

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОСФЕРЫ

УДК 550.37; 551.34; 556.3

СТРОЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛОЙ ТОЛЩИ В РАЙОНЕ СТАЦИОНАРА ПАРИСЕНТО (ГЫДАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Д.С. Панькова^{1,2}, В.В. Оленченко^{1,3}, Л.В. Цибизов^{1,3}, Я.К. Камнев⁴, А.Н. Шеин³, А.И. Сеницкий⁴¹ Новосибирский государственный университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия; Pankova.geo@gmail.com² Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о Земле, 199178, Санкт-Петербург, 10-я линия В.О., 33-35, Россия³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия; OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru⁴ Научный центр изучения Арктики,
629008, Салехард, ул. Республики, 73, Ямало-Ненецкий автономный округ, Россия

Представлены результаты электроразведочных исследований строения многолетнемерзлой толщи в районе стационара Парисенто на полуострове Гыданский. По данным электромагнитных зондирований предполагаемая мощность многолетнемерзлой толщи составляет 210–300 м. Электротомография разреза показала, что толща пород, включающая пластовые льды, характеризуются удельным электрическим сопротивлением, превышающим миллион ом-метров. Это ограничивает чувствительность метода ниже глубин 50–75 м. Показано, что закрепление глубоководных проводящих слоев, выделенных по данным электромагнитных зондирований, слабо влияет на ошибку инверсии данных электротомографии. Однако введение слоев с закрепленным электросопротивлением на глубине привело к улучшению модели для геологической интерпретации. Установлено, что пластовые льды между озерами Круглое и Парисенто имеют несплошное распространение. Выделена линейная область пониженного электросопротивления пород, которая, вероятно, связана с палеоруслом, соединяющим озера в прошлом. Численным моделированием тепловых полей установлены несквозной талик под оз. Круглое глубиной 140 м и сквозной талик под оз. Парисенто. Рассмотрено влияние трехмерных проводящих неоднородностей в виде подозерного талика и озера на распределение удельного электрического сопротивления в двух- и трехмерных геоэлектрических моделях.

Стационар Парисенто, многолетнемерзлые породы, электротомография, зондирование становлением поля, удельное электрическое сопротивление, пластовый лед, талик

THE STRUCTURE OF PERMAFROST WITHIN PARISENTO STATION (GYDAN PENINSULA) FROM GEOPHYSICAL DATA

D.S. Pankova^{1,2}, V.V. Olenchenko^{1,3}, L.V. Tsibizov^{1,3}, Y.K. Kamnev⁴, A.N. Shein³, A.I. Sinitkiy⁴¹ Novosibirsk State University, 2, Pirogova str., Novosibirsk, 630090, Russia; Pankova.geo@gmail.com² St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, 33-35, 10th Line V.O., St. Petersburg, 199178, Russia³ Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS,3, prosp. Acad. Koptug, Novosibirsk, 630090, Russia; OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru⁴ Arctic Research Center of the Yamal-Nenets autonomous district, 73, Respublika str., Salekhard, 629008, Russia

In this article the results of geoelectric survey investigations of permafrost in the area of Parisenento station (Gydan Peninsula) are presented. According to electromagnetic sounding data, the permafrost thickness is 210–300 m. Application of electrical resistivity tomography (ERT) has shown, that massive ice stratum is characterized by extremely high electrical resistivity, which is exceed million $\Omega \times m$. It confines method sensitivity below depths of 50–75 m. Assignment of deep-seated conductive beds, which were determined by ERT sounding, has insignificant effect on error of ERT inversion. However, input of deep layers with fixed electrical resistivity lead to improvement of model for geological interpretation. It was determined, that massive ice between lakes Krugloe and Parisenento does not have continuous distribution. A linear area of low electrical resistivity was identified. It is probably connected with paleo channel connecting the lakes in the past. Computational modeling of heat transfer revealed that the depth of open talik under lake Krugloe is 140 m and through talik is located under lake Parisenento. The influence of 3-D conducting inhomogeneity, which is represented by taliks and lakes, on electrical resistivity distribution in 2-D and 3-D geoelectrical models was considered.

Parisenento station, permafrost, electrical resistivity tomography, TEM sounding, electrical resistivity, massive ice, talik

ВВЕДЕНИЕ

Территория Гыданского полуострова является одной из наименее освоенных и слабоизученных. Для реализации планов экологически безопасного промышленного освоения Тазовского района Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) необходима оценка современного состояния криолитозоны Гыдана и организация мониторинговых наблюдений за трансформацией криолитозоны под влиянием климатических изменений и антропогенной нагрузки во всех природных подзонах полуострова. Это позволит усовершенствовать технологии проектирования промышленных объектов и систем транспорта углеводородного сырья, расположенных в сложных инженерно-геокриологических условиях, для обеспечения их механической безопасности и снижения геотехнических рисков посредством повышения эффективности проектных решений в области разработки мероприятий по реализации технологий температурной стабилизации грунтов оснований, геотехнического мониторинга и других инновационных технологий.

В 1970–1990-х гг. изучением геокриологического строения полуостровов Ямал и Гыданский занимались исследователи из МГУ [Бадю, Трофимов, 1974], ПНИИИСа [Баулин, 1985], ВСЕГИНГЕО [Анисимова, Крицук, 1983; Крицук, Поляков, 1989]. Составлены обзорные и мелкомасштабные геокриологические карты. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова, включая экзогенные и геологические процессы и явления, описаны в работе [Трофимов и др., 1986].

Комплексное изучение территории Гыданского полуострова проводилось в районе стационара ВСЕГИНГЕО “Парисенто”, вблизи одноименного озера, в среднем течении р. Юрибей. Стационар был создан В.А. Дубровиным в 1982 г. с целью организации мониторинга за динамикой геокриологических процессов и явлений в неосвоенном, но перспективном районе. Стационар представлял собой научную станцию и полигоны с контрольными участками. За время эксплуатации стационара были подробно изучены геокриологические особенности района, проведено наблюдение за климатическими характеристиками территории: температурой воздуха, скоростью ветра, высотой снежного покрова, средним потоком солнечной радиации. По данным измерений в трех скважинах установлен температурный режим верхней части разреза многолетнемерзлой толщи до глубины 73.5 м, обнаружены залежи пластового льда мощностью до 32 м. Из геофизических методов для исследования мерзлоты применялись вертикальное электрическое зондирование, высокочастотное электропрофилирование, электрокаротаж скважин.

В 1995 г. в связи с прекращением финансирования стационар был законсервирован. Спустя 20 лет правительством ЯНАО был поднят вопрос о необходимости возобновления экологического мониторинга криолитозоны перед началом интенсивного освоения Севера нефтегазодобывающими компаниями. В августе 2016 и 2017 гг. Научным центром изучения Арктики (Салехард) были организованы комплексные научные экспедиции на стационар Парисенто при участии специалистов Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (ИНГГ СО РАН, Новосибирск). Главной целью экспедиций была оценка современного состояния криолитозоны в пределах стационара по данным геолого-геоморфологических и геокриологических исследований, а также получение новой информации о строении многолетнемерзлой толщи при помощи геофизических технологий, которые за последние 20 лет существенно развились. Для исследования использовались электрозведочные методы вертикального электрического зондирования в модификации электромографии (ЭТ) и зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). Эти методы широко применяются при решении геокриологических задач, например, для выделения пластового льда [Everest, Bradwell, 2003; Hauck et al., 2003], оконтуривания области распространения многолетнемерзлых пород (ММП) и нахождения их мощности [Оленченко и др., 2011; Hauck, Mühlh, 2003; You et al., 2013], определения глубины сезонного слоя (СТС) и таликов [Кожевников и др., 2014; Фазе и др., 2016; McClymont et al., 2013].

Основные задачи современных геофизических исследований в районе стационара Парисенто – определение мощности многолетнемерзлой толщи и установление особенностей ее строения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Стационар Парисенто расположен в Тазовском районе Ямало-Ненецкого автономного округа, в центральной части п-ова Гыданский, на широте 70.1° (рис. 1). Ближайший к нему населенный пункт – поселок Тадебьяха, расположенный в 64 км к северо-западу, на берегу Обской губы.

По результатам режимных наблюдений ВСЕГИНГЕО с 1985 по 1990 г., среднегодовая температура воздуха составила –11.2 °С. Участок исследования относится к зоне сплошного распространения ММП мощностью 200–300 м и температурой до –8 °С. Мощность СТС колеблется в широких пределах: от 55–65 см на полигональных торфяниках до 170–180 см на песчаных раздувах, лишенных растительности. Лыдность мерзлых пород достигает 90 %.



Рис. 1. Схема расположения стационара Парисенто.

На территории стационара Парисенто преобладающее положение в рельефе занимает поверхность верхнечетвертичной морской равнины с отметками 10–46 м. В пределах равнины развиты заозерные (до 40 %) территории, к пологоволнистым участкам обычно приурочены хасыреи.

Самым большим озером в районе станции является оз. Парисенто, размеры водной поверхно-

сти которого 6 × 4 км, максимальная глубина 35 м. К северу от оз. Парисенто расположено меньшее по размерам оз. Круглое, а еще севернее оз. Геофизическое.

Уникальными объектами в пределах стационара являются пластовые льды, вскрытые скважинами (рис. 2). Их установленная мощность составляет 32 м, а минимальная температура равна –8 °С на глубине 10 м. Пластовые льды были обнаружены в ограниченном количестве скважин, и границы их распространения оставались неясными. Ниже представлена характеристика разреза по скважине 204, находящейся на расстоянии 15 м от бровки уступа оз. Парисенто:

0–15.9 м – песок светло-серый, неяснослоистый, слоистость за счет наличия растительных остатков, прослоев глины, льда, торфа, супеси; с глубины 0.6 м порода мерзлая; имеются интервалы (до 1 м) чистого льда.

15.9–27.8 м – глина (суглинок) неяснослоистая и ленточная, льдистая (до ледогрунта), в некоторых интервалах чистый лед;

27.8–30.3 м – песок мелкий до пылеватого с прослоями супеси, затем глины; прослеживаются изометрические включения льда;

30.3–36.7 м – лед в основном чистый, прозрачный с редкими включениями темно-серой глины и супеси;

36.7–48.05 м – глина темно-серая до черной, в основном однородная косослоистая за счет прослоев более светлой глины и суглинка пылеватого, иногда – с отдельными линзами льда; с глубины 42.2 м льдистость резко увеличивается;

48.05–70.2 м – лед в основном чистый, прозрачный с большим содержанием пузырьков воздуха и включением глины;

70.2–73.5 м – глина темно-серая, льдистая; глубже 72.0 м льдистость уменьшается, глина приобретает зеленоватый оттенок и некоторую пластичность (вероятно, за счет повышения засоленности).

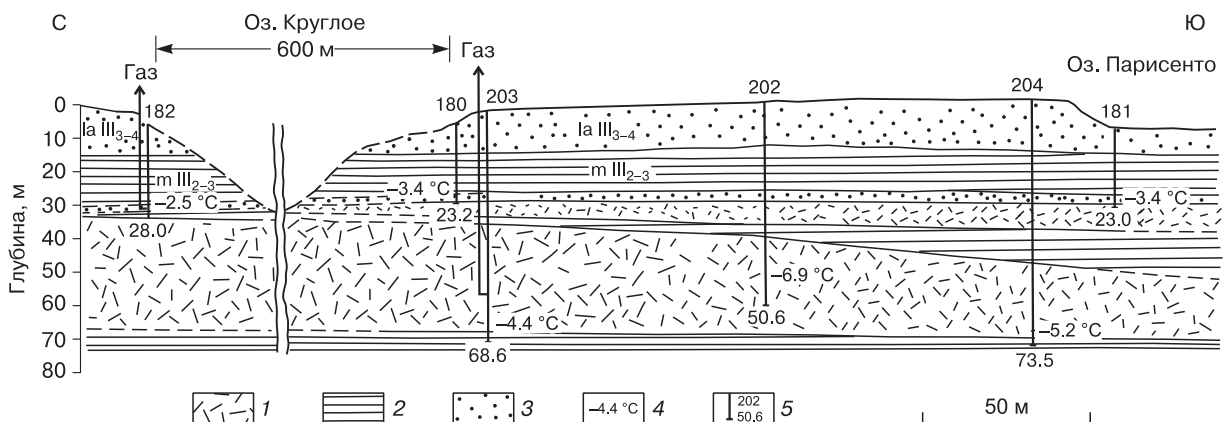


Рис. 2. Геологический разрез участка исследований по данным ВСЕГИНГЕО.

1 – лед; 2 – глина с включениями льда; 3 – мерзлые пески; 4 – температура пород (°С); 5 – скважина, ее номер и глубина (м).

МЕТОДЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизические исследования методами зондирования становлением поля и вертикального электрического зондирования в модификации электротомографии были проведены на двух участках (рис. 3).

Участок I располагался между озерами Круглое и Геофизическое. Измерения ЗСБ выполнены по сети 65×65 м внутри 10 генераторных петель размером 200×200 м с помощью аппаратуры Fast-Snap (ООО «НПК Сибгеосистемы», Россия). В качестве приемников применялся индукционный датчик ПДИ-50 с эффективным моментом, эквивалентным петле размером 50×50 м, который располагался внутри каждого генераторного контура по равномерной сети. Подобная методика электромагнитных зондирований эффективна при площадных исследованиях, кроме того, при размере генераторной петли 200×200 м минимизируется влияние индукционно-вызванной поляризации верхней части разреза на переходный процесс. Контур участка исследований методом ЗСБ показан на рис. 3. Последующая количественная интерпретация данных ЗСБ проводилась с помощью программы TEM-IP, разработанной в ИНГГ СО РАН [Антонов и др., 2014]. Решение обратной задачи электромагнитных зондирований выполнялось в рамках одномерной горизонтально-слоистой модели без учета индукционно-вызванной поляризации верхней высокольдистой части разреза. Ее слабое влияние на процесс становления поля отмечалось уже при 0.04 мс в виде малоамплитудного минимума на кривой ЭДС (или небольшого максимума на кривой кажущегося УЭС). Поэтому перед интерпретацией кривая становления поля обрезалась до значений ЭДС на временах 0.1 мс, а также в области шумов на «хвостах» кривых после временной отсечки 50 мс. Погрешность подбора экспериментальной кривой теоретической зависимостью составляла 1–3 %.

При измерениях методом ЭТ использовалась многоэлектродная электроразведочная станция «Скала-48», разработанная в ИНГГ СО РАН. Дальнейшая обработка данных производилась с помощью программ Res2Dinv, Res3Dinv (Geotomo Software) [Loke et al., 2009].

На участке I зондирования методом ЭТ выполнены по трем профилям длиной по 1425 м с шагом измерений по профилю 10 м. Расстояние между профилями ЭТ составляло 65 м. Последовательность подключения электродов соответствовала трехэлектродной установке с максимальным разносом АО в 430 м.

Участок II располагался между озерами Круглое и Парисенто, где в 1990-х гг. был пройден буровой профиль и вскрыты пластовые льды большой мощности. На этом участке проведены зондирования ЭТ на семи профилях длиной по 470 м,

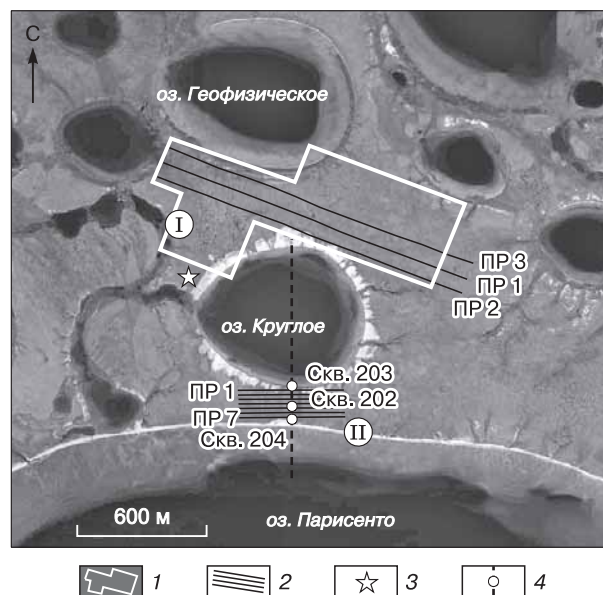


Рис. 3. Схема расположения профилей геофизических исследований:

1 – контур площади ЗСБ; 2 – профили электротомографии; 3 – стационар Парисенто; 4 – линия геологического разреза вдоль скважин и положение скважин 202, 203, 204; I, II – номера участков.

расстояние между которыми составило 25 м, шаг измерений 10 м, установка – трехэлектродная.

Влажная поверхность тундры обеспечивала низкий уровень сопротивлений заземления, а отсутствие промышленных электромагнитных помех позволило получить качественные данные. Сила тока в цепи АВ составляла 10–40 мА, а напряжение на приемных электродах – от 4 до 5000 мВ. Приборная погрешность одного измерения кажущегося УЭС на максимальных разносах АО, рассчитанная аппаратурой «Скала-48», не превышала 0.2 %. Схема расположения профилей электротомографии дана на рис. 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Решение обратной задачи для данных метода ЗСБ было проведено в рамках трех-, четырех-, пяти- и шестислойных моделей. В результате было установлено, что оптимальной является четырехслойная модель среды, в которой объединяются эквивалентные слои более сложных моделей. На рис. 4 приведен пример экспериментальной и теоретической кривых кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_{τ}) и соответствующая теоретической кривой одномерная геоэлектрическая модель, включающая УЭС каждого слоя ρ , толщину h и глубину кровли z . Среднеквадратичная ошибка подбора в данном случае составила 3 %.

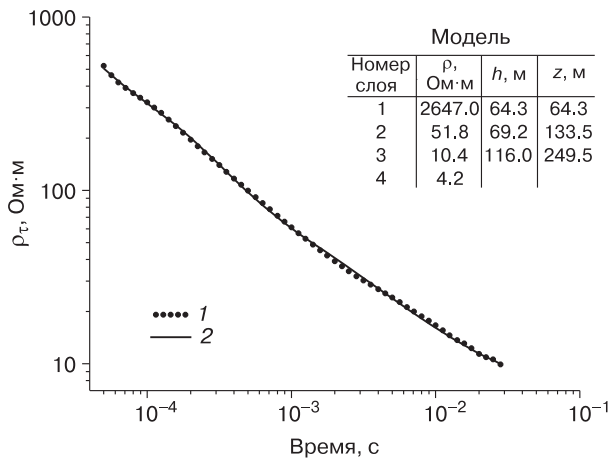


Рис. 4. Экспериментальная (1), теоретическая (2) кривые кажущегося УЭС в точке ЗСБ № 501 и соответствующая им одномерная модель разреза.
Пояснения в тексте.

В модели слой № 1 высокого УЭС включает отложения, сложенные песками и пластовыми льдами. Его мощность оценивается в 64 м, что согласуется с данными бурения (см. рис. 2). Слой № 2 ($\rho = 51.8$ Ом·м) интерпретируется как мерзлые суглинки. На глубине 133 м УЭС пород понижается до 10.4 Ом·м, что авторы связывают с ростом засоленности суглинков. В основании разреза на глубине 249.5 м выделяется слой № 4 с очень низким УЭС ($\rho = 4.2$ Ом·м). Предполагается, что граница между слоями № 3 и 4 является границей фазовых переходов вода–лед.

На рис. 5 представлен геоэлектрический разрез по результатам ЗСБ участка I вдоль линии, совпадающей с линией профиля 3 (ПРЗ) в методе ЭТ. В верхней части разреза до глубины 50–75 м выделяется высокоомный слой с УЭС от 1100 до

3800 Ом·м. Эти высокоомные породы представлены мерзлыми песками и суглинками с включениями пластовых льдов.

С глубины более 50–75 м выделен слой с пониженным УЭС (21–53 Ом·м), что, вероятно, связано с повышением засоленности разреза в верхнечетвертичных прибрежно-морских отложениях казанцевской свиты. Ниже глубины 120–150 м УЭС пород понижается до 9.7–14.7 Ом·м, что вызвано возрастанием минерализации поровой влаги в среднетчетвертичных морских отложениях салехардской свиты. На глубине 160–260 м отмечается верхняя граница подстилающего слоя очень низкого УЭС (4.2–7.2 Ом·м). Предполагается, что это нижняя граница многолетнемерзлых пород, что согласуется с другими исследованиями [Карта..., 1984]. Аналогичные значения УЭС засоленных суглинков на границе фазового перехода приведены в работах [Крылов, Бобров, 1995; Зыков, 2007].

Разрез на рис. 5 отражает горизонтально-слоистое строение среды, с уменьшением УЭС пород с глубиной от нескольких тысяч до единиц омметров. Верхняя часть разреза представлена высокоомными мерзлыми породами с включением пластовых льдов. Пониженное УЭС подстилающих мерзлых пород объясняется их засоленностью. По данным ЗСБ, подошва ММП предполагается на глубинах 200–300 м.

Особенностью разреза является погружение подошвы ММП по профилю на юго-восток. По данным площадных зондирований была построена карта глубины залегания подошвы ММП (рис. 6). На перешейке между озерами отмечается сокращение мощности ММП до 150 м, что может быть связано как с утепляющим действием подошвенных таликов, так и с влиянием трехмерной проводящей неоднородности на результат одномерной инверсии данных ЗСБ.

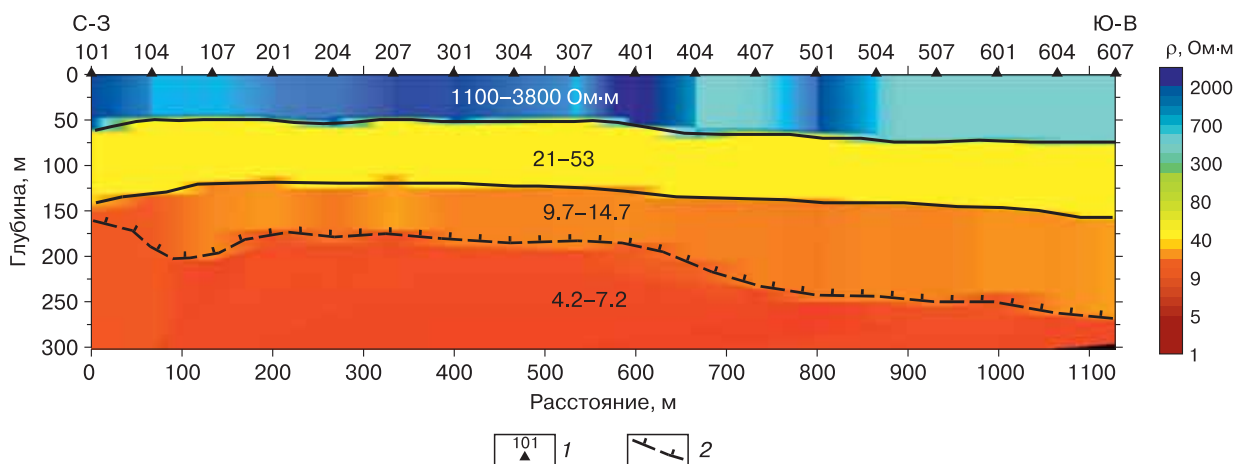


Рис. 5. Геоэлектрический разрез по данным зондирования становлением поля:
1 – пункты электромагнитных зондирований; 2 – предполагаемая граница фазовых переходов вода–лед.

Геоэлектрические разрезы участка I (по данным ЭТ) представлены на рис. 7. Количество итераций подбора модели для каждого профиля составляло 5, при этом среднее квадратическое отклонение (СКО), характеризующее ошибку подбора, изменяется от 4 % (профиль 1) и 4.8 % (профиль 2) до 9.3 % (профиль 3) в зависимости от качества исходных данных.

Анализ геоэлектрических разрезов показывает, что слой пород очень высокого УЭС прослеживается на глубинах 10–90 м. Этот участок среды состоит из песков и суглинков с высоким содержанием замерзшей поровой воды, обладающей низкой минерализацией. Следует отметить, что УЭС пород, измеренное на квазипостоянном токе при электротомографии, существенно выше, чем электросопротивление, установленное по данным ЗСБ. Так, например, верхняя часть разреза обладает УЭС в сотни тысяч, а в некоторых случаях превышает миллион ом-метров. Породы с УЭС, равным 10^5 – 10^6 Ом·м, интерпретируются как пластовый лед.

На электрическое сопротивление мерзлых пород влияет их температура, литологический состав, льдистость и засоленность. Кроме того, распределение УЭС на геоэлектрических разрезах, построенных по двумерной инверсии, зависит от влияния трехмерных неоднородностей геологической среды в стороне от профиля. Поэтому при интерпретации геоэлектрических разрезов необходи-

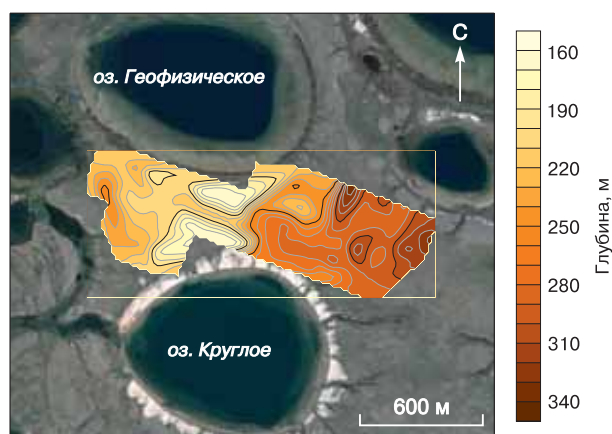


Рис. 6. Карта глубины залегания подошвы ММП по данным зондирования становлением поля.

мо учитывать положение профилей относительно таких трехмерных неоднородностей, как озера. В то же время близость озер определяет и геокриологическую обстановку. Например, северо-западная часть профиля 3 в интервале 100–500 м проходит вдоль берега оз. Геофизическое (см. рис. 3). На этом участке профиля не выделяются породы с очень высоким УЭС (за исключением локальной аномалии на 380 м), что говорит об отсутствии пластовых льдов. Пониженное УЭС (до 250–300 Ом·м) отмечается в интервалах 650–900 м на

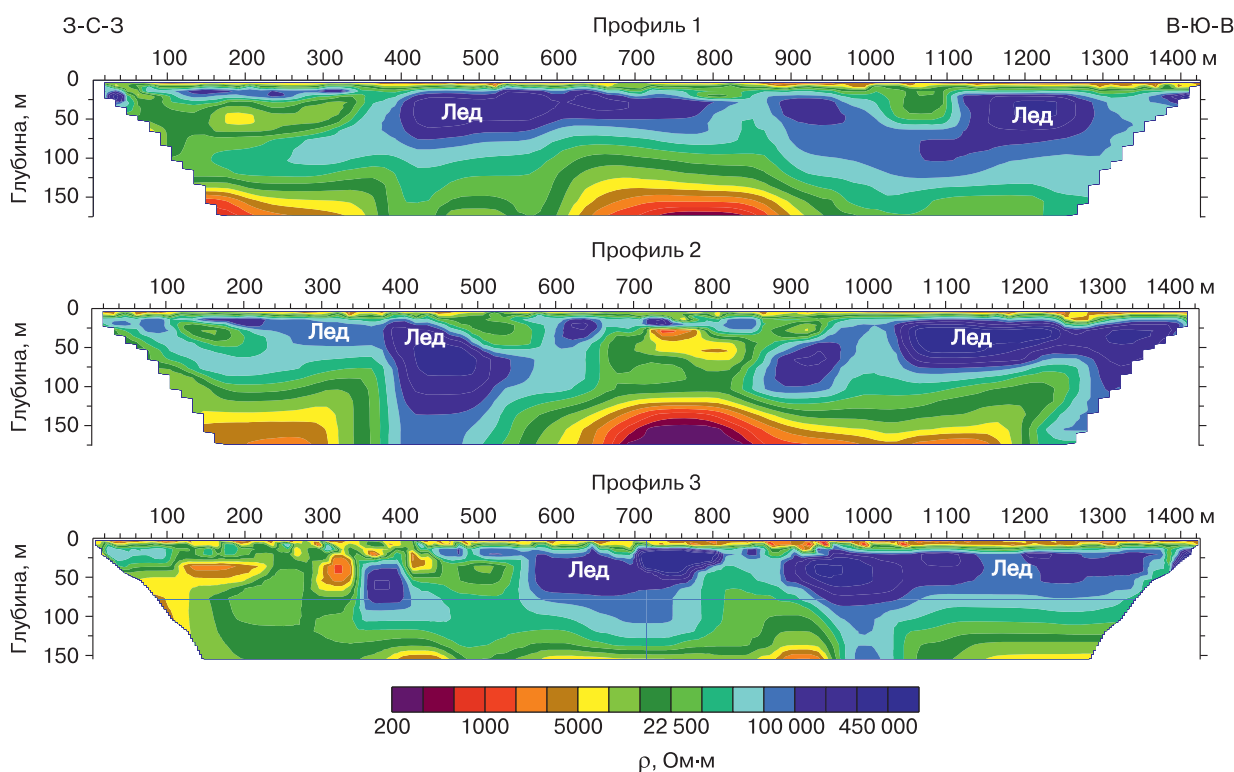


Рис. 7. Геоэлектрические разрезы по данным электротомографии.

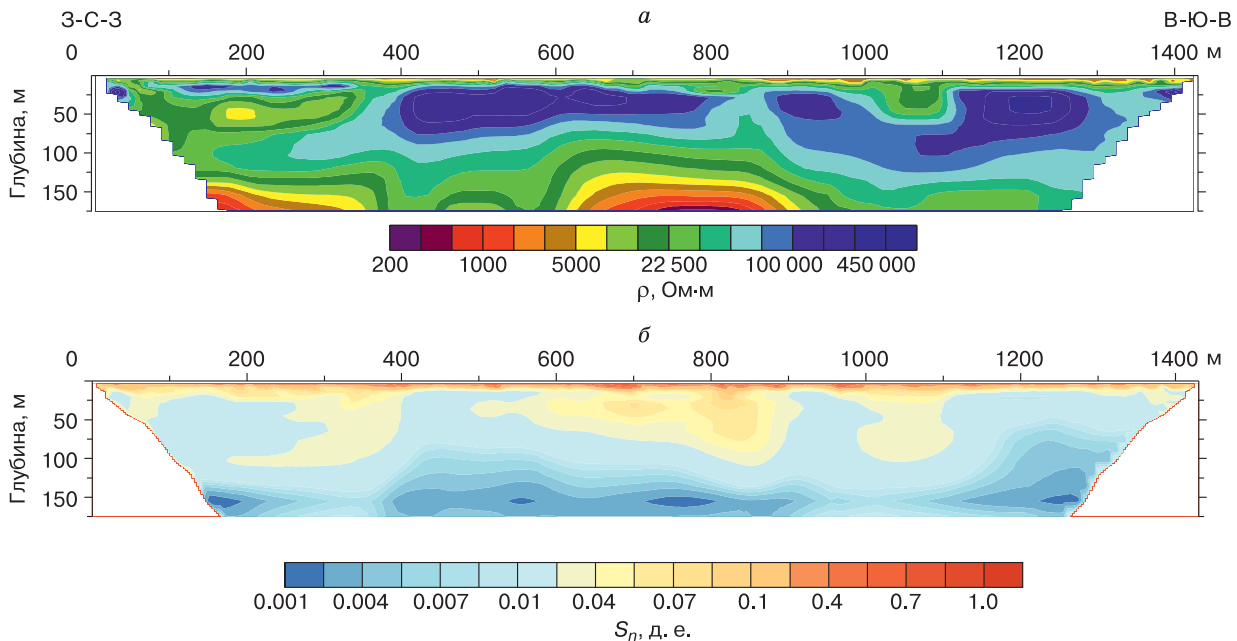


Рис. 8. Геоэлектрический разрез (а) и разрез нормализованной чувствительности (S_n) блоков модели (б) по профилю 1.

профиле 1 (глубже 25 м) и профиле 2 (глубже 100 м). Профиль 2 в интервале 700–850 м проходит в 45 м от оз. Круглое. Мы считаем, что аномалии низкого УЭС на глубине на профилях 1 и 2 связаны с боковым влиянием подозерного талика оз. Круглое и не отражают реального разреза.

Несмотря на то что в результате инверсии двумерная геоэлектрическая модель получена до глубины 175 м, а СКО при решении обратной задачи составляет 4.0–9.3 %, доверять данным на глубине более 60 м следует с осторожностью. Средствами программы Res2Dinv (версия 3.55) была оценена чувствительность блоков, используемых в инверсионной модели, на примере данных по профилю 1 (рис. 8). Значение нормализованной чувствительности (S_n) определяет количество информации о сопротивлении блока модели, содержащейся в измеряемых данных, и изменяется

от 0 до 1. Чем больше значение чувствительности, тем более обоснованным является сопротивление модели. Обычно приповерхностные блоки имеют большую чувствительность, так как функция чувствительности принимает очень высокие значения вблизи электродов [Loke, 2009].

Как следует из рис. 8, чувствительность электротомографии в условиях разреза с пластовыми льдами резко падает с глубиной. Например, в интервалах профиля на расстояниях 400–500 и 1100–1300 м от начала электрический ток не проникает под объекты очень высокого УЭС (более 100 кОм·м), и чувствительность метода ограничена первыми метрами. Там, где УЭС пород снижается до менее 100 кОм·м, чувствительность увеличивается до глубины 50–75 м.

По результатам ЗСБ на разрезе вдоль профиля 1 на глубине 60–90 м выделена кровля слоя

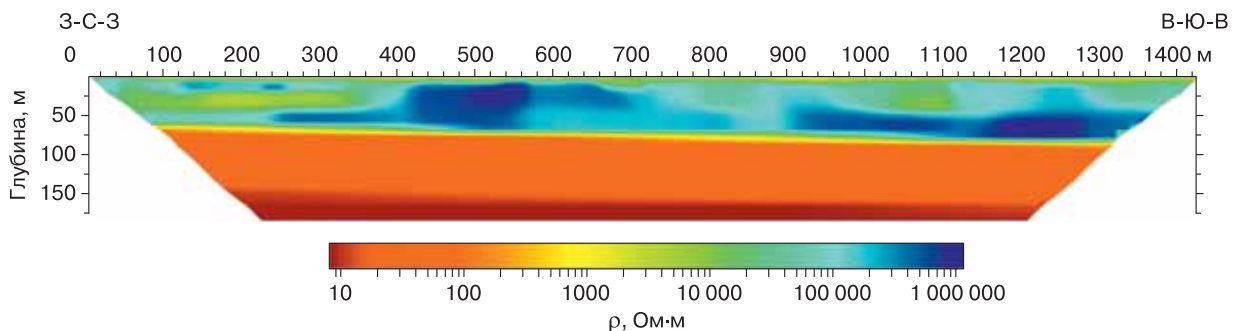


Рис. 9. Геоэлектрический разрез по профилю 1, построенный в результате двумерной инверсии данных электротомографии с закрепленными слоями с известным положением кровли и УЭС по данным ЗСБ.

низкого УЭС (около 30 Ом·м), а на глубине 140–220 м кровля слоя с УЭС порядка 8 Ом·м. Эти слои были вставлены как слои с закрепленным сопротивлением в данные электротомографии по профилю 1, после чего решалась обратная задача. В результате получен разрез, приведенный на рис. 9. После 5 итераций значение СКО составило 4 %, т. е. вставка двух слоев на глубине с закрепленным УЭС не повлияла на ошибку подбора. Это подтверждает слабую чувствительность ЭТ к изменению УЭС пород глубже 50–75 м. В то же время введение слоев с закрепленным УЭС на глубине привело к изменению геоэлектрического строения верхней части разреза в диапазоне глубин 0–90 м. Например, в интервале профиля 0–400 м стали отчетливее проявляться особенности строения разреза в виде тонкого слоя высокого УЭС, а аномалии от пластовых льдов приобрели вытянутую форму.

Двумерные данные зондирований ЭТ были объединены в трехмерный массив. Затем в этом массиве были закреплены мощность и электросопротивление слоев низкого УЭС, выделенные по данным ЗСБ, после чего выполнена трехмерная инверсия в программе Res3Dinv. На рис. 10 показана трехмерная модель распределения УЭС участка I по данным ЭТ, на которой изоповерхностью 100 000 Ом·м выделена аномалия высокого электросопротивления, вызванная пластовыми льдами. С северо-западной части участка аномалия уменьшается и при приближении пластовых льдов к выклинивается оз. Геофизическое. Влияние оз. Круг-

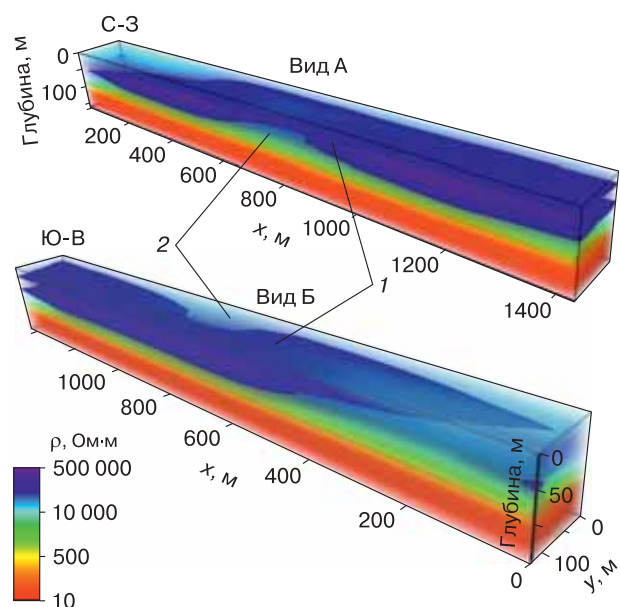


Рис. 10. Объемная геоэлектрическая модель по данным электротомографии:

1 – изоповерхность УЭС 100 000 Ом·м; 2 – выклинивание высокоомного пласта вблизи оз. Круглое.

лое на геоэлектрическую модель также выражается в выклинивании высокоомного пласта рядом с озером (см. рис. 10). Это может быть связано как с локальной литологической неоднородностью, которая видна на космоснимке в береговой линии озера рядом с профилем, либо с боковым влиянием озера на распределение тока в среде.

Объемная модель распределения УЭС в среде позволяет наглядно представить строение участка исследований и выделить выклинивание пластовых льдов вблизи оз. Геофизическое.

В результате зондирований методом ЭТ на участке I установлено следующее. Породы верхней части разреза до глубины 75 м обладают очень высоким УЭС, достигающим сотен тысяч, а в некоторых случаях – более миллиона ом-метров. Высокие УЭС пород обусловлены их литологическим составом (пески и суглинки) и низкой минерализацией замерзшей воды в порах. Самые высокие значения УЭС характерны для пластовых льдов. Такое высокое электросопротивление препятствует проникновению тока в глубину, вследствие чего чувствительность метода ограничена глубиной 50–75 м, а под слоями пород с УЭС более 100 кОм·м – глубиной залегания кровли этих слоев.

Введение в двумерную модель электротомографии слоев с фиксированным УЭС и глубиной залегания, установленными по данным ЗСБ, не приводит к изменению ошибки подбора при решении обратной задачи. Это подтверждает нечувствительность ЭТ к свойствам пород на глубине более 60 м.

В объемной модели распределения УЭС среды отмечается закономерное выклинивание слоя аномально высокого УЭС вблизи озер Круглое и Геофизическое. Это может быть связано либо с вытаиванием пластовых льдов вблизи озер, либо с боковым влиянием трехмерной проводящей неоднородности на распределение тока в среде.

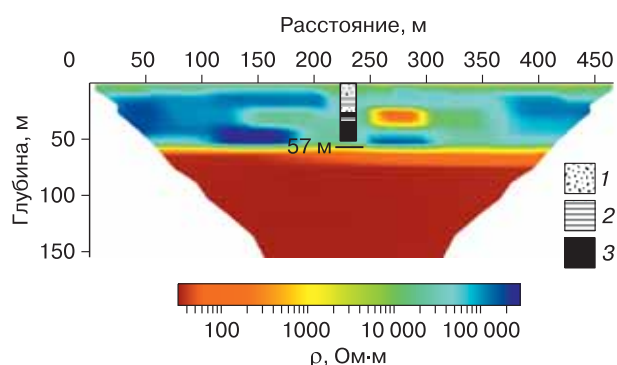


Рис. 11. Геоэлектрический разрез по профилю 3 через скважину 202.

Двумерная инверсия с закреплением слоев: 1 – песок; 2 – глина с включениями льда; 3 – лед. Количество итераций – 5; СКО – 5.9 %.

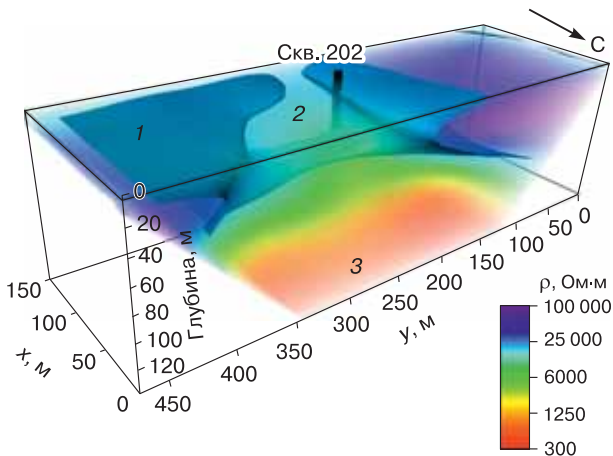


Рис. 12. Объемное распределение УЭС на участке II по результатам трехмерной инверсии.

1 – изоповерхность УЭС 20 кОм·м, показывающая характер распространения пластовых льдов; 2 – область пониженного УЭС; 3 – низкое УЭС модели, связанное с засоленными суглинками морского генезиса. Количество итераций – 6; СКО – 8.3 %.

На участке II между озерами Парисенто и Круглое профиль 3 проходил через скв. 202. Геоэлектрический разрез по профилю 3 приведен на рис. 11. Инверсия данных выполнена с закреплением границы и УЭС суглинков с глубины 57 м, установленной по данным бурения (см. рис. 2).

Уровень УЭС пород, установленный методом ЭТ, хорошо согласуется с архивными данными бокового каротажного зондирования. Из сопоставления геоэлектрического разреза с результатами бурения следует, что слоям аномально высокого УЭС соответствуют пластовые льды, а также породы с высоким содержанием включений льда. Однако в центральной части профиля отмечается общая тенденция к снижению УЭС пород с локальной аномалией низкого УЭС (менее 1000 Ом·м) в интервале 250–300 м на глубине 25–40 м. На рис. 11 видно, что пластовые льды имеют неоднородное строение.

Для формирования целостного представления о характере распространения пластовых льдов между озерами Круглое и Парисенто была выполнена трехмерная инверсия площадных данных ЭТ. Инверсия проводилась как с закреплением слоев с известным УЭС и глубиной кровли, так и без априорной информации. Результаты показали, что закрепление слоев на глубине приводит к возрастанию ошибки подбора после 6 итераций с 8.3 % (без закрепления параметров) до 10.4 % (с закрепленными параметрами). При этом строение верхней части разреза до глубины 75 м существенно не меняется. На рис. 12 показан результат

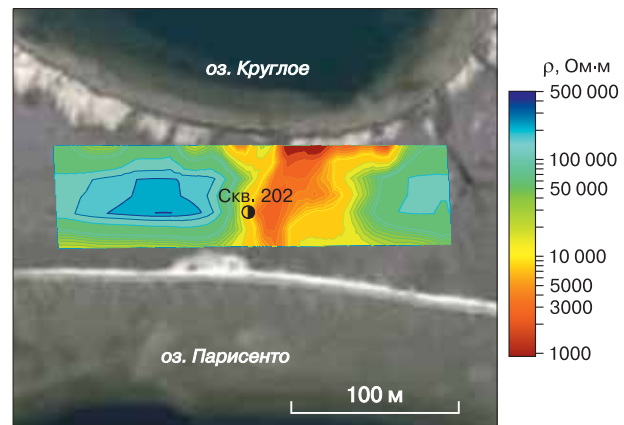


Рис. 13. Распределение УЭС на глубине 30 м по результатам трехмерной инверсии на космоснимке участка.

трехмерной инверсии без закрепленных параметров модели.

Изоповерхностью УЭС 20 000 Ом·м ограничены породы высокого сопротивления, включающие пластовые льды. Видно, что высокоомные породы имеют несплошной характер распространения. В центральной части площади отмечается область пониженного УЭС, означающая отсутствие пластовых льдов. С глубины 80 м УЭС модели понижается до первых тысяч ом-метров, что авторы связывают с влиянием засоленных суглинков морского генезиса. И хотя УЭС мерзлых суглинков в данной модели в 100 раз выше, чем УЭС пород на этой глубине, установленная по данным метода ЗСБ на участке I общая тенденция к повышению электропроводности пород на глубине более 60–70 м отмечена в обоих методах.

На космоснимке участка II приведен план распределения УЭС на глубине 30 м (рис. 13). По характеру распределения УЭС видно, что между озерами отсутствуют пластовые льды, а скважина 202, вскрывшая их, расположена в краевой части аномалии высокого УЭС. Пространственно аномалия низкого УЭС связана с линейной пониженной формой рельефа между озерами. Это может означать существование палеоруслы, т. е. не исключено, что ранее озера были связаны протокой.

Поперечный разрез объемной модели УЭС по линии скважин между озерами Круглое и Парисенто приведен на рис. 14.

Как видно на рис. 14, часть разреза, содержащая пластовый лед, выделяется по УЭС более 100 000 Ом·м. Следует отметить, что слой льдистой глины в интервале глубин 20–30 м никак не выделяется на разрезе УЭС. В первом приближении толщина слоя высокого УЭС согласуется с мощностью толщи, содержащей пластовый лед.

Однако УЭС пород, залегающих ниже льда, сильно завышено по сравнению с моделью, полученной по данным ЗСБ на участке I.

Таким образом, анализ данных электротомографии участка II показал, что пластовые льды имеют несплошное распространение, как предполагалось ранее по результатам бурения. Между озерами Круглое и Парисенто выявлена зона пониженного УЭС, не содержащая пластовый лед. Очевидно, эта зона связана с палеоруслом протоки, соединяющей озера ранее.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО И ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ

На плане распределения УЭС (см. рис. 13) и на разрезе по линии скважин (см. рис. 14) прослеживается уменьшение УЭС пород вблизи озер. Такой эффект может быть вызван отепляющим действием водоемов на мерзлые породы. Для оценки отепляющего влияния водоемов была построена двумерная модель распределения температур в среде по данным термометрии скважин 202, 203, 204. На рис. 15 четко выявляется, отепляющее действие водоемов, так как температура в скважинах, расположенных ближе к озеру, на 2–4 °С выше, чем в скважине, расположенной в 100 м от него. Однако в связи с незначительным числом скважин, модель распределения температур получилась весьма приблизительной.

Повышение температуры мерзлых пород вблизи озера с –8 до –4 °С приводит к уменьшению их УЭС. Например, для песков, согласно приближенной зависимости из [Боголюбов и др., 1984], УЭС снизится от 10^5 до 10^4 Ом·м. На рис. 13 вблизи озер УЭС пород уменьшается примерно на порядок, что может интерпретироваться как влияние температуры на электропроводность мерзлой толщи.

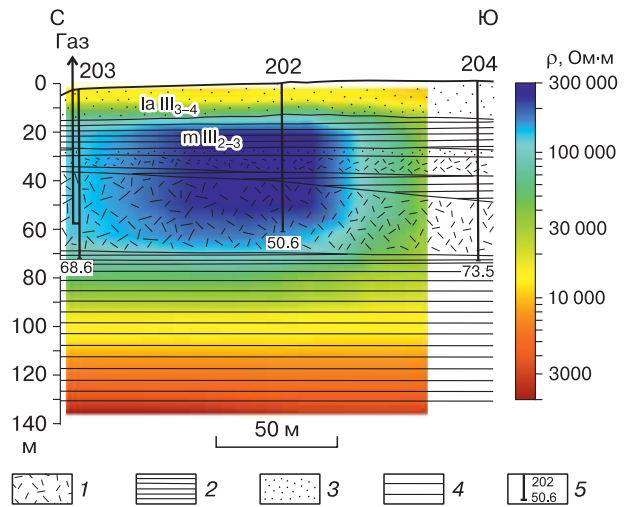


Рис. 14. Геоэлектрический разрез по линии скважин между озерами Круглое и Парисенто по данным трехмерной инверсии.

1 – лед; 2 – глина с включениями льда; 3 – мерзлые пески; 4 – суглинки; 5 – скважина, ее номер и глубина.

Поскольку температура является важным фактором, определяющим УЭС мерзлых пород, необходимо представлять характер ее распределения вблизи озер. Для расчета модели температурного поля между озерами и определения конфигурации подозерных таликов был использован программный пакет Comsol Multiphysics v.4.0 [Multiphysics..., 1998]. Он позволяет задать геометрию и свойства модели среды, граничные условия и при помощи модуля Heat Transfer решить уравнение теплопроводности методом конечных элементов.

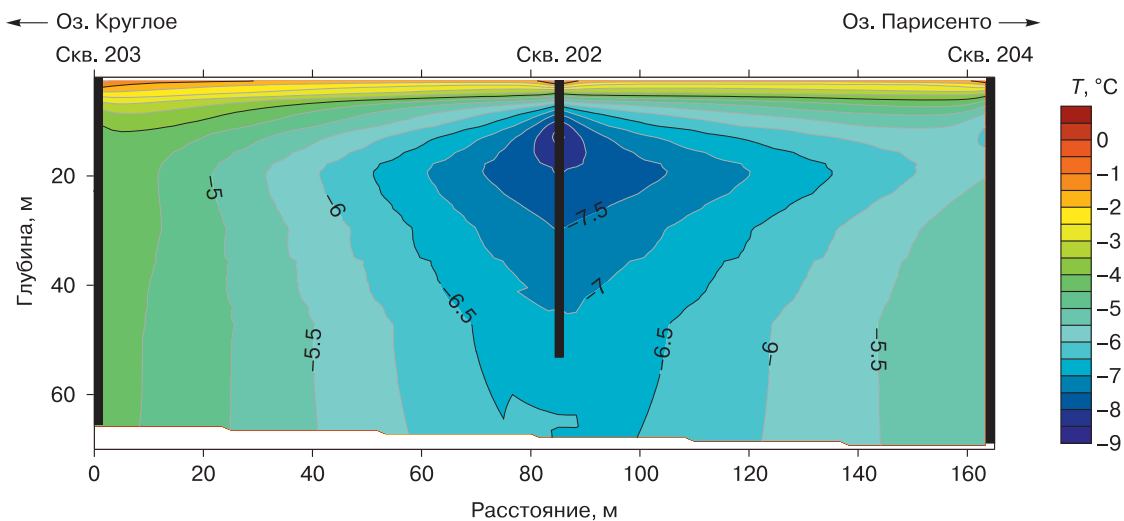


Рис. 15. Распределение температуры пород в разрезе между озерами Круглое и Парисенто по данным термометрии скважин 202, 203, 204 в 1992–1993 гг.

Значения физических параметров среды

Тип породы	Теплопроводность, Вт/(м·К)		Удельная теплоемкость, Дж/(кг·К)		Плотность, кг/м ³		Температура фазового перехода, °С
	мерзлое состояние	талое состояние	мерзлое состояние	талое состояние	мерзлое состояние	талое состояние	
Песок	1.80	1.65	1600	2000	1750	1750	-0.4
Глины	1.55	1.45	1200	1500	1500	1500	-0.6
Сильнольдистый (обводненный)	2.0	1.1	1800	2900	1350	1400	-0.1
Лед (вода)	2.25	0.65	2000	4212	917	1000	0
Суглинки (морские)	1.65	1.5	1225	1450	1500	1500	-1.8

С учетом данных бурения (см. рис. 2) была задана горизонтально-слоистая модель среды: на глубинах 0–12.5 м – слой песков, 13–26 м – слой глин, 27–37 м – слой сильнольдистого песка, 38–66 м – лед, 67–300 м – слой морских суглинков. В промежутках между слоями происходит линейное изменение всех физических свойств. Для каждого типа пород были взяты средние значения теплопроводности, удельной теплоемкости и плотности в двух состояниях – мерзлом и талом [Гаврильев и др., 2013; Александрина, Мотенко, 2017]. Физические параметры приведены в таблице.

Форма озер в модели задана цилиндрической (т. е. с плоским дном и вертикальными стенками). Это обосновано тем, что радиусы озер намного превышают их глубину. Радиус и глубина озера Парисенто – 2500 м и 35 м, озера Круглое – 300 м и 25 м соответственно (рис. 16).

Тепловой поток на участке моделирования выбран равным 0.05 Вт/м², так как это значение согласуется с многочисленными работами, посвященными изучению теплового потока в данном регионе [Курчиков, 2001; Дучков, Соколова, 2014; Искоркина и др., 2018]. Температура на дневной поверхности принята –10 °С, что соответствует среднегодовому значению температуры в этой местности. В качестве начальных условий во всей

среде задана эпюра температуры, соответствующая равновесному состоянию при данных граничных условиях (тепловой поток на нижней границе и температура на поверхности). При этом на дне озер в начальный момент времени температура равна +1, +2, +3 °С на окружностях радиусом 300, 200 и 50 м для оз. Круглое и 2500, 1500, 500 м для оз. Парисенто, что обосновано экспериментальными данными о температурах на дне озер.

Затем среда была представлена в виде конечной-элементной сетки и решена задача теплопроводности. Формирование термокарстовых озер на Ямале происходило в первой половине голоценового оптимума [Слагодина и др., 2016]. В связи с отсутствием информации о более точном времени формирования озер Парисенто и Круглое временной интервал для расчета был взят 6000 лет. В течение этого временного интервала был смоделирован прогрев подозерного пространства, при этом учитывался фазовый переход.

Рассчитанное температурное поле в разрезе представлено на рис. 17. Породы на глубине более 70 м сложены морскими засоленными суглинками, минерализация растворов в которых возрастает с глубиной и может значительно превышать 1 г/л [Баду, 2015; Трофимов, Красилова, 2017]. Вследствие этого авторы предполагают, что переход пород из мерзлого в охлажденное состояние происходит при температуре –1.8 °С [Роман, 2007]. Это учитывалось при определении границ таликов.

Изотерма –1.8 °С между озерами расположена на глубине 220 м. За пределами зоны влияния озер граница ММП лежит на глубине 240 м, что согласуется с данными электромагнитных зондирований методом ЗСБ. Как видно из представленной картины, талики под озерами Круглое и Парисенто не соединяются. Расчеты показали, что под оз. Парисенто ближе к центральной части имеется сквозной талик, предположительно радиусом 800 м. Рассчитанная мощность талика под оз. Круглое составила 140 м. В 1986 г. сотрудниками ВСЕГИНГЕО были проведены электро- и сейсморазведочные работы на акватории оз. Круглое. Электро- и сейсморазведочные исследования включали

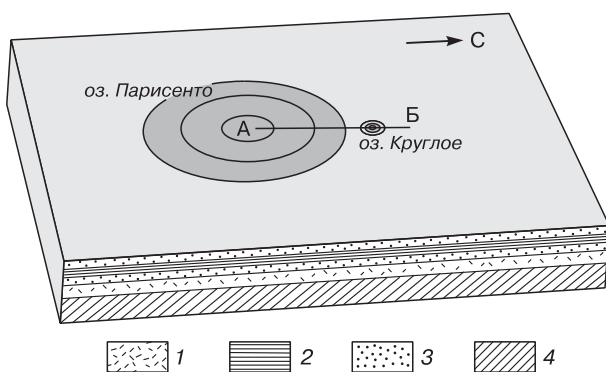


Рис. 16. Схема модели для расчета теплового поля.

1 – лед; 2 – глина с включениями льда; 3 – мерзлые пески; 4 – морские суглинки; АБ – линия разреза.

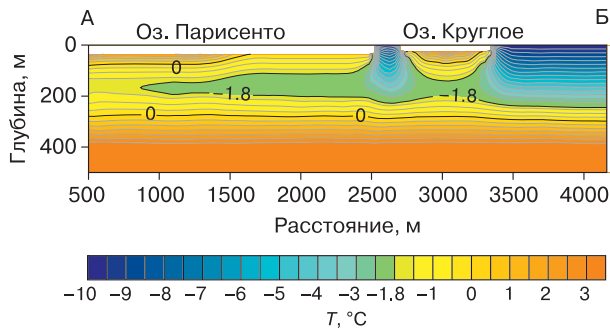


Рис. 17. Распределение температуры в разрезе по линии АБ (см. рис. 16) под озерами по данным численного моделирования.

применение донного вертикального электрического зондирования с использованием трехэлектродной установки, сейсморазведочные – метод преломленных волн. Результаты показали, что мощность подозерного талика в центральной части озера составляет около 140 м. Таким образом, рассчитанное значение глубины талика путем численного моделирования теплового поля не противоречит результатам геофизических исследований прошлых лет [Пугач и др., 1990].

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что озера значительно (на 4–6 °С) меняют температуру в межозерном пространстве на глубинах 20–40 м, что согласуется с данными скважинной термометрии. Следовательно, влияние озер может быть одним из основных факторов уменьшения УЭС на геоэлектрических разрезах. Однако аналогичное влияние на результаты инверсии данных ЭТ может оказывать и проводящая трехмерная неоднородность в виде водоема, расположенного в стороне от профиля.

Для моделирования влияния трехмерной проводящей неоднородности от водоемов была задана простая двухслойная среда с границей на глубине 70 м. Модель включала два озера и талики под ними (рис. 18). Конфигурация таликов была взята из результатов температурного моделирования. Для мерзлых пород в верхней части среды было установлено УЭС 100 000 Ом·м, для мерзлого суглинистого основания 30 Ом·м, значение УЭС воды в озерах составило 100 Ом·м, талых пород 30 Ом·м. Порядки выбранных значений УЭС согласуются с данными геофизических исследований, приведенных выше, а также с результатами применения вертикального электрического зондирования на оз. Круглое [Пугач и др., 1990]. Для решения прямой задачи в трехмерно заданной среде использовалась программа ZondRes3d [Каминский, 2018].

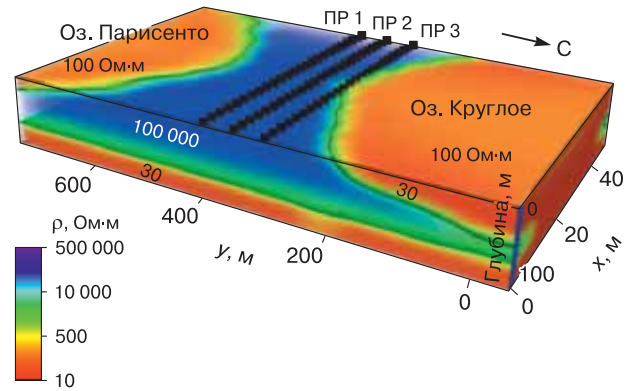


Рис. 18. Физико-геологическая (геоэлектрическая) модель, используемая при моделировании трехмерной неоднородности.

Для трех профилей, расположенных на различном удалении от озер (см. рис. 18), были рассчитаны значения кажущегося сопротивления для установки, аналогичной использованной в полевых измерениях. Затем для каждого профиля решалась обратная двумерная задача в программе Res2dInv. В результате были получены геоэлектрические разрезы по трем профилям, расположенным на расстояниях 5, 50 и 100 м от озера (рис. 19).

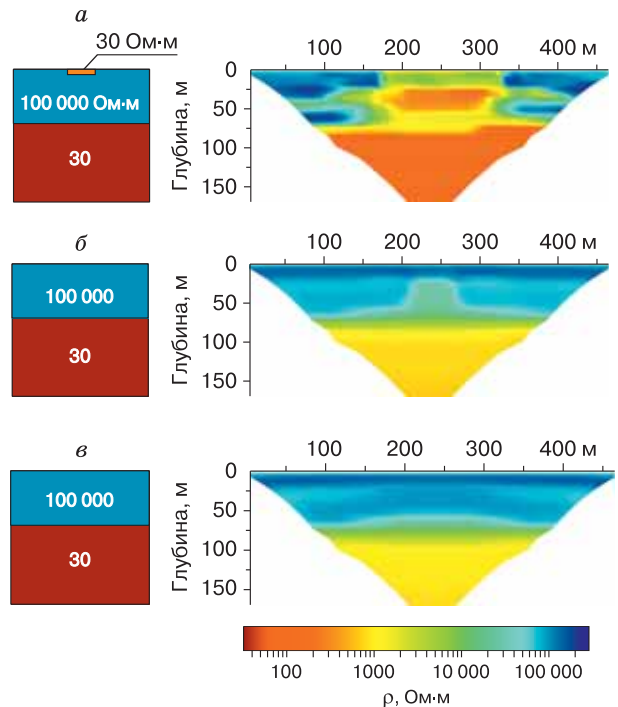


Рис. 19. Влияние трехмерной неоднородности от водоемов на распределение УЭС по результатам двумерной инверсии.

Расстояние профилей от озера: а – 5 м; б – 50 м; в – 100 м.

На профиле, расположенном вблизи озера (а именно, в 5 м от него) ложные аномалии пониженного УЭС проявляются наиболее сильно (см. рис. 19, а). С удалением от озера аномалии пониженного УЭС становятся менее отчетливыми.

Для количественной оценки влияния трехмерной неоднородности на распределение УЭС в двумерной модели было рассчитано относительное отклонение УЭС разреза по сравнению с простой двухслойной моделью без озер (рис. 20) по формуле

$$\Delta\rho = \frac{\rho_{3D} - \rho_s}{\rho_{3D}} \cdot 100\%,$$

где $\Delta\rho$ – относительное отклонение УЭС трехмерной модели с озерами по сравнению с простой моделью; ρ_{3D} – УЭС, рассчитанные по модели, содержащей трехмерные неоднородности; ρ_s – УЭС, рассчитанные в простой трехмерной модели без неоднородностей.

На рис. 20 видно, что на профиле, расположенном в 5 м от озера, отмечается наиболее сильное искажение УЭС по всему разрезу на величину

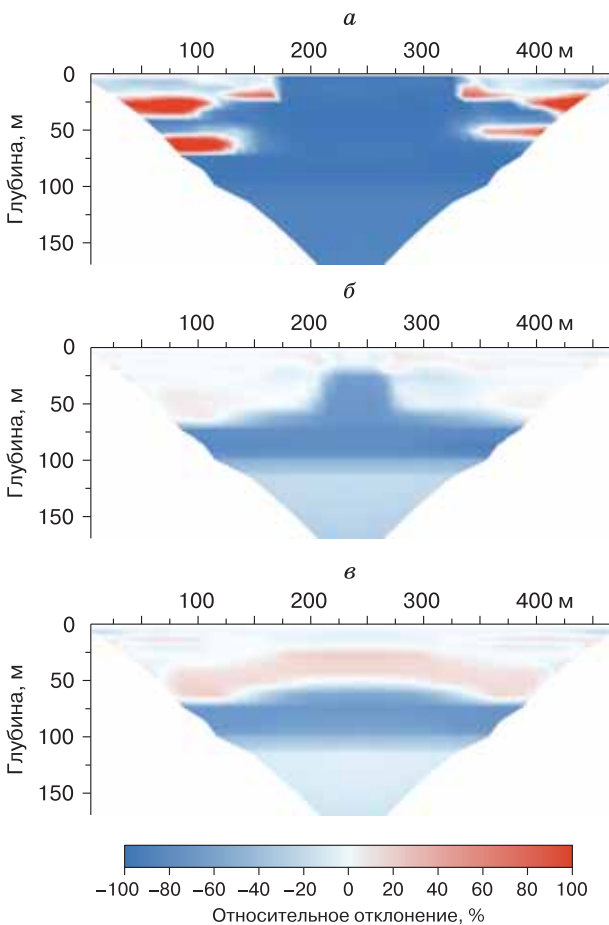


Рис. 20. Относительное отклонение УЭС по сравнению с простой моделью без неоднородностей.

Расстояние профилей от озера: а – 5 м; б – 50 м; в – 100 м.

до 100 %. Это связано с тем, что ток перетекает по расположенной рядом высокопроводящей среде, которая представлена озером и таликом под ним. В 50 м от озера относительное отклонение УЭС до глубины 25 м близко к нулю. С глубины 25 м, когда размер токовой линии АБ соизмерим с расстоянием до озера, искажение УЭС достигает 70 %. Наиболее высокие значения для этого разреза (80 %) проявлены на 75–90 м, что связано с наложением влияния двух водоемов. Относительные отклонения на профиле, расположенном в 100 м от водоема, самые низкие. Занижение УЭС относительно эталонной двухслойной модели на величину до 60 % проявляется в интервале глубин 50–100 м.

Таким образом, результаты численного моделирования показали, что наличие трехмерных проводящих неоднородностей в виде озер в стороне от профиля зондирования приводит к занижению УЭС модели и начинает проявляться на глубинах, равных половине расстояния до проводящей неоднородности. В 5 м от берега относительное уменьшение УЭС двумерной модели достигает 100 %. На удалении от берега влияние проводящей неоднородности начинает проявляться на псевдоглубине разреза, равной половине расстояния до озера.

Наряду с влиянием трехмерной неоднородности на результаты инверсии определен вклад в итоговую модель УЭС вносит и область растепленной мерзлоты рядом с озером. Единственный способ получения реалистичной геоэлектрической модели, отражающей геокриологическое строение разреза рядом с водоемом, – это расположение профилей зондирования вкrest береговой линии.

ВЫВОДЫ

По данным ЗСБ было установлено горизонтально-слоистое строение среды. Верхняя часть разреза до глубины 50–75 м представлена высокоомными мерзлыми породами с включением пластовых льдов. Понижение УЭС вниз по разрезу связано с морскими засоленными суглинками. Мощность ММТ по данным ЗСБ составляет 210–300 м.

По данным ЭТ, породы верхней части разреза до глубины 50–75 м обладают очень высоким УЭС, достигающим сотен тысяч ом-метров, а в некоторых случаях превышающим миллион ом-метров. Высокие УЭС пород обусловлены их литологическим составом (пески) и низкой минерализацией порового и пластового льда. Самые высокие значения УЭС характерны для пластовых льдов. Это высокое электросопротивление препятствует проникновению тока в глубину, вследствие чего чувствительность метода ограничена глубиной 50–75 м. Под слоями пород с УЭС более

100 кОм·м чувствительность метода ограничена глубиной залегания кровли этих слоев.

При решении обратной задачи электротомографии введение в геоэлектрическую модель глубинных слоев с известным УЭС практически не влияет на ошибку подбора, однако делает более реалистичным строение верхней части разреза, подчеркивая горизонтально-слоистый характер аномалий высокого УЭС от пластовых льдов.

По данным площадных исследований ЭТ установлено, что пластовые льды между озерами Круглое и Парисенто имеют несплошное распространение, как полагалось ранее по данным бурения. Выявлена аномалия низкого УЭС пород, предположительно связанная с палеопотокой, соединяющей эти озера в прошлом.

Такие геологические неоднородности, как озеро и подозерный талик, вызывают аномалии низкого УЭС на разрезах электротомографии. При этом аномалии связаны с влиянием трехмерной проводящей неоднородности, расположенной в стороне от профиля, и с повышением температуры мерзлых пород рядом с озером.

Расчет теплового поля показал, что под оз. Круглое имеется талик до глубины 140 м, а под оз. Парисенто образовался сквозной талик. Эти талики не соприкасаются на глубине, несмотря на относительно небольшое расстояние между озерами. Между озерами температура мерзлых пород повышается на 4–6 °С, что также оказывает влияние на их удельное электрическое сопротивление.

Моделирование влияния трехмерной неоднородности на электрическое поле показало, что при решении двумерной обратной задачи для профилей, расположенных вблизи водоемов, на геоэлектрических разрезах возникает ложная аномалия пониженного УЭС, достигающая 100 %. Высокие значения характерны для профилей, расположенных в непосредственной близости от озер. Чем дальше расположен профиль, тем меньше это влияние, причем уменьшение УЭС начинает проявляться на глубине, равной половине расстояния до озера. Таким образом, понижение УЭС связано как с неоднородным температурным полем, так и с влиянием трехмерной неоднородности, разделить которые в настоящий момент не представляется возможным.

Авторы благодарят В.А. Дубровина за предоставленную геокриологическую информацию, а также информационно-вычислительный центр Новосибирского государственного университета за возможность использования вычислительных ресурсов.

Работа выполнена при поддержке ФНИ (проект № 0331-2019-0007 “Геоэлектрика в исследованиях геологической среды: технологии, полевой эксперимент и численные модели”).

Литература

- Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г.** Состав, строение и свойства мерзлых и талых отложений побережья Байдарацкой губы Карского моря // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 1, с. 13–25.
- Анисимова Н.П., Крицук Л.Н.** Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда // Проблемы геокриологии. М., Наука, 1983, с. 230–239.
- Антонов Е.Ю., Кожевников Н.О., Корсаков М.А.** Автоматизированная система для интерпретации данных индукционных импульсных электромагнитных зондирований с учетом индукционно-вызванной поляризации // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 8, с. 1282–1293.
- Бадю Ю.Б.** Льдистость пород криогенной толщи газонасыщенных структур северного Ямала // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 3, с. 10–19.
- Бадю Ю.Б., Трофимов В.Т.** Основные закономерности криогенного строения многолетнемерзлых пород полуострова Ямал // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, с. 24.
- Баулин В.В.** Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М., Недра, 1985, 176 с.
- Боголюбов А.Н.** Рекомендации по геофизическим работам при инженерных изысканиях для строительства (электро-разведка) / А.Н. Боголюбов, Н.П. Боголюбова, В.В. Лисицын, Н.П. Курандин. М., Стройиздат, 1984, 104 с.
- Гаврильев Р.И., Железняк М.Н., Жижин В.И.** и др. Теплофизические свойства основных типов пород Эльконского горного массива // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 3, с. 76–82.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Тепловой поток Сибири // Всерос. конф. “Геофизические методы исследования земной коры”, посвященная 100-летию со дня рождения акад. Н.Н. Пузырева. Новосибирск, ИНГТ СО РАН, 2014, с. 211–216.
- Зыков Ю.Д.** Геофизические методы исследования криолитозоны. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, 272 с.
- Искоркина А.А., Прохорова П.Н., Стоцкий В.В. и др.** Реконструкции геотермического режима нефтематеринской китербютской свиты арктического региона Западной Сибири с учетом влияния палеоклиматических факторов // Изв. Том. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов, 2018, т. 329, № 2-С, с. 49–64.
- Каминский А.Е.** Программа трехмерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации (наземный, скважинный и акваторный варианты) Zond-Res3D. 2001-2010, Zond Geophysical software, 75 с. – URL: <http://zond-geo.ru> (дата обращения: 10.02.2018).
- Карта** мощности и строения толщ ММП Западно-Сибирской плиты / Гл. ред. В.Т. Трофимов, В.В. Баулин. М., Главтюменьгеология; МГУ; ПНИИИС, 1984, 1 л.
- Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Захаркин А.К. и др.** Поиск таликов методом ЗСБ в условиях интенсивного проявления индукционно-вызванной поляризации // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 12, с. 1815–1827.
- Крицук Л.Н., Поляков В.А.** Изотопные исследования природных вод и льдов Западной Сибири // Инж. геология, 1989, № 4, с. 76–94.
- Крылов С.С., Бобров Н.Ю.** Электромагнитные методы при изысканиях на мерзлоте // Геофизические исследования криолитозоны: Науч. тр. РАН. Науч. совет по криологии Земли. М., 1995, вып. 1, 208 с.

- Курчиков А.Р.** Геотермический режим углеводородных скоплений Западной Сибири // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 11–12, с. 1846–1853.
- Оленченко В.В., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. и др.** Распространение толщ мерзлых пород в Чуйской впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 1, с. 15–22.
- Пугач В.Б., Скворцов А.Г., Тимофеев В.М., Царев А.М.** Изучение подошренных таликов в заполярном районе Западной Сибири геофизическими методами // Методы инженерно-геокриологической съемки: Сб. науч. тр. Отв. ред. Е.С. Мельников. М., ВСЕГИНГЕО, 1990, с. 139–143.
- Роман Л.Т.** Влияние засоленности на прочность и деформируемость мерзлых грунтов. Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. М., Эпоха, 2007, 224 с.
- Слагода Е.А., Нарушко М.В., Прейс Ю.Н. и др.** Реконструкция развития термокарста в районе озера Сохонто (Центральный Ямал) в позднем неоплейстоцене–голоцене по криолитологическим и ботаническим данным // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 59–68.
- Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К. и др.** Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности). М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 245 с.
- Трофимов В.Т., Красилова Н.С.** Закономерности изменения степени и пространственного распределения засоленности грунтов многолетнемерзлых грунтовых толщ Арктического побережья России // Инженерно-геологические задачи современности и методы их решения. М., Геомаркетинг, 2017, с. 8–16.
- Фаре А.Н., Суродина И.В., Ельцов И.Н.** Изучение таликовых зон под термокарстовыми озерами при помощи метода электротомографии (по полевым измерениям и трехмерному численному моделированию) // Интерэкспо Гео-Сибирь, 2016, т. 2, № 2, с. 250–254.
- Everest J., Bradwell T.** Buried glacier ice in southern Iceland and its wider significance // *Geomorphology*, 2003, vol. 52, No. 3–4, p. 347–358.
- Hauck C., Mühl D.V.** Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003, vol. XIV, No. 4, p. 305–318.
- Hauck C., Mühl D.V., Maurer H.** Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost // *Geophysical Prospecting*, 2003, vol. LI, No. 4, p. 273–284.
- Loke M.H.** Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys, RES2DINV Manual, 2009. – URL: <http://www.abem.se/files/res/2dnotes.pdf> (last visited: 22.12.2015).
- McClymont A.F., Hayashi M., Bentley L.R. et al.** Geophysical imaging and thermal modeling of subsurface morphology and thaw evolution of discontinuous permafrost // *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2013, vol. 118, No. 3, p. 1826–1837.
- Multiphysics C.** Introduction to COMSOL Multiphysics® // COMSOL Multiphysics, Burlington, MA, 1998, vol. 9, 2018 p.
- You Y., Yu Q., Pan X. et al.** Application of electrical resistivity tomography in investigating depth of permafrost base and permafrost structure in Tibetan Plateau // *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2013, vol. 87, p. 19–26.
- skaya Bay coast, Kara Sea. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No 1, p. 11–22.
- Anisimova N.P., Kritsuk L.N. Using of cryochemical data for studying of subsurface ice genesis. In: *Problemy Kriologii [Problems of Geocryology]*. Moscow, Nauka, 1983, p. 230–239 (in Russian).
- Antonov E.Y., Kozhevnikov N.O., Korsakov M.A. Software for inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, No. 8, p. 1019–1027.
- Badu Yu.B. Ice content of cryogenic strata (permafrost interval) gas-bearing structures, Northern Yamal. *Earth's Cryosphere*, 2015, vol. XIX, No. 3, p. 9–18.
- Badu Yu.B., Trofimov V.T. Main trends of permafrost cryogenic structure in Yamal Peninsula. In: *Problemy Kriologii [Problems of Cryolithology]*. Moscow, Moscow University Press, 1974, p. 24 (in Russian).
- Baulin V.V. *Mноголетнемерзлые породы нефtegазонозных районов СССР [Permafrost rocks of petroleum-bearing areas of USSR]*. Moscow, Nedra, 1985, 176 p. (in Russian).
- Bogolyubov A.N., Bogolyubova N.P., Lisicyn V.V., Kurandin N.P. Recommendations for geophysical exploration while engineering site investigations for construction (electrical survey). Moscow, Stroyizdat, 1984, 104 p. (in Russian).
- Gavriliev R.I., Zheleznyak M.N., Zhizhin V.I. et al. Thermophysical properties of the main rock types in the Elkön Mountain massif. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2013, vol. XVII, No. 3, p. 76–82.
- Duchkov A.D., Sokolova L.S. Heat flow in Siberia. In: All-Russian Conference “Geophysical methods of investigation of the Earth crust”. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 2014, p. 211–216.
- Zykov Y.D. *Geofizicheskie metody issledovaniya kriolitozony [Geophysical Methods for Investigation of Cryolithozone]*. Moscow, Moscow University Press, 2007, 272 p. (in Russian).
- Iskorkina A.A., Prokhorova P.N., Stotsky V.V. et al. Reconstructions of geothermal mode of the petromaternal Kiterbutsk suite of the Arctic region in Western Siberia taking into account the influence of paleoclimate. In: *Proceedings of Tomsk Polytechnic University. Engineering of Geo-resources*, 2018, vol. 329, No. 2, p. 49–64.
- Kaminsky A.E. Program for 3-dimensional data interpretation of resistivity method and induced polarization method (ground, borehole and offshore variants) ZondRes3D. 2001–2010, Zond Geophysical software, 75 p. – URL: <http://zond-geo.ru> (last visited: 10.02.2018).
- Trofimov V.T., Baulin V.V. (Eds.). Map of the thickness and structure of permafrost in West Siberian plate. Moscow, GlavTyumengeologiya; MGU; PNIIS, 1984, 1 sh.
- Kozhevnikov N.O., Antonov E.Y., Zakharkin A.K. et al. TEM surveys for search of taliks in areas of strong fast-decaying IP effects. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, No. 12, p. 1452–1460.
- Kritsuk L.N., Polyakov V.A. Isotopic research of natural water and ice in West Siberia. *Engineering Geology*, 1989, No. 4, p. 76–94.
- Krylov S.S., Bobrov N.Y. Electromagnetic methods for exploration within permafrost. In: *Geophysical Investigations of Cryolithozone / The Russian Academy of Sciences. Research Board of the Earth's Cryology*. Moscow, 1995, No. 1, 208 p. (in Russian).
- Kurchikov A.R. The geothermal regime of hydrocarbon pools in West Siberia. *Geology and Geophysics*, 2001, vol. 42, No. 11–12, p. 1846–1853.

References

Aleksyutina D.M., Motenko R.G. The composition, structure and properties of frozen and thawed deposits on the Baydarat-

- Olenchenko V.V., Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu. et al. Distribution of permafrost in Chuiskaya basin (Gorny Altai) according to transient electromagnetic soundings data. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2011, vol. XV, No. 1, p. 15–22.
- Pugach V.B., Skvortsov A.G., Timofeev V.M., Tsarev A.M. Research of sub-lake taliks in the transpolar region of the West Siberia using geophysical methods. In: *Methods for Engineering Geocryological Survey: Collection of scientific papers / E.S. Melnikov (Ed.)*. Moscow, VSEGINGEO, 1990, p. 139–143. (in Russian).
- Roman L.T. The influence of salinity on the strength and deformability of permafrost soils. *Problems of construction on the salty permafrost soils*. Moscow, Epoha, 2007, 224 p. (in Russian).
- Slagoda E.A., Narushko M.V., Preis Y.I. et al. Reconstruction of thermokarst in the Late Pleistocene-Holocene from geocryological and botanical data (area of lake Sokhonto, Central Yamal). *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. XX, No. 4, p. 53–61.
- Trofimov V.T., Badu Yu.B., Vasilchuk Yu.K. et al. *Exo-geodynamics of Western Siberian Plate (spatiotemporal trends)*. Moscow, Moscow University Press, 1986, 245 p. (in Russian).
- Trofimov V.T., Krasilova N.S. Patterns of changes in the degree and spatial distribution of the soil salinity in the permafrost soil strata of the Arctic coast of Russia. In: *Engineering-Geological Problems of Modernity and Methods for Their Solution*. Moscow, Geomarketing, 2017, p. 8–16 (in Russian).
- Fague A.N., Surodina I.V., Yeltsov I.N. Electrical resistivity tomography investigation of talik zones beneath thermokarst lakes (based on field measurements and 3D computer modeling). In: *Interexpo Geo-Siberia Conference, 2016*, vol. II, No. 2, p. 250–254 (in Russian).
- Everest J., Bradwell T. Buried glacier ice in southern Iceland and its wider significance. *Geomorphology*, 2003, vol. 52, No. 3–4, p. 347–358.
- Hauck C., Mühl D.V. Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003, vol. XIV, No. 4, p. 305–318.
- Hauck C., Mühl D.V., Maurer H. Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting*, 2003, vol. LI, No. 4, p. 273–284.
- Loke M.H. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys*, RES2DINV Manual, 2009. – URL: <http://www.abem.se/files/res/2dnotes.pdf> (last visited: 22.12.2015).
- McClymont A.F., Hayashi M., Bentley L.R. et al. Geophysical imaging and thermal modeling of subsurface morphology and thaw evolution of discontinuous permafrost. *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2013, vol. 118, No. 3, p. 1826–1837.
- Multiphysics C. *Introduction to COMSOL Multiphysics®*. In: *COMSOL Multiphysics*, Burlington, MA, 1998, vol. 9, 2018 p.
- You Y., Yu Q., Pan X. et al. Application of electrical resistivity tomography in investigating depth of permafrost base and permafrost structure in Tibetan Plateau. *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2013, vol. 87, p. 19–26.

*Поступила в редакцию 8 ноября 2018 г.,
после доработки – 19 ноября 2019 г.,
принята к публикации 29 ноября 2019 г.*