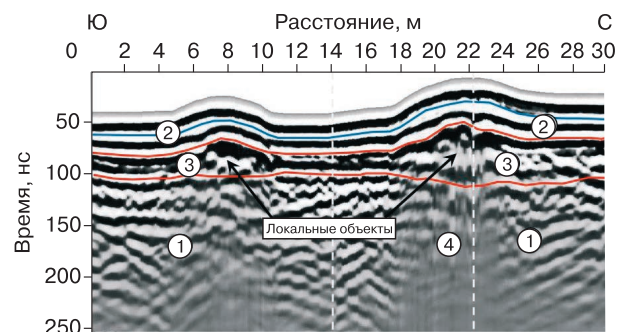


Рис. 14. Георадарный профиль через два выпуклых полигона, антенна А100.

Усл. обозн. см. на рис. 12.

ласть 4 на рис. 12). Затухание сигнала вызвано, по-видимому, эффектом рассеивания зондирующего сигнала в толще рыхлых образований ГК3, формирующих центральную часть полигона.

Спектр волновой формы для центральной части полигона (пикет 11 м) имеет более сглаженную форму по сравнению с пикетом 4 м (рис. 13). Кроме того, для него характерно формирование основного спектрального максимума на частоте 78 МГц и двух с меньшей амплитудой на частотах 46 и 115 МГц. Это можно интерпретировать как результат изменения строения субгоризонтальной структуры слоя рыхлых пород (ГК3) с образованием контрастных границ, способствующих формированию спектральных максимумов на этих частотах.

Ширина спектра сигнала по уровню 0.5 от его максимальной амплитуды (пикет 11 м) более чем в 2 раза меньше, чем у пикета 4 м, где преобладают частоты от 90 до 170 МГц. Это может быть связано с ослаблением зондирующего сигнала в ГК2 и ГК3 и более слабым вкладом в результирующий спектр сигналов, отраженных от неоднородностей в слое коренных пород скального основания (ГК1).

На рис. 14 представлен георадарный профиль, проложенный через два выпуклых полигона высотой 0.8 и 1.2 м, диаметром в основании 4 и 6 м соответственно. Полигоны расположены на пологом северо-восточном склоне возвышенности. Как и в предыдущем примере, ГК1 составляет скальное основание с разрушенной кровлей (ГК3). Верхняя часть георадарного разреза ГК2 имеет довольно четкую субгоризонтальную стратификацию.

В пределах ГК3 на рис. 14 фиксируются сигналы (радиолокационные образы локальных объектов), которые могут быть отдельными крупными обломками подстилающих коренных пород. Наличие этих неоднородностей приводит к дополнительному затуханию сигнала, в результате чего на профиле формируются области с пониженной амплитудой волн (область 4 на рис. 14) и суще-

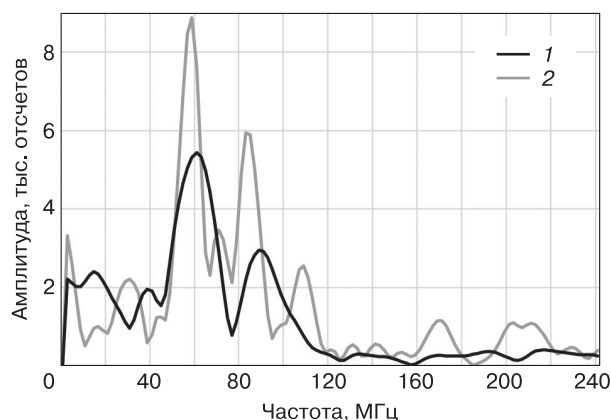


Рис. 15. Спектры волновых форм, выпуклый полигон, антенна А100.

1 – пикет 14 м; 2 – пикет 22 м. Положение пикетов см. на рис. 14.

ственным ослаблением линий синфазности в ГК1. Область затухания сигнала захватывает не всю площадь полигона, а только ее часть под локальными неоднородностями.

На рис. 15 видно, что основные максимумы для двух пикетов (14 и 22 м) находятся на частоте около 60 МГц, однако амплитуда спектральной составляющей для центральной части полигона на 38 % ниже, чем для пикета 14 м, что предположительно вызвано структурными особенностями ГК3, расположенного между подошвой субгоризонтального комплекса осадочных пород и кровлей скального основания. Уменьшение амплитуды спектральной составляющей и формирование более сглаженной формы спектра может свидетельствовать о процессе рассеивания сигнала в ГК3, что также можно интерпретировать как изменение строения верхних слоев разреза и появление новых границ или прослоев до отметок примерно 100 нс в центральной части выпуклого полигона [Schennen et al., 2016].

Ниже по склону, в направлении берега, относительная высота полигонов уменьшается до 1 м, а их поверхность становится более плоской и менее разрушенной. На рис. 16 приведен георадарный профиль, проложенный через два плосковершинных полигона диаметром 7 и 8 м и высотой 1.0–1.1 м.

В целом строение георадарного профиля идентично предыдущим (см. рис. 12, 14). Мощность СТС составляет 0.40–0.45 м (измерения выполнены щупом), влажность отложений в СТС распределена неравномерно. Верхний горизонт рыхлых отложений (ГК2) формирует характерную структуру с параллельной субгоризонтальной слоистостью, мощность которой соизмерима с аналогичным ГК на рис. 12, 14. Подошва ГК2 в

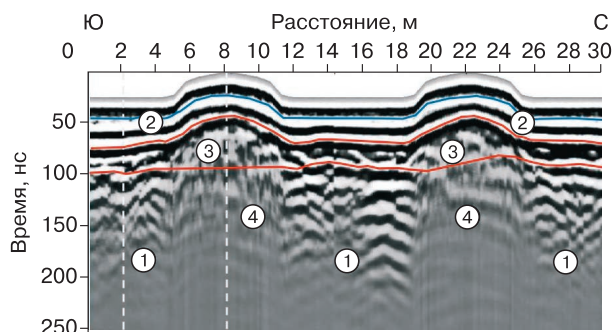


Рис. 16. Георадарный профиль через два плосковершинных полигона, антенна А100.

Усл. обозн. см. на рис. 12.

теле плосковершинного полигона расположена на отметке 50–65 нс (1.5–2.0 м при средней скорости электромагнитной волны 6 см/нс). Тело полигона на профиле выделяется в виде области с существенным затуханием амплитуды зондирующего сигнала (ГК4) и, как следствие, отсутствием на профиле линий синфазности в нижележащих слоях разреза.

В спектральной области (рис. 17) левый полигон отличается от ранее рассмотренного смещением в низкочастотную область максимума спектра для межполигонального понижения на 50 МГц, что, возможно, связано со строением скального основания ГК1. Спектр для центральной части полигона (пикет 8 м) по своим параметрам (центральной частоте, амплитуде) практически идентичен спектру для полигона на рис. 14. Сглаженная форма спектра сигнала и отсутствие сигналов от скального основания (ГК1) могут свидетельствовать только о процессе рассеивания сигнала в ГК3, между подошвой горизонта рых-

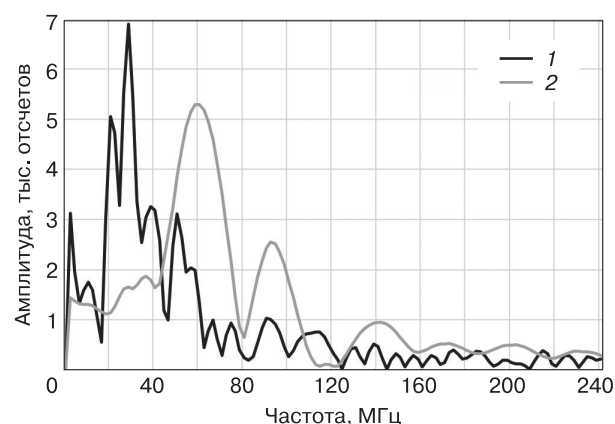


Рис. 17. Спектры волновых форм, плосковершинный полигон, антенна А100.

1 – пикет 2 м; 2 – пикет 8 м. Положение пикетов см. на рис. 16.

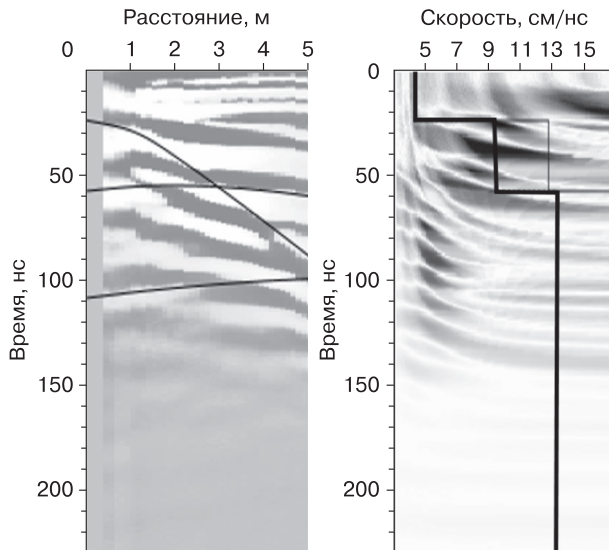


Рис. 18. Результаты определения скорости распространения зондирующего импульса (о. Котельный).

лых отложений и кровлей скального основания. Характер изменений и вызвавшие их причины требуют дополнительного исследования и интерпретации.

Для определения скорости распространения зондирующего импульса и оценки глубин залегания границ раздела отдельных слоев разреза были проведены исследования по методике ОГТ с шагом 0.1 м при разносе антенн относительно друг друга на расстояния от 0.2 до 4.6 м (рис. 18). Профиль ОГТ расположен в непосредственной близости от выпуклого полигона. По данным зондирования, скорость распространения электромагнитных волн увеличивается с глубиной от 4.26 до 12.83 см/нс, а диэлектрическая проницаемость изменяется от 49.76 до 3.11 (табл. 2).

Полученная модель распределения скорости состоит из трех слоев. Верхний слой до отметки 23.6 нс со скоростью распространения электромаг-

Таблица 2. Результаты обработки данных, полученных по методике общей глубинной точки (о. Котельный)

Слой	Время, нс	Глубина подошвы слоя, м	Средняя скорость, см/нс	Мощность, м	Скорость, см/нс	Диэлектрическая проницаемость относительная
1	23.6	0.5	4.26	0.5	4.26	49.76
2	58.1	2.65	9.14	2.15	12.4	5.85
3	109.8	7.06	12.83	4.41	17.0	3.11

нитной волны в слое 4.26 см/нс представляет собой СТС мощностью 0.5 м, тогда как нижележащие слои представляют собой слои отложений разного гранулометрического состава и, возможно, льдистости при скорости распространения волн 9.14–12.83 см/нс.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все изученные полигоны, как в бухте Марии Прончищевой, так и на западном берегу о. Котельный, были образованы в процессе многолетнего морозобойного растрескивания и формирования повторно-жильных льдов. Для них характерно сходство отложений, в которых они формировались: они были развиты в относительно крупнодисперсных отложениях, представленных песками и песками с гравийным материалом, сверху перекрытыми оторфованными или торфяными отложениями. В настоящее время на обоих участках полигональный микрорельеф находится на стадии деградации: ледяные жилы частично или полностью вытягиваются, над ними образовались понижения, а грунтовые столбы превратились в выпуклые или плосковершинные бугры. За счет развития солифлюкционных процессов на их склонах эти бугры постепенно уменьшаются в поперечнике и по высоте, ширина понижений между ними растет. Оттаявший материал перемещается в понижения между буграми и далее медленно сползает вниз по общему уклону, формируя мало мощный покров делювиально-солифлюкционных отложений с параллельной слоистостью в понижениях над бывшими ледяными жилами. Предполагаемые геологические разрезы отложений, построенные по результатам георадарных исследований по двум характерным профилям, приведены на рис. 19.

Георадарные исследования не показали присутствия повторно-жильных льдов в понижениях, за исключением одного участка возле выпуклого полигона в бухте М. Прончищевой (см. рис. 5). Это можно объяснить тем, что повторно-жильные льды либо вытягивались полностью, либо сохранились в виде тонкой узкой нижней части, которая не фиксируется георадаром. Делювиально-солифлюкционные отложения залегают более-менее параллельно поверхности. В их основании структуры, похожие на псевдоморфозы, обнаружены только в бухте М. Прончищевой. Связано это, скорее всего, с тем, что на о. Котельный ледяные жилы проникали в относительно грубообломочный элювий коренных пород, который при протавивании не дает больших просадок.

Внутреннее строение самих полигонов во всех случаях показало присутствие неоднородностей, связанных, по-видимому, с распределением льдистости в породах. Для георадарных про-

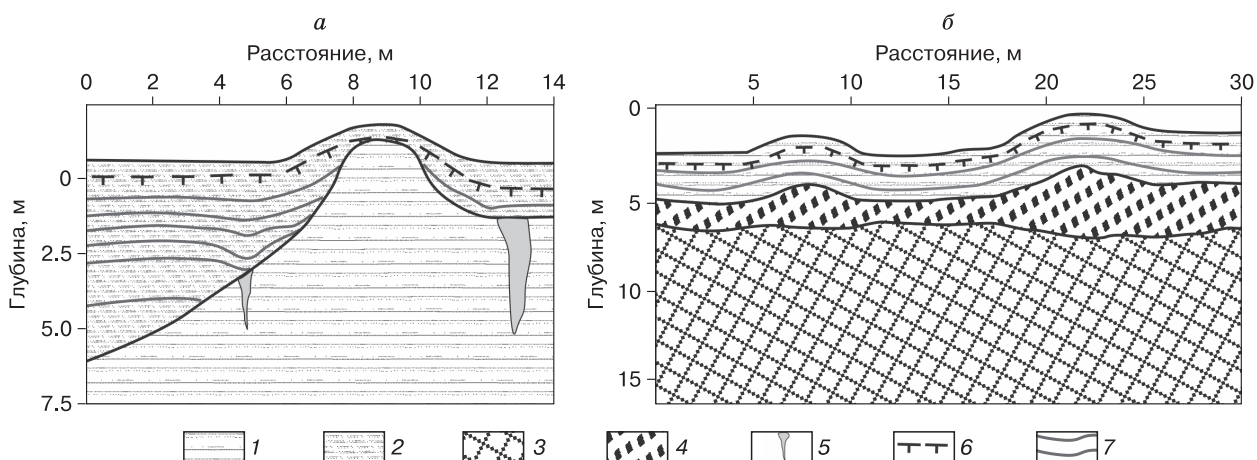


Рис. 19. Геологические разрезы, построенные на основании интерпретации характерных георадарных профилей.

a – через профиль выпуклого полигона в бухте М. Прончищевой (см. рис. 5, *z*); *b* – через профиль по двум выпуклым полигонам на о. Котельный (см. рис. 14). 1 – песчано-гравийные отложения; 2 – песчаные и супесчаные отложения, оторфованные в разной степени; 3 – коренные породы; 4 – элювий с обломками коренных пород; 5 – ледяные жилы; 6 – подошва сезонного слоя; 7 – направление слоистости в рыхлых отложениях.

филей в бухте М. Прончищевой характерно слабое затухание сигнала и общее соответствие радарограммы рельефу – в пределах более выпуклого бугра наблюдается больший подъем линий синфазности вверх по сравнению с плосковершинным полигоном. На о. Котельный ситуация схожая, но здесь большую роль играют особенности строения элювиального горизонта на границе коренных пород и слоя рыхлых отложений.

ВЫВОДЫ

На восточном побережье п-ова Таймыр и западном берегу о. Котельный проведены георадиолокационные исследования полигонального микро рельефа, находящегося на стадии деградации и существующего в суровых современных геокриологических условиях. Грунтовые столбы в результате протаивания полигональной поверхности представлены слабовыпуклыми или плосковершинными формами, сложены они преимущественно песчаным материалом.

Результаты исследований позволили увидеть внутреннее строение выпуклого полигона, его границы, установить практически полную деградацию ледяных жил и возможное присутствие псевдоморфоз в районе бухты М. Прончищевой. На о. Котельный особенности состава отложений (непросадочные пески) и близкое залегание коренного фундамента, наоборот, привели к слабой выраженности псевдоморфоз.

В настоящей работе применен подход, основанный на совместном частотно-временном анализе георадарных данных для более точной коли-

чественной оценки изменений, происходящих в геологической среде. Показано, что пиковая частота спектра уникальна в рассмотренных условиях и для разных структурных изменений в горизонтах мерзлых пород, что указывает на возможность спектрального анализа для дифференциации неоднородностей полигонального микро рельефа.

По данным зондирования по методу ОГТ, скорость распространения электромагнитных волн в разрезе увеличивается с глубиной от 4.26 до 18.2 см/нс, а диэлектрическая проницаемость изменяется в пределах 53.91–2.72.

В целом проведенное георадиолокационное зондирование нескольких полигонов в сходных геокриологических условиях поставило больше вопросов, чем получено ответов.

Для решения многих задач исследования криолитозоны использование георадиолокации целесообразно рассматривать в качестве одного из основных инструментов. По сравнению с другими геологическими или геофизическими методами георадиолокация позволяет детальнее определить внутреннюю структуру объекта, геометрию геологических границ, структуру разреза. Для верификации результатов георадиолокационного зондирования требуется проведение дополнительных полевых работ на участках с разным строением и типом полигонального микро рельефа.

Благодарности. Авторы выражают признательность Русскому географическому обществу за организацию и содействие в проведении исследований.

Литература

- Владов М.Л.** Введение в георадиолокацию / М.Л. Владов, А.В. Старовойтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 153 с.
- Воронин А.Я.** Критерии идентификации строения и функциональных свойств почвенного профиля в георадиолокационных исследованиях с использованием георадара “ЛОЗА-В” // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 2015, № 80, с. 106–128.
- Достовалов Б.Н.** О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах // Исслед. вечной мерзлоты в Якут. Республике, 1952, вып. 3, с. 162–194.
- Едемский Д.Е., Едемский Ф.Д., Морозов П.А.** Профилирование и определение параметров среды при проведении георадарных обследований // Электромагнит. волны и электрон. системы, 2010, т. 15, № 9, с. 57–63.
- Едемский Д.Е., Попов А.В., Прокопович И.В. и др.** Опыт георадиолокационного зондирования почвенно-пирокластического чехла юго-восточной части о. Матуа (Курильские острова) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле, 2018, вып. 40, № 4, с. 69–81.
- Едемский Д.Е., Попов А.В., Прокопович И.В. и др.** Применение геофизических методов при обследовании периферии кургана Туннуг-1 // Междунар. журн. прикл. и фундам. исслед., 2019, № 11, с. 40–48.
- Каплина Т.Н., Романовский Н.Н.** О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. М., Наука, 1960, с. 47–59.
- Нерадовский Л.Г., Федорова Л.Л.** Опыт изучения природы периодичности сигналов георадиолокации методами спектрального анализа // Успехи соврем. естествознания, 2020, № 6, с. 95–106.
- ООО “Компания ВНИИСМИ”** [Электронный ресурс]. – <http://www.geo-radar.ru/> (дата обращения: 05.03.2021).
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, Наука, 1977, 213 с.
- Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В. и др.** Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 3, с. 69–82.
- Финкельштейн М.И.** Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии / М.И. Финкельштейн, В.А. Кутев, В.П. Золотарев. М., Недра, 1986, 128 с.
- Anbazhagan P., Chandran D., Burman S.** Subsurface imaging and interpretation using Ground Penetrating Radar (GPR) and Fast Fourier Transformation (FFT) // Adv. Soil Mechanics and Geotechn. Eng., 2014, vol. 3, p. 254–259.
- Benedetto F., Tosti F.** GPR spectral analysis for clay content evaluation by the frequency shift method // J. Appl. Geophys., 2013, No. 97, p. 89–96.
- Buzin V., Edemsky D., Gudoshnikov S. et al.** Search for Chelyabinsk meteorite fragments in Chebarkul Lake bottom (GPR and Magnetic Data) // J. Telecommunications and Information Technol., 2017, No. 21, p. 69–78.
- De Pascale G.P., Pollard W.H., Williams K.K.** Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, Northwest Territories, Canada // J. Geophys. Res., 2007, vol. 113, iss. 2, F02S90.
- Elkarmoty M., Colla C., Gabrielli E. et al.** Mapping and modelling fractures using ground-penetrating radar for ornamental stone assessment and recovery optimization: Two case studies // The Mining-Geology-Petroleum Eng. Bulletin, 2017, vol. 32, iss. 4, p. 63–76.
- Kopeikin V.V., Edemsky D.E., Garbatsevich V.A. et al.** Enhanced power ground penetrating radars // Proc. of the 14th Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar, Sendai, Japan, 1996, p. 152–154.
- Kopeikin V.V., Morozov P.A., Edemsky F.D., Edemsky D.E. et al.** Experience of GPR application in oil-and-gas industry // Proc. of the 14th Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar, Shanghai, China, 2012, vol. 3, p. 817–819.
- Léger E., Dafflon B., Soom F. et al.** Quantification of Arctic soil and permafrost properties using ground-penetrating radar and electrical resistivity tomography datasets // IEEE J. Selected Topics in Appl. Earth Observations and Remote Sensing, 2017, No. 10, p. 4348–4359.
- Munroe J.S., Doolittle J.A., Kanevskiy M.Z. et al.** Application of ground-penetrating radar imagery for three-dimensional visualization of near-surface structures in ice-rich permafrost, Barrow, Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 2007, vol. 18, p. 309–321.
- Schennen S., Tronicke J., Wetterich S. et al.** 3D ground-penetrating radar imaging of ice complex deposits in northern East Siberia // Geophysics, 2016, vol. 81, No. 1, p. wa185–wa192.
- YongShuai Y., Yajing Y., Guizhang Z.** Estimation of sand water content using GPR combined time-frequency analysis in the Ordos Basin, China // Open Physics, 2019, vol. 17, p. 999–1007.

References

- Vladov M.L., Starovoytov A.V. Vvedenie v georadiolokatsiyu [Introduction to Ground Penetrating Radar]. Moscow, Izd-vo MGU, 2004, 153 p. (in Russian).
- Voronin A.Ya. Criteria for identifying the structure and functional properties of the soil profile in GPR studies using the “LOZA-V” GPR. Byulleten Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva [Dokuchaev Soil Bulletin], 2015, No. 80, p. 106–128 (in Russian).
- Dostovalov B.N. On the physical conditions for the formation of frost cracks and the development of fissured ice in loose rocks. In: Issledovaniya vechnoy merzloty v Yakutskoy respublike [Permafrost Investigations in Republic of Yakutia], 1952, iss. 3, p. 162–194 (in Russian).
- Edemsky D.E., Edemsky F.D., Morozov P.A. Profiling and determination of environmental parameters during GPR surveys. Elektromagnitnye volny i elektronnye sistemy [Electromagnetic Waves and Electronic Systems], 2010, vol. 15, No. 9, p. 57–63 (in Russian).
- Edemsky D.E., Popov A.V., Prokopovich I.V. et al. Ground penetrating radars application for soil-pyroclastic cover survey of the south-eastern zone of Matua Island, the Kurile Islands. Vestnik Kamchatskoy regional'noy assotsiatsii “Uchebno-nauchnyy tsentr”. Seriya: Nauki o Zemle [Bulletin of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”. Earth Sciences], 2018, iss. 40, No. 4, p. 69–81 (in Russian).
- Edemsky D.E., Popov A.V., Prokopovich I.V. et al. Application of geophysical methods in the survey of the periphery of the Tunnug-1 mound. Mezhdunarodnyi zhurnal prikladnykh i fundamentalnykh issledovaniy [International Journal of Applied and Basic Research], 2019, No. 11, p. 40–48 (in Russian).
- Kaplina T.N., Romanovskii N.N. About ice-wedge casts. In: Periglyatsialnye yavleniya na territorii SSSR [Periglacial Forms on the USSR Territory]. Moscow, Nauka, 1960, p. 47–59 (in Russian).
- Neradovskii L.G., Fedorova L.L. Experience in studying the nature of the periodicity of GPR signals using spectral analysis methods. Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya [Advances in Modern Natural Science], 2020, No. 6, p. 95–106 (in Russian).

- ООО “VNIISMI Company” [Internet site]. – URL: <http://www.geo-radar.ru/> (last visited: 05.03.2021). (Russian and English).
- Romanovskii N.N. Formirovaniye polygonalno-zhilnykh struktur [Formation of Polygonal-Wedge Structures]. Novosibirsk, Nauka, 1977, 213 p. (in Russian).
- Sudakova M.S., Sadurtdinov M.R., Malkova G.V., Skvortsov A.G., Tsarev A.M. Ground penetrating radar applications to permafrost investigations. *Earth’s Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 3, p. 62–74.
- Finkelstein M.I. Primeneniye radiolokatsionnogo podpoverkhnostnogo zondirovaniya v inzhenernoi geologii [Application of Radar Subsurface Sounding in Engineering Geology]. Moscow, Nedra, 1986, 128 p. (in Russian).
- Anbazhagan P., Chandran D., Burman S. Subsurface imaging and interpretation using Ground Penetrating Radar (GPR) and Fast Fourier Transformation (FFT). *Advances in Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2014, vol. 3, p. 254–259.
- Benedetto F., Tosti F. GPR spectral analysis for clay content evaluation by the frequency shift method. *J. Appl. Geophys.*, 2013, No. 97, p. 89–96.
- Buzin V., Edemsky D., Gudoshnikov S. et al. Search for Chelyabinsk meteorite fragments in Chebarkul Lake bottom (GPR and Magnetic Data). *J. Telecommunications and Information Technology*, 2017, No. 21, p. 69–78.
- De Pascale G.P., Pollard W.H., Williams K.K. Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, Northwest Territories, Canada. *J. Geophysical Research*, 2007, vol. 113, iss. 2, F02S90.
- Elkarmoty M., Colla C., Gabrielli E. et al. Mapping and modeling fractures using ground-penetrating radar for ornamental stone assessment and recovery optimization: Two case studies. *The Mining-Geology-Petroleum Engineering Bulletin*, 2017, vol. 32, iss. 4, p. 63–76.
- Kopeikin V.V., Edemsky D.E., Garbatsevich V.A. et al. Enhanced power ground penetrating radars. In: Proc. of the 14th International Conference on Ground Penetrating Radar, Sendai, Japan, 1996, p. 152–154.
- Kopeikin V.V., Morozov P.A., Edemsky F.D., Edemsky D.E. et al. Experience of GPR application in oil-and-gas industry. In: Proc. of the 14th International Conference on Ground Penetrating Radar, Shanghai, China, 2012, vol. 3, p. 817–819.
- Léger E., Dafflon B., Soom F. et al. Quantification of Arctic soil and permafrost properties using ground-penetrating radar and electrical resistivity tomography datasets. In: *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2017, No. 10, p. 4348–4359.
- Munroe J.S., Doolittle J.A., Kanevskiy M.Z. et al. Application of ground-penetrating radar imagery for three-dimensional visualization of near-surface structures in ice-rich permafrost, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, vol. 18, p. 309–321.
- Schennen S., Tronicke J., Wetterich S. et al. 3D ground-penetrating radar imaging of ice complex deposits in northern East Siberia. *Geophysics*, 2016, vol. 81, No. 1, p. wa185–wa192.
- Yongshuai Y., Yajing Y., Guizhang Z. Estimation of sand water content using GPR combined time-frequency analysis in the Ordos Basin, China. *Open Physics*, 2019, vol. 17, p. 999–1007.

*Поступила в редакцию 29 марта 2021 г.,
после доработки – 15 апреля 2021 г.,
принята к публикации 1 июня 2021 г.*