ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 4, с. 583–596

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 550.837

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫХ КАМЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ

Г. С. Дьякова[1], А. А. Гореявчева[2,*], А. Н. Шеин[3,4], В. В. Потапов[3], Р. Д. Бурым[1], О. В. Останин[1], В. В. Оленченко[3]

[1]*Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия*
[2]*Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[3]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука, Новосибирск, Россия*
[4]*ГАУ ЯНАО "Научный центр изучения Арктики", Салехард, Россия*
**e-mail: galinabarnaul@mail.ru*

Поступила в редакцию 27.12.2022 г.
После доработки 10.08.2023 г.
Принята к публикации 02.10.2023 г.

Проведено комплексное изучение гляциально-мерзлотных каменных образований на территории Центрального Алтая в долинах рек Джело, Елангаш, Аккол и Чуя с помощью электрозондирования, геодезической сьёмки и аэрофотосъёмки. Интерпретация данных электротомографии позволила установить глубину залегания и мощность каменно-ледяных ядер. Трёхмерные геоэлектрические модели ГМКО позволили проанализировать распределение льда внутри ГМКО и оценить запасы воды в них.

Ключевые слова: Алтай, гляциально-мерзлотные каменные образования, электротомография, многолетняя мерзлота, каменные глетчеры, геоэлектрическая модель

DOI: 10.31857/S2076673423040063, **EDN:** YGXJFM

ВВЕДЕНИЕ

Гляциально-мерзлотные каменные образования (далее – ГМКО) – уникальные объекты криолитозоны (Дьякова и др., 2020). Особый интерес к их изучению в последнее время связан с глобальными климатическими изменениями и потенциалом данных объектов в качестве запаса пресной воды – до 50% от своего объёма (Тараканов, 1989; Jones et al., 2019). Особенность ГМКО – способность накапливать лёд даже в периоды деградации оледенения (Михайлов и др., 2007). Цель исследований – выявление глубины залегания и мощности каменно-ледяного ядра ГМКО, локализация зон разгрузки талых вод и ниш протаивания, а также детализация распределения ледяного материала в теле ГМКО. Геофизические методы, в частности электротомография, хорошо зарекомендовали себя при изучении объектов с многолетнемёрзлыми породами: высокие значения УЭС ледяных и каменно-ледяных ядер ГМКО, по сравнению с вмещающими породами, позволяют получать качественные геоэлектрические разрезы (Maurer, Hauck, 2007). Достижения геофизических методов в исследовании ГМКО описаны множеством авторов (Maurer, Hauck, 2007; Leopold et al., 2011; Hausmann et al., 2012; Bodin, 2013; Галанин и др., 2017 и пр.). Например, одними из самых изученных ГМКО являются каменные глетчеры Murtel и Muragl, расположенные в Ретийских Альпах в восточной Швейцарии (Bernhard et al., 1998; Haeberli et al., 1998; Kaab et al., 1998; Haeberli et al., 1999). При их исследовании использован комплекс геофизических методов, включающий электротомографию, сейсморазведку и георадар, кроме того данные геофизических исследований были сопоставлены с данными бурения (Hauck et al., 2011). Изучением гляциально-мерзлотных каменных образований на Алтае, их выявлением, описанием, изучением внутреннего строения, занимались А.А. Галанин (2005), А.П. Горбунов (2006), О.В. Останин и Г.С. Дьякова (2013, 2014, 2020) и др. В данной работе акцент сделан на выявлении внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований на ключевых участках, расположенных в долинах рек Чуя, Джело, Елангаш и Аккол. Создание объёмных моделей гляциально-мерзлотных каменных образований даёт возможность оценить объёмы содержания льда и водозапасы.

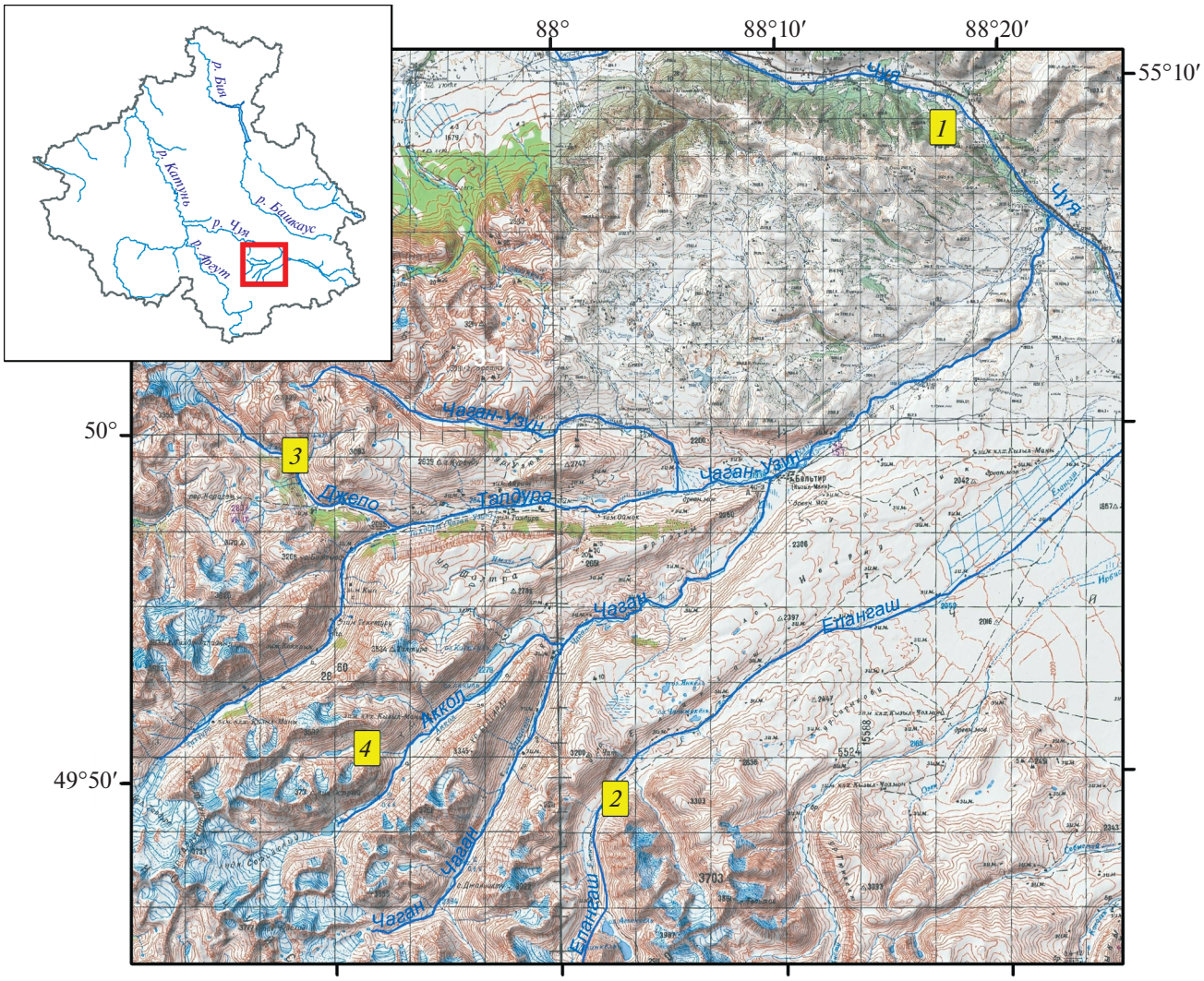

Рис. 1. Схема расположения ключевых участков исследования: *1* – “Сукорский”; *2* – “Елангаш”; *3* – “Джело”; *4* – “Аккол”.

Fig. 1. Location of key areas: *1* – “Sukorsky”; *2* – “Elangash”; *3* – “Dzhelo”; *4* – “Akkol”.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ И КЛЮЧЕВЫЕ УЧАСТКИ

Ключевые участки, на которых проводились исследования, были выбраны и описаны ранее (Дьякова, 2020). Исключение составляет только участок, расположенный в долине р. Аккол. Это связано с тем, что, несмотря на широкое распространение гляциально-мерзлотных каменных образований на территории Центрального Алтая, выбор ключевых участков для геофизических исследований ограничен из-за транспортной недоступности большинства объектов и необходимости перемещения громоздкого геофизического оборудования. Исследования проводились на пяти гляциально-мерзлотных каменных образованиях, приуроченных к четырём ключевым участкам: один из них располагается в среднегорье, остальные – в высокогорье. Схема расположения участков представлена на рис. 1.

Начатые в 2015–2018 гг. исследования на ключевых участках “Елангаш” (Дьякова и др., 2017; Дьякова и др., 2020), “Джело” (Дьякова и др., 2020) и “Сукорский” (Лапковская и др., 2016; Лапковская и др., 2017) были продолжены в 2019 и 2022 гг. На этих участках проводилось исследование присклоновых (осыпных) ГМКО различного вида и разной степени активности.

На ключевом участке “Аккол” геофизические исследования ГМКО были впервые проведены в 2019 г. Данный ключевой участок располагается на северо-восточном макросклоне Южно-Чуйского хребта, в долине р. Верхний Тураоюк – левого притока р. Аккол, на правом его берегу, в низовьях карового ледника № 79 (Каталог..., 1978).

Долина р. Верхний Тураоюк – троговая, ориентирована с запада на восток, небольшая по размеру, имеет протяжённость 7.5 км и ширину 2.5–3.5 км (по водоразделам); дно долины располагается на отметке 2580 м над ур. моря и приподнято на 280–300 м над дном основной долины р. Аккол (т.е. долина является висячей). Максимальные отметки на водораздельной линии не превышают 3730 м над ур. моря; в долине располагаются четыре каровых ледника (№ 79–82) общей площадью 4.5 км^2 (по данным Каталога..., 1978). Территория долины р. Верхний Тураоюк сложена песчаниками, алевролитами, сланцами, в верховьях – диоритами и гранодиоритами. Левая сторона долины (южной экспозиции) имеет в верхней её части преимущественно осыпные склоны, а нижняя часть имеет террасированный характер – прослеживаются три уровня на всём протяжении долины, перекрытые рыхлыми отложениями и задернованные; правая сторона долины (северной экспозиции) представлена отвесными скальными стенами, ледниковым карами, цирками и нивальными нишами; на дне долины прослеживается не менее трёх ригельных ступеней равновелико удалённых друг от друга, глубоко прорезанных рекой; один из ригелей в середине долины создаёт подпруду для озера.

На данном участке проводилось исследование каменного ледника (приледникового ГМКО). Он располагается на левом берегу р. Верхний Тураоюк, в нижней части долины, на северном её склоне, берет начало в устье кара из конечного моренного комплекса ледника № 79 на отметке 2770 м над ур. моря и опускается до отметки 2610 м над ур. моря. Каменный ледник выходит в долину р. Верхний Тураоюк широким фронтом, растекаясь веером, но с общим уклоном вниз по долине, сминая перед своим фронтом в складку высотой 5–10 м отложения противоположенного склона и погребая под собой реку. ГМКО перегораживает русло реки, но без образования подпруды – вода просачивается вовнутрь каменного ледника и через 840 м с относительно быстрым течением выходит из-под него в нижней части. Крутые склоны кара создают условия для поступления каменного материала на поверхность ледника и каменного ледника.

Каменный ледник – активный, имеет длину не менее 570 м (770 м по самой длинной линии тока), ширину – 890 м. По данным аэрофотосъёмки, общий уклон поверхности составляет 10°, максимальная высота фронта – 20–30 м, его уклон – 37–40°. Площадь данного образования – 0.35 км^2. Поверхность каменного ледника ребристая, с многочисленными валами и ложбинами разного размера (от 1.5–3 до 10–15 м), незадернованная, каменный материал разного размера (от нескольких сантиметров до 10–15 м) подвижный; межкаменное пространство не занято мелкозёмом.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ

Измерения методом электротомографии проводились многоэлектродной электроразведочной станцией “Скала-48” (Балков и др., 2012). К ней подключалось два 24-электродных кабеля с шагом 5 м между электродами, для построения геоэлектрического разреза по профилю длиной до 235 м. Для съёмки более длинных профилей использовался режим “нагоняющего профиля” с переносом первого многоэлектродного кабеля предыдущей раскладки на место второго в последующей. Схемы профилей на исследуемых участках представлены на рис. 2, информация по профилям представлена в таблице.

При измерениях на участках “Аккол” и “Елангаш” последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже. На участках “Джело”, “Сукор”, на профилях *C*1–*C*2 и *E*1–*E*2 на участке “Елангаш” последовательность подключения электродов соответствовала трёхэлектродной прямой и встречной установке. Для уменьшения сопротивления заземлений до приемлемых значений заземление электродов проводилось с подсыпкой грунта (в местах, где был только крупнообломочный каменный материал без мелкозёма) и подливом солёной воды. Расположение, а также рельеф профилей электрозондирования фиксировался на местности с помощью геодезического GNSS приёмника (Leica GS08).

Во время съёмки использовали два приёмника: один был установлен на штативе стационарно и работал в режиме “база”, выполняя съёмку на опорной точке, второй был установлен на вешке, работал в режиме “ровер” и использовался для фиксирования расположения каждого электрода на профилях. В дальнейшем результаты измерений обрабатывались с помощью программного обеспечения LeicaGeoOffice и экспортировались в формат данных GIS.

Инверсия данных электротомографии осуществлялась в рамках двухмерных моделей с учётом рельефа в программе Res2Dinv и в ходе дальнейшей обработки площадных измерений проведена инверсия в рамках трёхмерной модели с учётом рельефа в программе Res3Dinv. Псевдо-3d модели внутреннего строения были построены в программе Voxler методом интерполяции. Объём каменно-ледяных ядер определялся в данной программе автоматически. Количество заложенных профилей электротомографии позволило построить 3d-модель внутреннего строения ГМКО на участке “Сукор” и псевдо-3d модели внутреннего

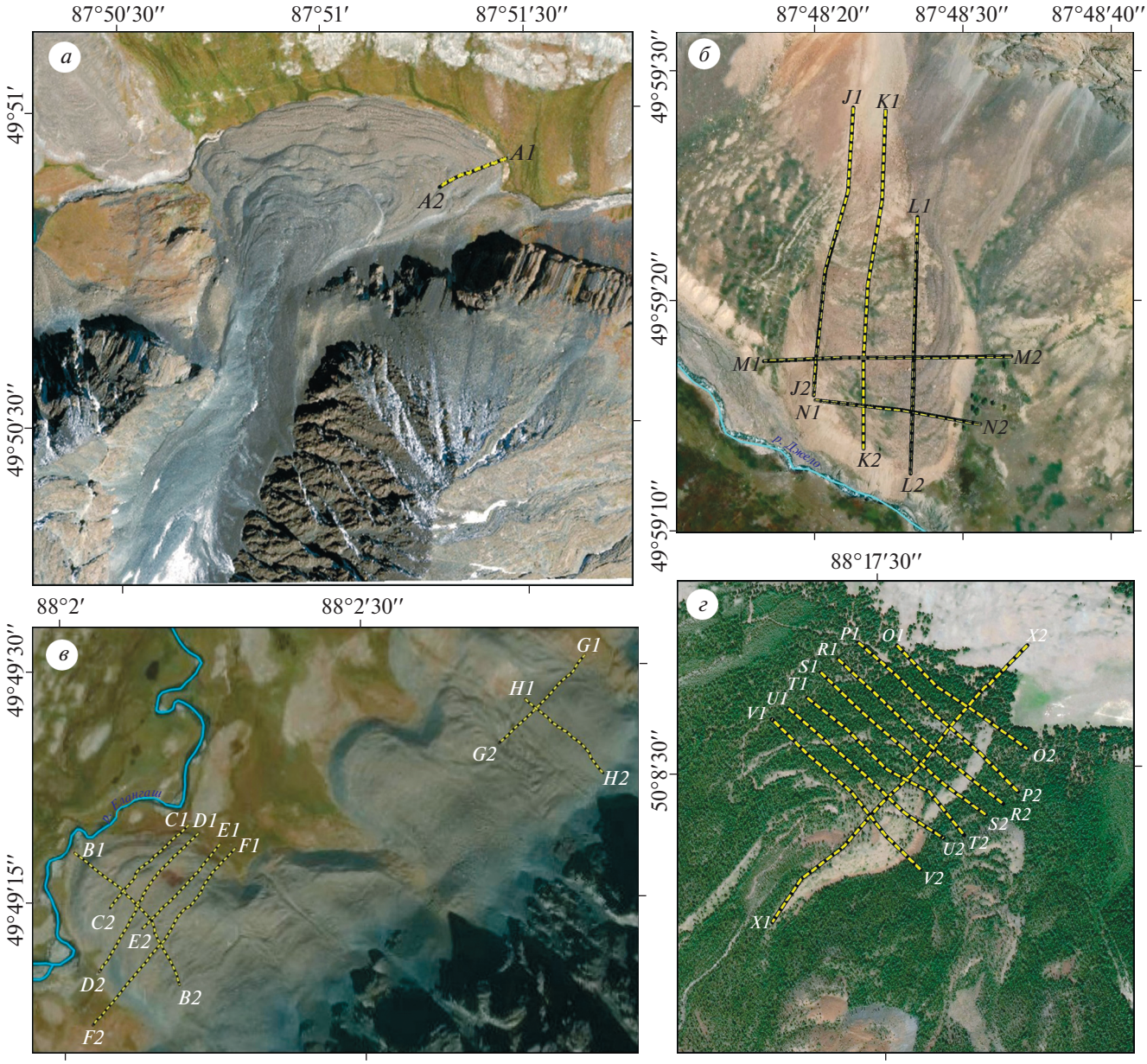

Рис. 2. Схемы профилей на исследуемых участках: “Аккол” (*а*); “Елангаш” (*б*); “Джело” (*в*); “Сукорский” (*г*).
Fig. 2. Profile location plan in the studied areas: “Akkol” (*а*); “Elangash” (*б*); “Dzhelo” (*в*); “Sukorsky” (*г*).

строения на участках “Джело” и “Елангаш” (для верхнего ГМКО).

Сопоставление полученной информации об удельном электрическом сопротивлении каменно-ледяных ядер с данными о петрографическом составе слагающего их каменного материала, с опорой на результаты комплексного анализа геофизических данных и данных бурения или исследования вскрытых ГМКО (Тараканов, 1989; Hauck et al., 2011; Krainer, Ribis, 2012; Галанин и др., 2017; Jones et al., 2019) позволило дать приблизительную оценку льдистости каменно-ледяных ядер ГМКО.

Аэрофотосъёмка ГМКО проводилась квадрокоптером DJI Phantom-4. Полёт выполнялся в автоматическом режиме по полётной схеме “double grid mission” в программе Pix4Dcapture, позволяющей получать 3D-модели местности. Для повышения точности геопозиционирования использовались опорные точки, координаты и высота которых были определены с помощью GNSS-приёмника. Обработка данных проводилась в программном обеспечении Agisoft Photoscan. В результате были получены ортофотопланы и цифровые модели рельефа исследуемых объектов, которые использовались для сопоставления

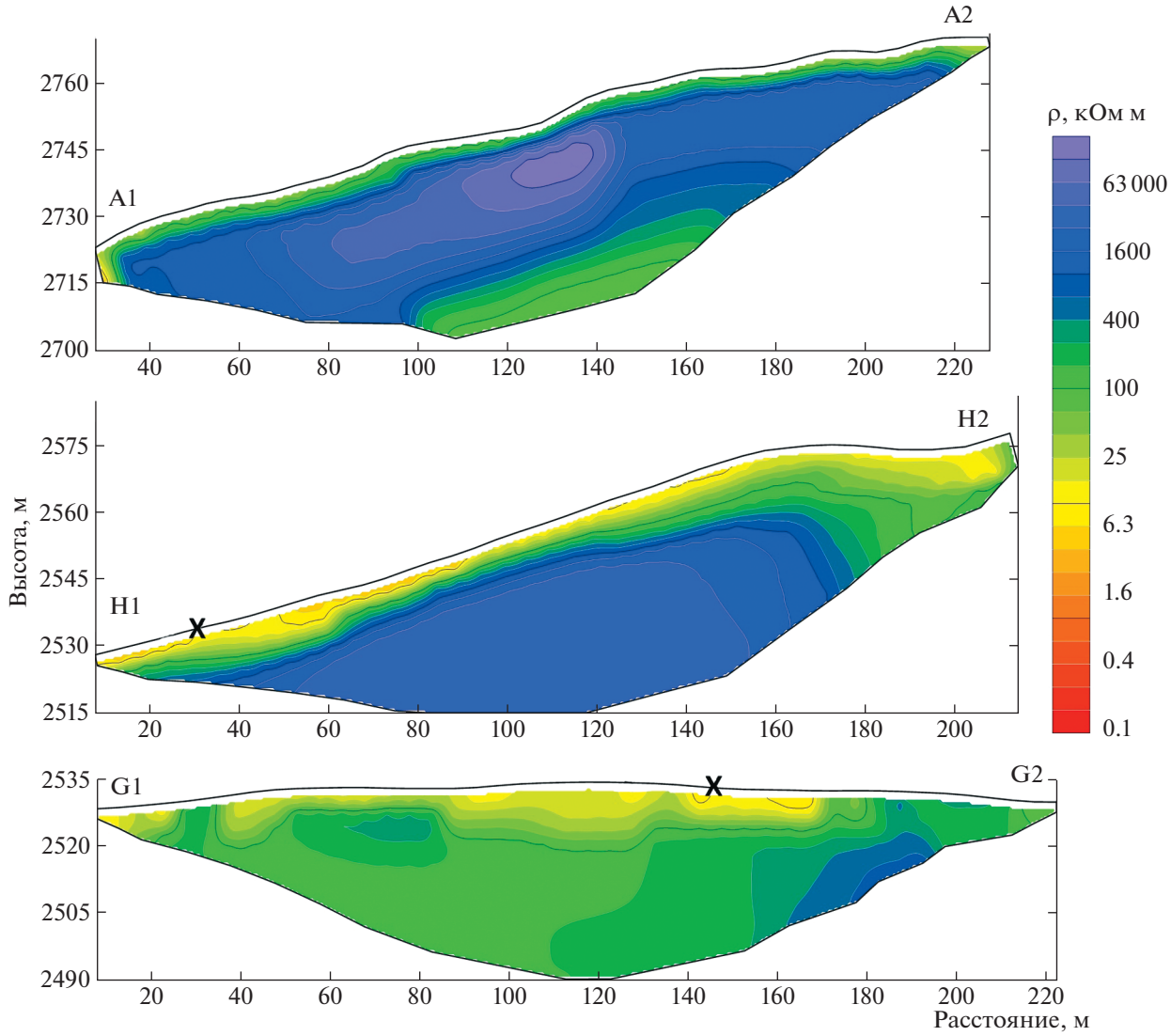

Рис. 3. Геоэлектрические разрезы: *A*1–*A*2 – на участке “Аккол”; *H*1–*H*2 – осевой профиль на участке “Елангаш”, на нижнем ГМКО; *G*1–*G*2 – поперечный профиль на участке “Елангаш”, на нижнем ГМКО; *X* – точка пересечения профилей *H*1–*H*2 и *G*1–*G*2.

Fig. 3. Geoelectric sections: *A*1–*A*2 – on “Akkol” area; *H*1–*H*2 – axial profile on “Elangash” area on the under GPRF; *G*1–*G*2 – transverse profile on “Elangash” area on the under GPRF; *X* – intersection point of profiles *H*1–*H*2 and *G*1–*G*2.

особенностей поверхности (задернованности, гранулометрического состава обломочного чехла) и морфологии ГМКО с их внутренним строением (Останин и др., 2019).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На участке “Аккол” измерения проводились по профилю, заложенному вдоль одной из осей движения каменного ледника, в нижней части его языка (см. рис. 2, *а*). Геоэлектрический разрез, полученный на участке “Аккол”, представлен на рис. 3, *A*1–*A*2. На полученном разрезе можно видеть, что высокоомный слой с УЭС более 10 кОм · м, который интерпретируется как каменно-ледяное ядро ГМКО (Kneisel et al., 2009; Галанин и др., 2012; Дьякова и др., 2020), занимает практически весь профиль. Наличие в центральной части разреза участков с аномально большими значениями УЭС (более 3000 кОм · м) свидетельствует в пользу того, что основу каменно-ледяного ядра, данного ГМКО могут составлять линзы чистого льда, унаследованного от ледника. Подошву каменно-ледяного ядра ГМКО из-за экранирующего эффекта от слоя-изолятора на данном объекте выделить не удалось.

На участке “Елангаш” измерения были проведены на двух крайних потоках из группы (см. рис. 2, *б*). На нижнем потоке профили были заложены вдоль и поперёк оси движения, на активной

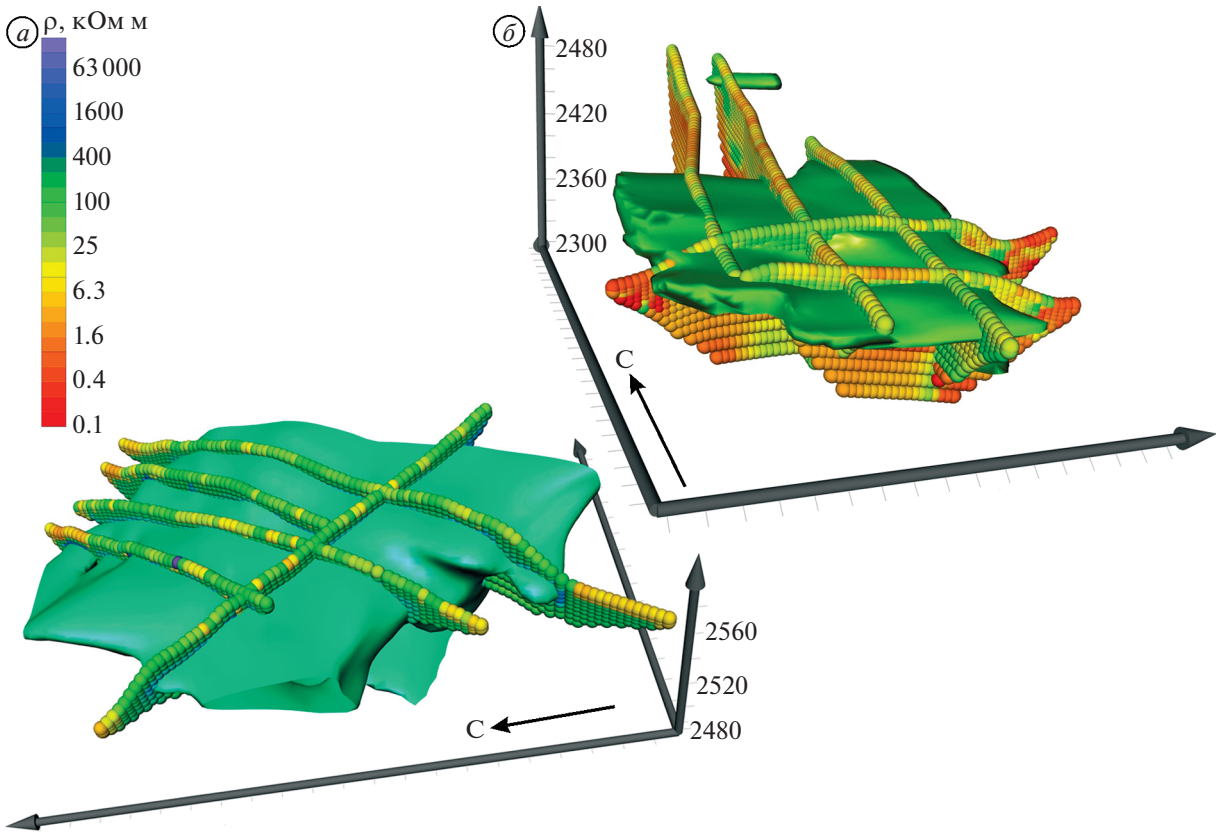

Рис. 4. Трёхмерная геоэлектрическая модель гляциально-мерзлотного каменного образования: на участке “Елангаш” (изоповерхность бирюзового цвета соответствует удельному электрическому сопротивлению 100 кОм · м) (*а*); на участке “Джело” (изоповерхность зелёного цвета соответствует удельному электрическому сопротивлению 14 кОм · м) (*б*).

Fig. 4. 3D geoelectrical model of glacial-permafrost rock formations: at the “Elangash” area (turquoise isosurface corresponds to electrical resistivity 100 kOhm · m) (*a*); at the “Dzhelo” area (green isosurface corresponds to electrical resistivity 14 kOhm · m) (*б*).

генерации ГМКО. Осевой профиль *H*1–*H*2 имеет протяжённость 235 м и проходит на высотах 2526–2582 м; поперечный профиль *G*1–*G*2 данного ГМКО пересекает осевой профиль на высоте 2532 м и также имеет протяжённость 235 м. Геоэлектрические разрезы по профилям нижнего потока на участке “Елангаш” показаны на рис. 3.

На осевом профиле *H*1–*H*2 кровля каменно-ледяного ядра в среднем залегает на глубине 3–3.5 м, на отдельных участках опускаясь до 5.5–6 м. При сопоставлении с ортофотопланом видно, что над областями с более глубоким залеганием каменно-ледяного ядра на поверхности ГМКО наблюдаются небольшие участки (не более 5–7 м в диаметре), заполненные мелкозёмом и покрытые травянистой растительностью. На поперечном профиле *G*1–*G*2 величины УЭС заметно ниже, чем на осевом профиле, но кровля каменно-ледяного ядра редко опускается глубже 2–3 м. УЭС в центральной части каменно-ледяного ядра превышает 400 кОм · м, что говорит о высокой доле льда в нём.

Площадная сьёмка на участке “Елангаш” проводилась на верхнем ГМКО по пяти профилям – осевому длиною 355 м (*B*1–*B*2) и четырём поперечным, протяжённостью от 235 до 475 м (*C*1–*C*2, *D*1–*D*2, *E*1–*E*2, *F*1–*F*2). Высокольдистое каменно-ледяное тело с УЭС более 100 кОм · м относительно равномерно заполняет весь объём ГМКО, залегая на глубине 3–5 м (рис. 4, *а*). Локальные понижения кровли каменно-ледяного ядра до глубины 9–12 м выявлены в правой части ГМКО; в рельефе они представлены локальными понижениями, заросшими кустарниковой растительностью. Мощность высокольдистого каменно-ледяного ядра колеблется от 9 до 32 м; в центральной части подошва каменно-ледяного ядра совпадает с подошвой ГМКО. Объём выделенного каменно-ледяного тела, которое представляет собой высокольдистую часть каменно-ледяного ядра ГМКО, составляет 0.0015 км^3.

На участке “Джело” три профиля проложены вдоль вектора движения ГМКО и два перпендикулярно (Dyakova et al., 2019).

В ходе обработки данных площадной сьёмки в программе Res3Dinv была построена объёмная геоэлектрическая модель, которая отражает распределение каменно-ледяного материала в теле ГМКО. При анализе трёхмерной модели ГМКО (см. рис. 4, *б*) хорошо заметно, что характер распределения УЭС отражает неоднородное распределение льдистости внутри каменно-ледяного ядра ГМКО. Контуры каменно-ледяного ядра обозначены на трёхмерной модели изоповерхностью УЭС 14 кОм · м. В выделенном объёме количество льда равно либо превышает количество каменного материала. Мощность высокольдистой части каменно-ледяного ядра составляет от 15 до 24 м в разных частях ГМКО. По форме и распределению каменно-ледяного материала в объёме ГМКО видно, что каменно-ледяное ядро разделено на две части, вдоль боковых фронтов ГМКО, а в центральной части наблюдается большая ниша протаивания. Объём выделенного тела составляет 0.001 км^3.

На рис. 5 показан срез трёхмерной геоэлектрической модели по глубине 10 м (карта УЭС), на котором хорошо видна аномалия повышенных сопротивлений со значением УЭС более 10 кОм · м, которая интерпретируется как каменно-ледяное ядро (рис. 6, *а*). Площадными исследованиями методом ЭТ так же было изучено ГМКО, расположенное в левом борту цирка, у подножия горы Сукор (абс. высота 2926 м). Поперёк структуры ГМКО проведены исследования по семи профилям. Шесть профилей имели протяжённость 475 м и один 355 м. Расстояние между профилями составляло 50 м. Ещё один профиль длиной 835 м располагался вдоль оси ГМКО.

По данным площадных исследований в результате трёхмерной инверсии в программе Res3Dinv была построена трёхмерная геоэлектрическая модель внутреннего строения ГМКО на участке “Сукор”. На рис. 6 показана трёхмерная геоэлектрическая модель участка исследований, на которой изоповерхностью (10 кОм · м) выделены каменно-ледяные ядра ГМКО. На модели отчётливо видны особенности строения льдистых ядер каменного глетчера. На верхних по гипсометрическому уровню профилях в средней части модели выделяется центральное льдистое ядро. По периферии модели лентообразное льдистое тело формирует отчётливо выраженный в рельефе напорный вал.

На трёхмерной модели наблюдается чередование мёрзлых и талых зон. Можно предположить, что чередование “мёрзлое—талое—мёрзлое” связано с периодичностью эпох похолодания и потепления (термохроны и криохроны). В период потепления ледники деградируют, а ГМКО имеют тенденцию к развитию (Галанин, 2008). В период потепления генерации ГМКО начинали таять, увеличивалась пластичность отложений. Вероятно, именно благодаря чередованию талых, пластичных зон с мёрзлыми данный каменный глетчер способен к самостоятельному движению.

На основе полученной трёхмерной модели построены карты распределения УЭС для разных глубин (см. рис. 6). На карте распределения УЭС на глубине 5 м отображаются особенности строения ГМКО на подошве деятельного слоя. Аномалиям пониженного УЭС у основания ГМКО в долине Чуи соответствуют места разгрузки подземных вод. Аномалии высокого УЭС соответствуют каменно-ледяному ядру. Такая вытянутая аномалия прослеживается в северо-западной части ГМКО вдоль пологого фронтального уступа, покрытого лесной растительностью, что создаёт благоприятные условия для сохранения мерзлоты. Выше по гипсометрическому уровню отмечается ещё одна аномалия высокого УЭС, связанная с каменно-ледяным ядром (Лапковская и др., 2016).

Отчётливее льдистые породы проявляются в поле УЭС на срезах по глубинам 9 и 20 м. На карте УЭС по глубине 20 м выделяется центральное льдистое ядро каменного глетчера, а также льдистые породы по периферии структуры. Нижний уступ ГМКО слабо выражен в рельефе и по его крутизне невозможно судить о наличии ледяного ядра внутри. Однако данные электроразведки уверенно выделяют породы высокого УЭС на глубине, которые мы связываем с каменно-ледяным ядром. Сохранению льда в уступах данного ГМКО, сползших в долину Чуи, способствовала затенённость участка, расположенного на склоне северо-восточной экспозиции.

Таким образом, в результате площадных исследований методом ЭТ установлены особенности внутреннего строения ГМКО. Выделено центральное льдистое ядро, расположенное в верхней (по гипсометрическому уровню) части, а также остаточное льдистое ядро в прифронтальной части древней генерации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Точность исследований внутреннего строения ГМКО методом электротомографии весьма относительна. С одной стороны, при анализе разрезов, полученных по результатам 2D инверсии, мощность слоя с высоким УЭС обычно сильно завышена. Поэтому геоэлектрические разрезы предоставляют лишь информацию о наличии или отсутствии льда в том или ином объекте, а также о глубине залегания его кровли. Получить же информацию о глубине залегания подошвы каменно-ледяного ядра ГМКО, а, следовательно, и определить его мощность, на высокольдистых объектах по данным ЭТ чаще всего не представ-

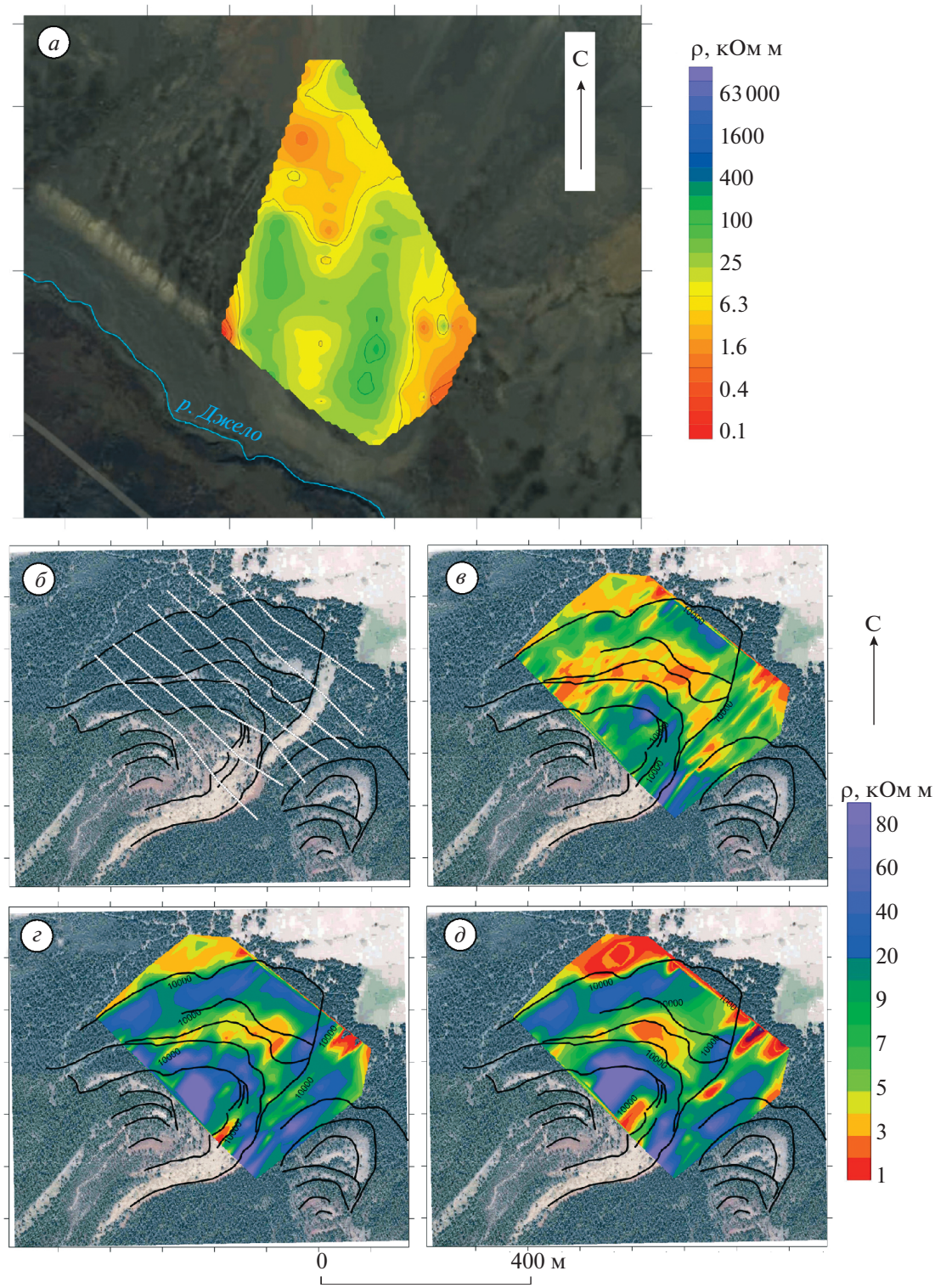

Рис. 5. Карты распределения удельного электрического сопротивления для различных глубин: на участке “Джело” – на глубине 10 м (*а*); на участке “Сукорский” – космическое изображение поверхности ГМКО на участке “Сукорский”. Чёрными линиями показаны границы отдельных валов на поверхности потока; белыми точками – опорные профили электрозондирования (*б*); на глубине 5 м (*в*); на глубине 9 м (*г*); на глубине 20 м (*д*).

Fig. 5. Electrical resistivity distribution maps for various depths at the “Dzhelo” area – at a depth of 10 m (*a*); at the “Sukorsky” area – satellite image of the GMKO surface at the “Sukorsky” area. The black lines show the boundaries of individual swell on the rock glacier surface (*б*); at the depth of 5 m (*в*); at the depth of 9 m (*г*); at the depth of 20 m (*д*).

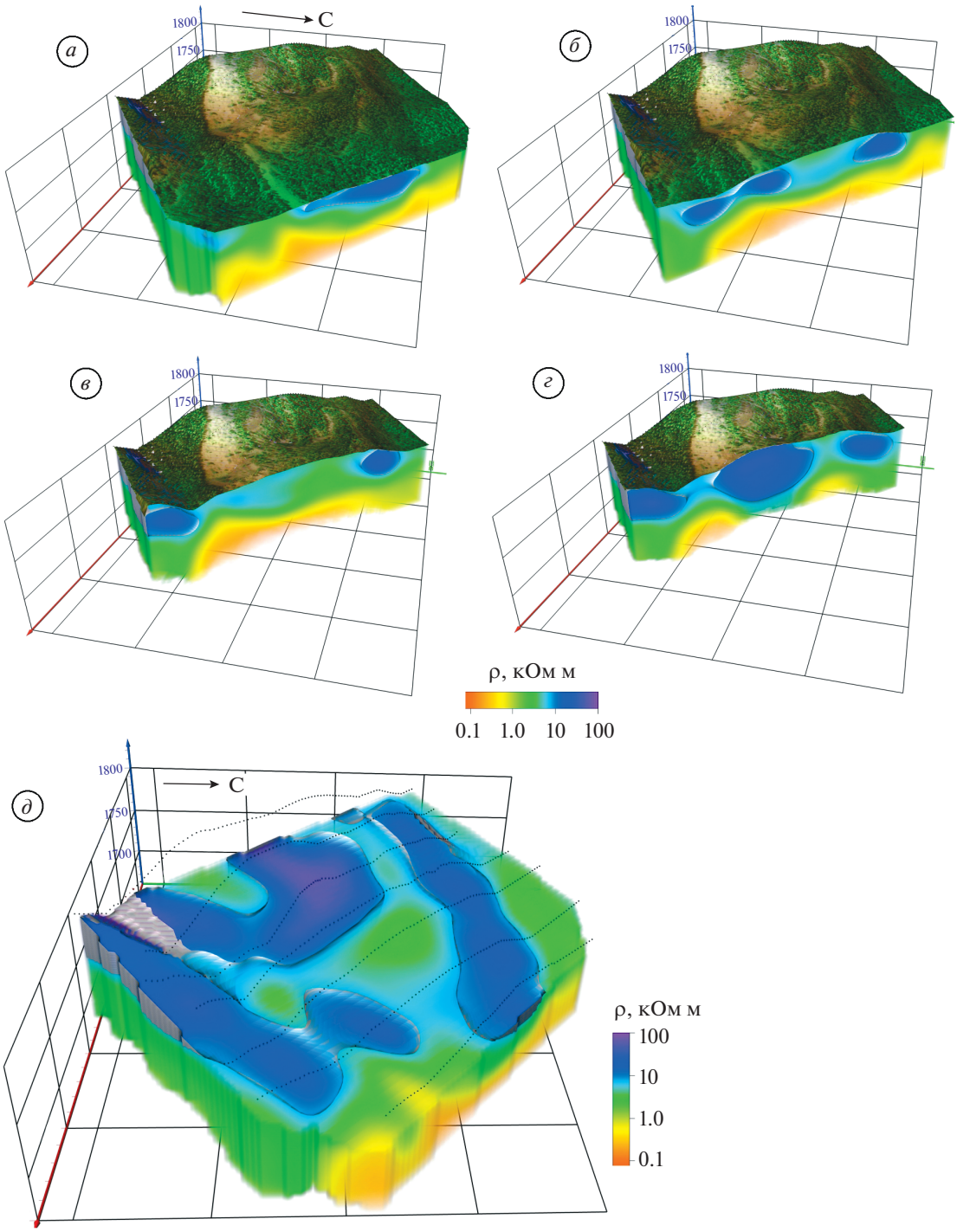

Рис. 6. Трёхмерная геоэлектрическая модель гляциально-мерзлотного каменного образования на участке “Сукорский” (изоповерхность синего цвета соответствует удельному электрическому сопротивлению 10 кОм · м): вертикальный срез трёхмерной модели в нижней части гляциально-мерзлотного каменного образования (*а*); вертикальные срезы трёхмерной модели в средней части гляциально-мерзлотного каменного образования (*б*, *в*); вертикальный срез трёхмерной модели в верхней части гляциально-мерзлотного каменного образования (*г*); объёмная модель каменно-ледяного ядра гляциально-мерзлотного каменного образования (выделена изоповерхностью синего цвета) на подстилающих отложениях. Чёрными точками показаны линии профилей электрозондирования (*д*).

Fig. 6. 3D geoelectrical model of glacial-permafrost rock formation at the “Sukorsky” area (blue isosurface corresponds to electrical resistivity 10 kOhm · m): vertical section of the 3D model in the lower part of the glacial-permafrost rock formation (*а*); vertical section of the 3D model in the middle part of the glacial-permafrost rock formation (*б*, *в*); vertical section of the 3D model in the upper part of the glacial-permafrost rock formation (*г*); 3D model of the rock-ice core of the glacial- permafrost rock formation (highlighted by the blue isosurface) on the underlying deposits. Black dots show the lines of the electrical sounding profile (*д*).

Таблица. 1. Характеристика профилей электротомографии

Ключевой участок	Экспозиция	Название профиля	Длина, м	Высотное положение профиля, м
“Аккол”	С	*A*1–*A*2	235	2714–2771
“Елангаш”	СЗ	*B*1–*B*2	355	2548–2594
		*C*1–*C*2	235	2545–2575
		*D*1–*D*2	355	2547–2576
		*E*1–*E*2	235	2550–2584
		*F*1–*F*2	475	2551–2587
		*G*1–*G*2	235	2528–2536
		*H*1–*H*2	235	2526–2582
“Джело”	Ю	*J*1–*J*2	405	2380–2484
		*K*1–*K*2	475	2371–2478
		*L*1–*L*2	355	2365–2423
		*M*1–*M*2	355	2363–2401
		*N*1–*N*2	235	2363–2388
“Сукор”	СВ	*O*1–*O*2	355	1727–1744
		*P*1–*P*2	475	1728–1755
		*R*1–*R*2	475	1736–1763
		*S*1–*S*2	475	1747–1772
		*T*1–*T*2	475	1753–1783
		*U*1–*U*2	475	1760–1807
		*V*1–*V*2	475	1765–1814
		*X*1–*X*2	835	1721–1878

ляется возможным. Для решения этой задачи необходимо комплексировать ЭТ с георадиолокацией или сейсморазведкой. С другой стороны, площадные измерения с последующей 3D-инверсией дают возможность учесть боковое влияние мёрзлых или талых зон, находящихся в стороне от профилей и получить целостное представление о распределении льда внутри ГМКО. При этом точность построения границ каменно-ледяных ядер в плане существенно возрастает по сравнению с результатами 2D-инверсии. Трёхмерное моделирование позволяет соотнести поверхностный рельеф ГМКО с его внутренним геоэлектрическим строением и оценить приблизительный объём каменно-ледяного ядра по контурам высокоомного объекта.

Полученные данные об УЭС каменно-ледяных ядер ГМКО в целом хорошо соотносятся с данными исследований, проведённых на Тянь-Шане, на каменном глетчере Городецкого (Галанин и др., 2017).

ВЫВОДЫ

По данным геофизических исследований установлены особенности внутреннего строения ГМКО на объектах в долинах рек Джело, Елангаш, Чуя и Аккол. Для каждого ГМКО определены глубина залегания каменно-ледяных ядер и их УЭС; на большинстве объектов определена также мощность каменно-ледяных ядер. В результате анализа геоэлектрических моделей было зафиксировано, что УЭС каменно-ледяных ядер изменяется от первых десятков до нескольких сотен кОм · м, что совпадает с данными аналогичных исследований в России и за рубежом. Значительный разброс значений УЭС объясняется различной степенью льдистости каменно-ледяных ядер ГМКО и их неодинаковой температурой. В ходе

сопоставления данных электрозондирования с данными аэрофотосъёмки также выявлена зависимость морфологического строения поверхности ГМКО от их внутреннего строения. Так, замкнутые понижения на поверхности ГМКО соответствуют участкам с более глубоким залеганием кровли каменно-ледяного ядра (от 9 до 12 м), а выпуклые участки соответствуют областям с неглубоким расположением ледяного материала – от 2–3 до 5–6 м.

Над каменно-ледяными ядрами выделен обломочный чехол ГМКО мощностью 5–7 м, отличающийся пониженными значениями УЭС (1–9 кОм · м, в зависимости от петрографического состава слагающих его пород). Средняя мощность каменно-ледяного ядра активных ГМКО по данным геофизических исследований варьирует от 8–10 м (на неактивных присклоновых ГМКО) до 18–25 м (на активных присклоновых и приледниковых ГМКО) и зависит от абсолютной высоты расположения, экспозиционной приуроченности образований. ГМКО, расположенные на склонах северных и северо-западных экспозиций и на более высоких гипсометрических уровнях, имеют больший объём каменно-ледяного ядра (до 32 м), оно залегает ближе к поверхности, а высокие значения УЭС каменно-ледяных ядер данных образований говорят о преобладании в них льда над каменным материалом.

В результате обработки данных площадных измерений построены трёхмерные геоэлектрические модели, отражающие неоднородный характер распределения УЭС, и соответственно распределение льдистости внутри каменно-ледяных ядер ГМКО. Обобщённый анализ полученных данных позволил приблизиться к оценке водозапасов исследованных ГМКО. Так, к примеру, потенциальный объём каменно-ледяного ядра у активного присклонового ГМКО в долине р. Джело (площадью 0.083 км^2) составляет 942 тыс. м^3 (75% от его объёма), и примерно половина – это лёд, что эквивалентно 0.0004 км^3 воды. Потенциальный объём каменно-ледяного ядра у неактивного присклонового ГМКО (площадью 0.38 км^2) на ключевом участке “Сукорский” составляет 0.005 км^3 (33% от его объёма), и примерно треть – это лёд, что эквивалентно 0.0015 км^3 воды.

Используемый при исследованиях метод электрозондирования решил поставленные задачи, однако для лучшего понимания внутренней структуры подобных сложных трёхмерных объектов необходимы дополнительные исследования по изотопному составу льда, слагающего ГМКО, а также более детальные исследования методами георадиолокационного зондирования и электротомографии. В зарубежной практике данные геофизических исследований ГМКО иногда опираются на данные бурения (Hauck et al., 2011; Jones et al., 2019; Noetzli et al., 2021), что было бы очень полезно для корректной интерпретации геофизических данных, в особенности, оценки объёмов заключённого в них льда.

Благодарности. Авторы благодарят ИВЭП СО РАН и ИНГГ СО РАН за предоставленное оборудование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00463 “Исследование внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая на основе геофизических методов”) и в рамках реализации Программы поддержки научно-педагогических работников Алтайского государственного университета – проект “Разработка модели объёмного содержания льда гляциально-мерзлотных каменных образований (ГМКО) Алтая”.

Acknowledgments. The authors thank IWEP SB RAS for the equipment provided. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-35-00463 Research of the internal structure of glacial-permafrost rock formations of Altai on the basis of geophysical methods and with the assistance of the Program for Supporting Scientific and Pedagogical Workers of the Altai State University – the project “Development of a model for the volumetric content of ice in glacial-permafrost rock formations (GPRF) of Altai”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балков Е.В., Панин Г.Л., Манштейн Ю.А., Манштейн А.К., Белобородов В.А. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2012. № 6. С. 54–63.

Галанин А.А. Каменные глетчеры – особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии // Вестник ДВО РАН. 2005. № 5. С. 59–70.

Галанин А.А. Каменные глетчеры: история изучения и современные представления // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 3. С. 15–33.

Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И., Северский Э.В., Галанина А.А. Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 4. С. 58–74. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74)

Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России // Криосфера Земли. 2006. № 1. С. 22–28.

Дьякова Г.С., Гореявчева А.А., Останин О.В., Оленченко В.В., Бирюков Р.Ю. Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая // Лёд и Снег. 2020. № 60. С. 109–120. https://doi.org/10.31857/S2076673420010027

Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 69–76. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-69-76

Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуи (Горный Алтай). Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2014. 152 с.

Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2013. № 3. Т. 2. С. 167–170. https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35

Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 6: Бассейн р. Чуи. Л., Гидрометеоиздат, 1978. 52 с.

Лапковская А.А., Оленченко В.В., Дьякова Г.С. Геоэлектрическое строение каменного глетчера Сукорского оползне-обвала (Горный Алтай) // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2016. С. 53–57.

Лапковская А.А., Оленченко В.В., Потапов В.В., Шеин А.Н., Горностаева Е.С., Губин Д.И. Строение каменного глетчера Сукорского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. междун. конф. 2017. С. 195–198.

Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2007. Вып. 3. С. 91–99.

Останин О.В., Дьякова Г.С., Алябьев Д.Ю., Ковалев М.В. Опыт использования беспилотных летательных аппаратов для изучения гляциально-мерзлотных каменных образований в долине р. Джело (Центральный Алтай) // География и природопользование Сибири. 2019. Вып. 26. С. 141–148.

Останин О.В., Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2013. № 3. С. 167–170. https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35

Тараканов А.Г. О питании каменных глетчеров Тянь-Шаня // Материалы гляциологических исследований. Вып. 67. М., 1989. С. 175–183.

Bernhard L., Sutter F., Haeberli W., Keller F. Processes of snow/ permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtel/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. 7th Intern. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998). Collection Nordicana 57. 1998. P. 35–41.

Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°n, French Alps) // Geogr. Fis. Dinam. Quat. 2013. P. 27–38.

Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Potapov V.V., Shein A.N., Lobachev D.S., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Bobkova D.G. Internal structure of rock glaciers in Altai (The case of talus rock glacier in Dzhelo River Valley) // Ukrainian Journ. of Ecology. 2019. V. 9. № 4. P. 729–731.

Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Biryukov R.Yu. Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020. V. 60. № 1. P. 109–120 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420010027

Haeberli W., Hoelzle M., Kaab A., Keller F., Vonder M.D., Wagner S. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps; answered questions and new perspectives. 7th International Conference on Permafrost (Yellowknife, NORSK GEOGRAFISK TIDSSKRIFT 59 (2005) Composition and internal structures of a rock glacier in Svalbard 147 23–27 June 1998), Collection Nordicana 57. 1998. P. 403–410.

Haeberli W., Kaab A., Wagner S., Vonder Muhll D., Geissler P., Haas J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. Pollen analysis and C14-age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtel/Corvatsch, Swiss Alps: Geomporphological and glaciological implications. Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. P. 1–8.

Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets // The Cryosphere. 2011. № 5. P. 453–468.

Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys // Austrian Journ. of Earth Sciences. 2012. V. 105/2. P. 12–31.

Jones D.B., Harrison S., Anderson K., Whalley W.B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review // Earth-Science Reviews. 2019. V. 193. P. 66–90.

Kaab A., Gudmundsson G.H., Hoelzle M. Surface deformation of creeping mountain permafrost; photogrammetric investigations on Murtel rock glacier, Swiss Alps. 7th Intern. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998), Collection Nordicana 57. 1998. P. 531–537.

Kneisel C., Bast A., Schwindt D. Quasi-3-D resistivity imaging – mapping of heterogeneous frozen ground conditions using electrical resistivity tomography. The Cryosphere. Discussion. 2009. № 3. P. 895–918. https://doi.org/10.5194/tcd-3-895-2009

Krainer K., Ribis M. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria) // Austrian Journ. of Earth Sciences. 2012. V. 105 (2). P. 32–47.

Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22. № 2. P. 107–119.

Maurer H., Hauck C. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 180. P. 110–120.

Noetzli J., Arenson L.U., Bast A., Beutel J., Delaloye R., Farinotti D., Gruber S., Gubler H., Haeberli W., Hasler Andreas., Hauck C., Hiller M., Hoelzle M., Lambiel C., Pellet C., Springman S.M., Muehll D.V., Phillips M. Best Practice for Measuring Permafrost Temperature in Boreholes Based on the Experience in the Swiss Alps. Frontiers in Earth Science. 2021 // Электронный ресурс. https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.607875/full (Дата обращения: 07.03.2023).

Citation: Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Shein A.N., Potapov V.V., Burym R.D., Ostanin O.V., Olenchenko V.V. Geoelectrical models of glacial-permafrost rock formations of the Central Altai. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (4): 583–596 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423040063

Geoelectrical Models of Glacial-Permafrost Rock Formations of the Central Altai

G. S. Dyakova[a], A. A. Goreyavcheva[b,#], A. N. Shein[c], V. V. Potapov[c], R. D. Burym[a], O. V. Ostanin [a], and V. V. Olenchenko[c]

[a]*Altai State University, Barnaul, Russia*
[b]*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*
[c]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia*
[d]*Scientific Center for the Study of the Arctic, Salekhard, Russia*
[#]*e-mail: galinabarnaul@mail.ru*

Received December 27,, 2022; revised August 10, 2023; accepted October 2, 2023

Geophysical observations of the structure of glacial-permafrost rock formations (hereinafter referred to as GPRF), common in the Central Altai in the valleys of the Chuya, Dzhelo, Elangash and Akkol rivers, were carried out by way of electrical resistivity tomography using the multi-electrode electro-prospecting station "Skala-48". The main objective of the research was to identify the features of the internal structure of GPRF basing on the data of electrical sounding and aerial photography. The application of the geophysical method made it possible to localize rock-ice cores within the GPRF. Analysis of the geoelectrical cross-sections allowed finding that the rock-ice cores were characterized by high values of specific electrical resistance (SER) – from 10 to 100 kOhm · m and more. The depths of occurrence of rock-ice material on the geoelectrical sections varied from 2 to 10 m, on the average. Using the data of the aerial photography carried out above the studied areas, three-dimensional geoelectric models and maps of the distribution of SER were built for different depths. When analyzing the three-dimensional model of the GPRF, it is clearly noticeable that the features of the nature of the SER distribution reflects the inhomogeneous distribution of ice within the rock-ice core of the GPRF. As a result of our studies performed by the method of electrical tomography and interpretation of a three-dimensional geoelectric model, it was estimated that thicknesses of the rock-ice material varied from 7 to 32 m, thawing niches were revealed and localized, and the potential volume of the rock-ice core was determined. Thus, the above mentioned geophysical and geomorphological studies in that the features of the internal structure of GPRF in key areas have been established. For each GPRF, the thicknesses, resistivity, and depth of occurrence of rock-ice cores were determined, and the dependence of the morphological structure of the GPRF surface on internal structure of them was analyzed. A preliminary assessment of water reserves in individual GPRF had also been made.

Keywords: Altai, glacial-permafrost rock formations, electrical resistivity tomography, permafrost, rock glacier, geoelectrical model

REFERENCES

Balkov E.V., Panin G.L., Manshtejn Yu.A., Manshtejn A.K., Beloborodov V.A. Electrotomography: equipment, technique and application experience. *Geofizika*. Geophysics. 2012, 6: 54–63 [In Russian].

Galanin A.A. Rock glaciers as a specific type of the modern mountain glaciation in the North-East Asia. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2005, 5: 59–70 [In Russian].

Galanin A.A. Rock glaciers: history of study and modern concepts. *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo centra Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the North-Eastern Scientific Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2008, 3: 15–33 [In Russian].

Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I., Severskiy E.V., Galanina A.A. Highly dynamic rock glaciers of Tien Shan. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2017, XXI (4): 58–74 [In Russian]. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74)

Gorbunov A.P. Rock glaciers of the Asian Russia. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2006, 1: 22–28 [In Russian].

Dyakova G.S., Olenchenko V.V., Ostanin O.V. Application of electrical tomography to study the internal structure of rock glaciers in Altai. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 69–76 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-69-76

Dyakova G.S., Ostanin O.V. Glyacial'no-merzlotnye kamennye obrazovaniya bassejna r. Chui (Gornyj Altaj): monografiya. Glacial-permafrost rock formations of the of

the Chuya river basin (Altai Mountains): monograph. Barnaul: ASU, 2014: 152 p. [In Russian].

Dyakova G.S., Ostanin O.V. Glacial-permafrost stone formations of Central Altai. *Izvestiya Altajskogo gosudarstvennogo universiteta*. News of the Altai State University. 2013, 3 (2): 167–170 [In Russian]. https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35

Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 15. Is. 1. Pt. 6: Chuya river basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 52 p. [In Russian].

Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Dyakova G.S. The geoelectrical structure of rock glacier Sukorsky landslide (Altai Mountains). *Interekspo Geo-Sibir'*. Interexpo Geo-Siberia. 2016: 53–57 [In Russian].

Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Potapov V.V., Shein A.N., Gornostaeva E.S., Gubin D.I. The structure of rock glacier of the Sukorsky landslide (Altai Mountains) according to the data of electrotomography. *Arktika, Subarktika: mozaichnost', kontrastnost', variativnost' kriosfery: Trudy Mezhdunarodnoj konferencii.* Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere: Proceedings of the International Conference. 2017: 195–198 [In Russian].

Mihajlov N.N., Ostanin O.V., Fukui K. Glacial-permafrost rock formations of Altai and their changes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta, ser. 7.* Bulletin of St. Petersburg University, ser. 7. 2007, 3: 91–99 [In Russian].

Ostanin O.V., Dyakova G.S., Alyab'ev D.Yu., Kovalev M.V. The experience of using a UAV for the study of glacial-permafrost rock formations in the valley of the Dzhelo (Central Altai). *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri.* Geography and nature management of Siberia. 2019, 26: 141–148 [In Russian].

Ostanin O.V., Dyakova G.S. Glacial-permafrost stone formations of Central Altai. *Izvestiya Altajskogo gosudarstvennogo universiteta.* News of the Altai State University. 2013, 3: 167–170 [In Russian]. https://doi.org/10.14258/izvasu(2013)3.2-35

Tarakanov A.G. On the nourishment of rock glaciers of Tian Shan. *Materialy glyaciologicheskih issledovanij.* Data of Glaciological Studies, issue 67. M., 1989: 175–183 [In Russian].

Bernhard L., Sutter F., Haeberli W., Keller F. Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtel/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. 7th Inter. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998), Collection Nordicana 57. 1998: 35–41.

Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°n, French Alps). Geogr. Fis. Dinam. Quat. 2013: 27–38.

Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Potapov V.V., Shein A.N., Lobachev D.S., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Bobkova D.G. Internal structure of rock glaciers in Altai (The case of talus rock glacier in Dzhelo River Valley). Ukrainian Journ. of Ecology. 2019, 9 (4): 729–731.

Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A, Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Biryukov R.Yu. Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (1): 109–120 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420010027

Haeberli W., Hoelzle M., Kaab A., Keller F., Vonder M.D., Wagner S. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps; answered questions and new perspectives. 7th International Conference on Permafrost (Yellowknife, NORSK GEOGRAFISK TIDSSKRIFT 59 (2005) Composition and internal structures of a rock glacier in Svalbard 147 23–27 June 1998). Collection Nordicana 57. 1998: 403–410.

Haeberli W., Kaab A., Wagner S., Vonder Muhll D., Geissler P., Haas J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. Pollen analysis and C14-age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtel/Corvatsch, Swiss Alps: Geomporphological and Glaciological Implications. Journ. of Glaciology. 1999, 45: 1–8.

Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. The Cryosphere. 2011, 5: 453–468.

Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. Austrian Journ. of Earth Sciences. 2012, 105 (2): 12–31.

Jones D.B., Harrison S., Anderson K., Whalley W.B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review. Earth-Science Reviews. 2019, 193: 66–90.

Kaab A., Gudmundsson G.H., Hoelzle M. Surface deformation of creeping mountain permafrost; photogrammetric investigations on Murtel rock glacier, Swiss Alps. 7th Intern. Conf. on Permafrost (Yellowknife, 23–27 June 1998). Collection Nordicana 57. 1998: 531–537.

Kneisel C., Bast A., Schwindt D. Quasi-3-D resistivity imaging – mapping of heterogeneous frozen ground conditions using electrical resistivity tomography. The Cryosphere. Discussion. 2009, 3: 895–918. https://doi.org/10.5194/tcd-3-895-2009

Krainer K., Ribis M. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). Austrian Journ. of Earth Sciences. 2012, 105 (2): 32–47.

Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA. Permafrost and Periglacial Processes. 2011, 22 (2): 107–119.

Maurer H., Hauck C. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (180): 110–120.

Noetzli J., Arenson L.U., Bast A., Beutel J., Delaloye R., Farinotti D., Gruber S., Gubler H., Haeberli W., Hasler Andreas., Hauck C., Hiller M., Hoelzle M., Lambiel C., Pellet C., Springman S.M., Muehll D.V., Phillips M. Best Practice for Measuring Permafrost Temperature in Boreholes Based on the Experience in the Swiss Alps. Frontiers in Earth Science. 2021. Retrieved from: https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.607875/full (Last access: 07 March 2023).