

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.3

Толщина, объём льда и подлёдный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ)

© 2014 г. И.И. Лаврентьев¹, С.С. Кутузов¹, Д.А. Петраков², Г.А. Попов², В.В. Поповнин²¹Институт географии РАН, Москва; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
ilavrentiev@gmail.com

Ice thickness, volume and subglacial relief of Djankuat Glacier (Central Caucasus)

I.I. Lavrentiev¹, S.S. Kutuzov¹, D.A. Petrakov², G.A. Popov², V.V. Popovnin²¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Moscow State University

Статья принята к печати 13 июня 2014 г.

*Кавказ, ледник Джанкуат, объём ледника, радиозондирование, толщина льда.
Caucasus, Djankuat Glacier, glacier volume, ice thickness, radar sounding.*

Анализируются результаты радиолокационных измерений и моделирования толщины льда опорного для Центрального Кавказа ледника Джанкуат. Несмотря на всестороннюю изученность, площадная инструментальная съёмка толщины льда на этом леднике до сих пор не проводилась. В 2012–2013 гг. на леднике Джанкуат при помощи моноимпульсного радиолокатора ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц пройдено более 20 км профилей, перекрывающих основную часть ледника. Стандартная ошибка измерений составила 2,5% измеряемой величины. Впервые были построены детальные карты толщины льда и подлёдного рельефа ледника, основанные на фактических данных. Максимальная измеренная толщина ледника составляет 105 м при средней толщине 31 м. Объём ледника Джанкуат без учёта Джантуганского плато, согласно данным инструментальных измерений, составил $0,077 \pm 0,002$ км³. Карты толщины льда, построенные на основе радиолокационных измерений, дополнены результатами моделирования толщины льда с помощью модели GlabTop. Показано, что модель достоверно воспроизводит распределение толщины льда. Предложен и реализован подход, позволяющий корректировать параметры модели по данным прямых измерений.

Results of measurements and modeling of the Djankuat Glacier ice-thickness (Central Caucasus) are presented and discussed. In 2012–2013, more than 20 km of radio-echo sounding profiles covering the main area of the glacier were obtained using monopulse radar VIRL-6 with its central frequency of 20 MHz. The first detailed maps of the ice-thickness and the bedrock topography were constructed these data. According to the measurements the maximum and average values of the ice thickness are 105 m and 31 m, respectively.

Введение

Ледник Джанкуат на Центральном Кавказе — объект комплексного гляциологического мониторинга. Наблюдения за этим долинным ледником начаты в 1965 г. в рамках Международного гидрологического десятилетия (МГД) сотрудниками МГУ имени М.В. Ломоносова. Основная цель этих работ — совместные измерения балансов льда, жидкой воды и тепла. Выбор ледника Джанкуат обусловлен сходством его морфометрических характеристик со среднестатистическим ледником Кавказа [20]. С 1968 г. наблюдения ведутся непрерывно. Исследования позволили разработать [12] и усовершенствовать методики наблюдений и расчёта баланса массы, воды и тепла, установить тенденции эволюции ледника и прогнозировать его изменения в будущем. Получены и другие интересные результаты [20]. В 1960–70-х годах ледник Джанкуат был одним из полигонов

по апробации геофизических методов исследований [12]. По продолжительности прямых инструментальных наблюдений и детальности полученных данных этот ледник можно считать наиболее изученным в России.

Единственным «белым пятном» в исследовании ледника Джанкуат до настоящего времени было отсутствие площадных инструментальных данных о толщине льда, необходимых для точного расчёта объёма ледника. Толщина льда — один из основных параметров ледника, остающийся почти всегда неизвестным. Хотя именно данные о толщине льда необходимы для расчёта объёма и массы ледника, запасов воды в нём, а также для корректного прогноза изменений геометрии ледника. К настоящему времени прямые измерения толщины льда выполнены только на 0,1% [29] из примерно 198 тыс. горных ледников [37]. Большинство измерений сделано вдоль отдельных про-

филей или в отдельных точках. Данные площадных радиолокационных съёмок, необходимые для определения объёма, доступны для существенно меньшего числа ледников.

В 1950–60-е годы основным и наиболее точным способом получения данных о толщине и объёме ледников были методы отражённых и преломлённых волн [15]. Позднее появился радиолокационный метод, обеспечивающий высокую (2–3%) точность измерения толщины льда в пеших маршрутах или с наземного и воздушного транспорта. Первые работы по радиолокационному измерению толщины льда на Кавказе проведены в конце 1960-х — начале 1970-х годов на ледниках Марух и Джанкуат. Аппаратура была тяжёлой, измерения можно было выполнять только в отдельных точках, отсутствовала надёжная их привязка, да и точность самих измерений была невысока [12, 13]. Это приводило к тому, что выполнить площадную наземную радиолокационную съёмку горного ледника было практически невозможно.

Всё изменилось с разработкой нового поколения радаров, позволяющих вести измерения в сложных условиях высокогорья, на участках, ранее считавшихся недоступными. Один из таких радаров — моноимпульсный локатор ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц, с системой цифровой регистрации радарных и навигационных данных и с длиной антенны 12 м [18]. Комплект оборудования вместе с источниками питания весит около 10 кг и легко монтируется на двух рюкзаках. Измерения проводятся в пеших маршрутах вдоль и поперёк ледника с таким расчётом, чтобы максимально покрыть измерениями всю его площадь. В последние годы с помощью радара ВИРЛ-6 измерены толщины нескольких ледников на Кавказе, в частности ледника Марух [10] и Западного ледникового плато в привершинной области Эльбруса [11]. Полученные инструментальные данные использованы для построения карт толщины льда, подлёдного рельефа и расчётов объёма льда.

На леднике Джанкуат построение карт толщины льда и расчёт его объёма проводились неоднократно. Явный недостаток полученных материалов — малый объём (или отсутствие) инструментальных данных. Так, первая схема распределения мощностей льда составлена по результатам точечных геофизических исследований и бурения, выполненных главным образом на языке ледника [12]. Этих данных было, безусловно, недостаточно для построения реальной карты ложа и толщины всего ледника, а также надёжной оценки объёма

льда. В начале 2000-х годов опубликована карта расчётной толщины ледника Джанкуат по состоянию на 1996 г., полностью построенная с применением косвенной модифицированной методики Дж. Ная [8]. Позднее была составлена карта расчётной толщины ледника на основе карты К.Ф. Войтковского и топографической карты ледника на 2006 г. [19]. В обеих работах приводятся также карты рельефа подлёдного ложа. Полученные без данных инструментальных измерений карты наглядно отображают закономерности распределения толщины льда, однако оценки толщины и объёма льда, как будет показано далее, изрядно завышены.

В настоящей статье приводятся данные о толщине, объёме льда и подлёдном рельефе опорного для Кавказа ледника Джанкуат, полученные в результате наземной радиолокационной съёмки 2012–2013 гг., а также с помощью моделирования толщины льда.

Исследования 1960–70-х годов

В конце 1960-х — начале 1970-х годов для изучения внутреннего строения и толщины ледника Джанкуат и ледниковых отложений был применён комплекс геофизических методов, в состав которого входили гравиметрические и сейсмометрические исследования, вертикальное индукционное и электроразведочное, термoeлектробурение, а также радиолокационное зондирование. Рассмотрим те из них, по результатам которых была построена первая карта толщины льда.

Гравиметрические исследования толщины льда проведены в 100 точках по шести поперечным профилям и одному продольному с помощью гравиметров ГАК-7 в 1968 г. [9]. На рис. 1 показаны три профиля на языке ледника, результаты измерений вдоль которых дали самые надёжные результаты. Измеренная толщина ледника Джанкуат вдоль этих профилей оказалась равной соответственно 40–50, 80–100 и 30–50 м, что в целом, с учётом среднеквадратической ошибки определения мощности льда вдоль каждого из профилей $\pm 7 \div 8$ м, согласуется с данными термoeлектробурения в этой же части ледника.

Сейсмометрические измерения толщины льда проводились в 1970 г. по четырём профилям протяжённостью 62 м каждый в верхнем и нижнем цирках, у границы питания и на языке ледника [1, 2]. Для измерений применяли портативную одноканальную сейсмическую установку ОСУ-1 с индикацией волновой картины на экране электронно-лучевой трубки и фоторегистрацией. Из

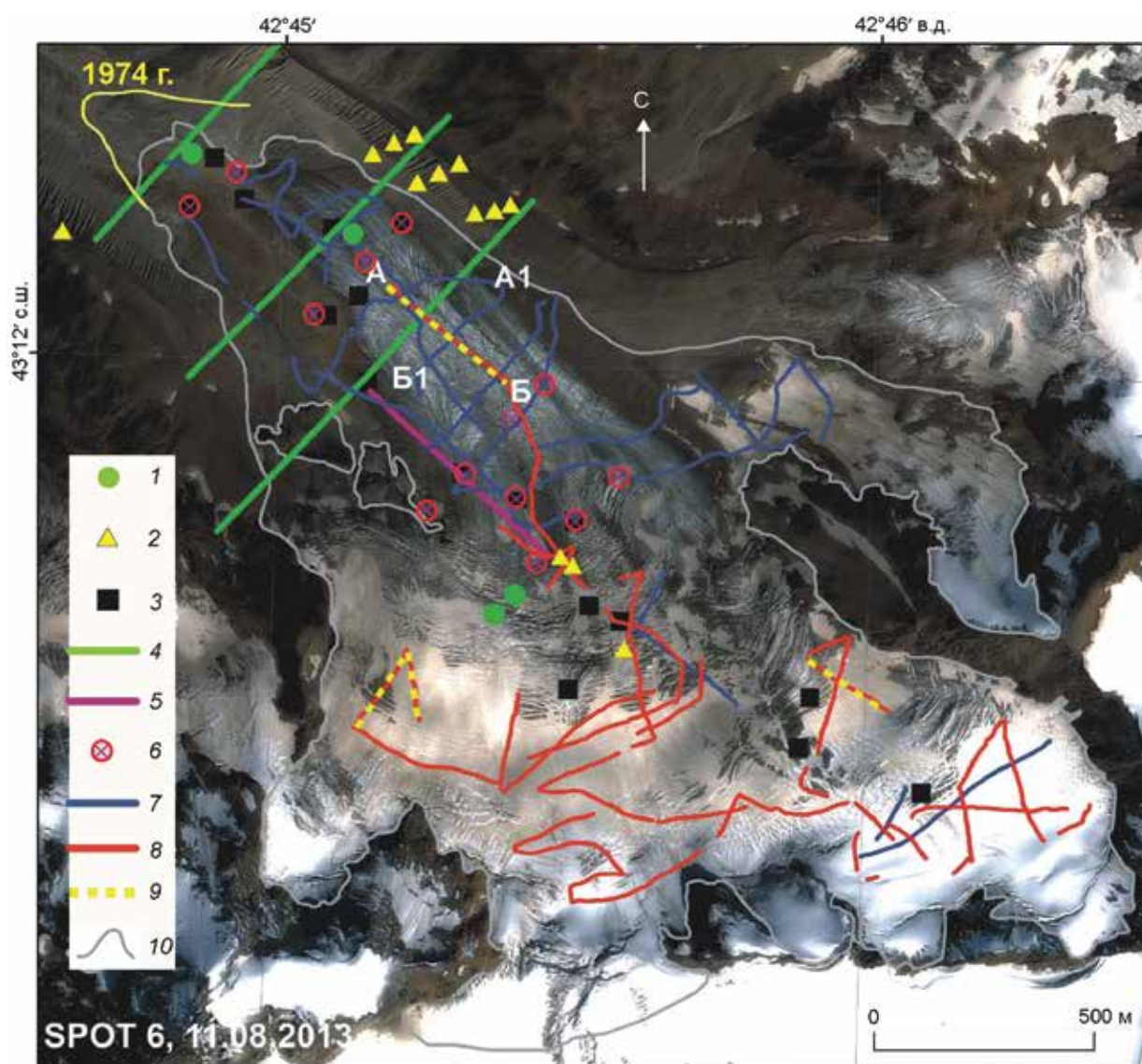


Рис. 1. Пункты и маршруты геофизических исследований на леднике Джанкуат в 1960–70-х годах* и 2012–2013 гг.: 1 – точки ВИЗ; 2 – точки ВЭЗ; 3 – точки термоэлектробурения; 4 – профили гравиметрических измерений; 5 – профили радиолокационных измерений 1974 г.; 6 – точки радиолокационных измерений 1974 г.; 7, 8 – профили современного радиозондирования (2012 и 2013 гг. соответственно); 9 – участки профилей с двойным отражением от ложа; 10 – контур ледника на 2013 г.

*Здесь и в источнике [12] отсутствуют профили сейсмозондирования в области аккумуляции; позиции 1–6 приведены по данным [12]

Fig. 1. Sites and routes of geophysical surveys at Djankuat Glacier in 1960–70th* and 2012–2013:

1 – VIS sites; 2 – VES sites; 3 – thermo drilling sites; 4 – ground base gravimetric profiles; 5 – 1974 RES profiles; 6 – 1974 RES sites; 7, 8 – 2012 and 2013 RES profiles; 9 – RES profiles with double reflection from bedrock; 10 – 2013 glacier boundary.

*There are no profiles of seismic survey in accumulation area shown here and in [12]; points 1–6 taken from [12]

всех профилей надёжные отражения с глубин 56 и 22 м были получены только в одной точке в верхней части языка.

Вертикальное индукционное зондирование позволяет исследовать в стационарном режиме структуру электромагнитных волн, длина которых соизмерима с геометрическими размерами установки и изучаемого разреза. Поскольку собственно лед-

ник характеризуется очень большим удельным электрическим сопротивлением (сотни мегаомметров), а подстилающие породы – малым (первые килоомметры), с помощью такого зондирования можно определить мощность первого слоя, т.е. ледника, удельное электрическое сопротивление основания, а соответственно, и тип подстилающих пород [3]. В 1968 г. вертикальное индукционное

зондирование было выполнено в нескольких точках на леднике (см. рис. 1), и измеренные на языке мощности льда (45–75 м) оказались максимально близкими к данным бурения в этой области.

В 1974 г. под руководством Л.А. Суханова проведено **радиолокационное зондирование** в точках вдоль нескольких профилей, расположенных в нижней части ледника (см. рис. 1). Для этого на базе радиовысотомера РВ-10, работающего в подходящем для измерений на леднике частотном диапазоне 20–500 МГц, была разработана и изготовлена радиолокационная установка «РИМ» (радиолокационный измеритель мощности) [21], позволяющая вести автоматическую запись большого количества реализаций эхо-сигнала на бумажную ленту во всём диапазоне изменений их уровня и времени прихода. Полученные серии реализаций эхо-сигналов подвергались статистической обработке с целью выделения эхо-сигнала от ложа из отражений от неоднородностей и выявления положения отражающей границы «ледник–ложе». Точность определения толщины льда по данному методу зависит от выбора интервала дискретности построения кривых. Метод обработки сигналов заключается в определении частоты попадания вершин импульсов эхо-сигнала в узкие интервалы времени и построении для каждой точки зондирования кривых распределения вероятностей. Это существенно влияло на точность измерений, а в настоящее время не позволяет сравнивать эти данные с результатами, полученными с помощью локатора с цифровой регистрацией данных.

Термоэлектробурение было выполнено в нескольких точках основных высотных зон ледника Джанкуат (см. рис. 1). Для бурения использовались экспериментальные термоэлектробуры «Электроигла» конструкции В.А. Морева и бур «Микротэб», разработанный Л.А. Сухановым [22]. Результаты бурения как наиболее точного метода определения толщины ледника использовались для проверки данных, полученных рассмотренными ранее методами. Так, глубина ложа, установленная по данным радиозондирования, совпала с определённой по данным бурения в пяти точках из шести со средним расхождением ± 4 м. При сравнении данных бурения с результатами, полученными другими геофизическими методами, выявлены расхождения в пределах 20 м. Однако большинство различий в измеренных значениях толщины льда возникали из-за неодинакового расположении точек и профилей измерений [12].

На основании выполненных измерений толщины ледника, а также её расчётов по соотно-

шению между скоростью движения и толщиной ледника методом геоморфологического профилирования была построена карта толщины ледника [12]. Как будет показано далее, она вполне корректно отражает характер распределения толщин льда на языке ледника и в нижнем цирке, показывает ступенчатость подлёдного рельефа. В то же время для построения карты толщины льда всего ледника и корректной оценки ледовых ресурсов в бассейне данных явно недостаточно.

Методика исследования

Наземное радиолокационное зондирование. Радиолокационные методы для исследования ледников применяются с конца 1950-х годов [4]. С 1970-х годов метод радиозондирования становится одним из основных инструментов измерения толщины ледников, почти полностью заменив другие ранее используемые геофизические методы, включая сейсмозондирование и гравиметрические измерения [14–17]. В настоящее время данный метод продолжает активно развиваться и получил широкое распространение как наиболее удобный и точный метод определения толщины ледников. Основные его достоинства – высокая производительность, обусловленная простотой получения информации (по времени прихода отражённых от ложа импульсов), и возможность проведения как наземных измерений, так и дистанционных с борта самолёта или вертолёт.

На леднике Джанкуат наземное радиолокационное зондирование выполнено в течение двух летних сезонов 2012 и 2013 г. Использовалась методика, применяемая ранее на других ледниках Кавказа [10, 11]. Исследования проводились по сети продольных и поперечных профилей общей протяжённостью чуть более 20 км (см. рис. 1) с помощью моноимпульсного радиолокатора ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц и длительностью зондирующего импульса около 0,25 нс [6, 18]. Для навигации применялся приёмник Garmin GPS Map76x, приёмное и передающее устройства синхронизировались по оптоволоконному кабелю.

Радиозондирование ледника Джанкуат проводилось в пеших маршрутах группой из трёх человек (рис. 2). В 2012 г. были выполнены измерения по сериям профилей на языке ледника и в области питания, длина которых составила около 10 км, но сделать съёмку всего ледника не удалось из-за технических неполадок. В 2013 г. радиолокационные работы были продолжены, и за один

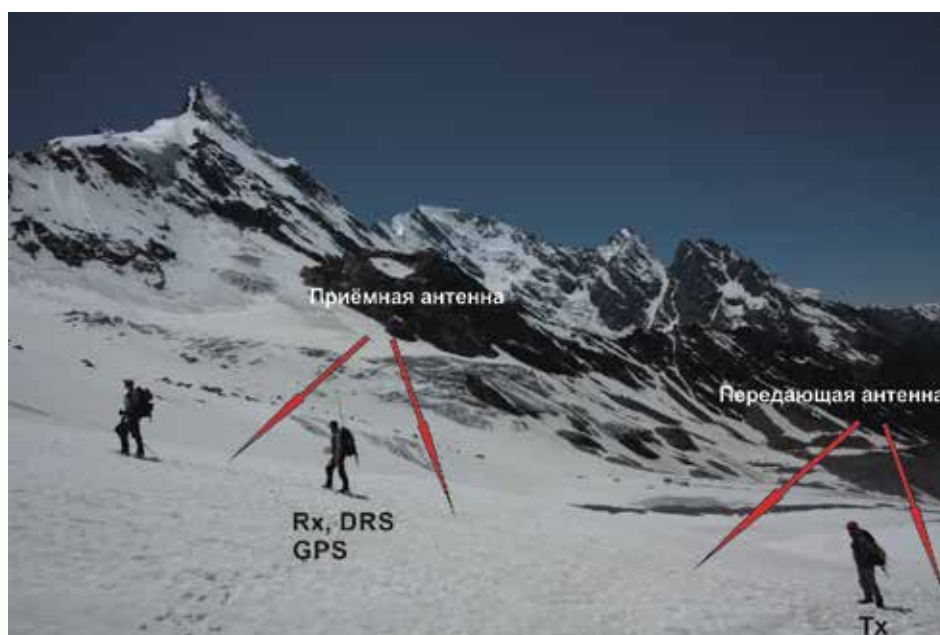


Рис. 2. Измерение толщины льда в верхней части языка ледника Джанкуат, июнь 2012 г. Фото Н.В. Коваленко.
Rx – приёмник; DRS – цифровой регистратор; Tx – передатчик

Fig. 2. Ice thickness measurements in the upper part of Djankuat Glacier tongue, June 2012. Photo by N.V. Kovalenko.
Rx – receiver; DRS – digital recording system; Tx – transmitter

день 7 июля было пройдено около 12 км профилей, главным образом в области питания ледника (см. рис. 1). В результате были получены надёжные радарные данные вдоль 16,5 км профилей во всех высотных зонах ледника, за исключением участков фирново-ледяной облицовки области питания и Джантуганского плато. Среднее расстояние между точками измерений при частоте импульса 0,2 с составило около 0,2 м.

Обработка данных радиозондирования и построение карт толщины льда и рельефа ложа. Радарные данные обрабатывали и визуализировали в программной среде RadexPro 2011.1 путём проведения стандартных операций по подготовке исходных радарограмм к оцифровке отражённых сигналов от ложа. Подробно методика описана в работе [5]. Отличие заключалось только в интерпретации нескольких радарограмм 2013 г., полученных на пологих участках ледника Джанкуат в IV, VII и VIII высотно-морфологических зонах. На исходных радарных записях, соответствующих профилям, параллельным бортам ледника (см. рис. 1), идентифицированы два чётких отражённых трека от придонной области (рис. 3). Данный феномен объясняется техническими особенностями используемой аппаратуры. Резистивно-нагруженные антенны, используемые в моноимпульсных локаторах (типа ВИРЛ-6), излучают

электромагнитную энергию в верхнее (воздух) и нижнее (лёд) полупространства и в обоих направлениях имеют широкую диаграмму направленности в плоскостях в виде главного и двух боковых лепестков [23]. При наземных измерениях приёмная и передающая антенны располагаются на поверхности ледника, поэтому они могут принимать отражения не только из его толщи, но и от его горного обрамления, что затрудняет идентификацию отражений от ложа на непрерывных радарных записях. Особенно неблагоприятен случай, когда измерения проводятся вдоль продольного профиля на разных удалениях D от края ледника и на разных удалениях $D + S$ от горных склонов, так как максимум излучения и приёма отражённых сигналов происходит в плоскости, перпендикулярной оси антенн, и по кратчайшему расстоянию до участков ложа и горных склонов. Наоборот, при измерениях вдоль поперечных профилей вероятность регистрации отражений от горных склонов существенно уменьшается, что позволяет более просто проследивать треки отражений от подледного ложа. Иллюстрацией этого служит рис. 3, на котором приведены радарные записи, полученные на продольном (А–Б) и поперечном (А1–Б1) профилях ледника Джанкуат (см. рис. 1). Время запаздывания τ_m этих отражений можно оценить, полагая, что их дальность

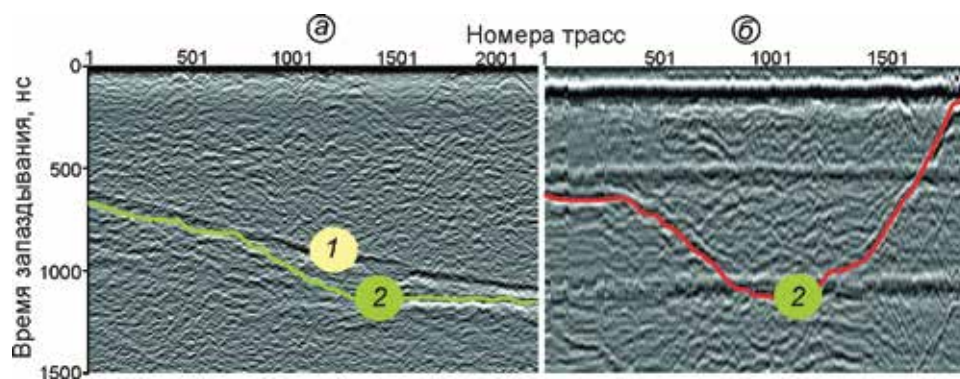


Рис. 3. Радарограммы:

a – полученная на продольном профиле А–Б (см. рис. 1) – 1 – отражённый сигнал от правого борта ледника, 2 – то же, от реального ложа; *б* – полученная на поперечном профиле А1–Б1 (см. рис. 1)

Fig. 3. Radargrams:

a – radargram taken on longitudinal profile А–Б (see Fig. 1) – 1 – reflected signal from right slope of glacier valley, 2 – reflected signal from glacier bedrock; *б* – radargram taken on transversal profile А1–Б1 (see Fig. 1)

$$R = c\tau/2$$

(1)

соизмерима с расстояниями D и $D + S$ от точки измерений до боковых морен или горных склонов ледника и радиоволны распространяются по воздуху со скоростью $c = 300$ м/мкс, которая больше скорости распространения во льду (168 м/мкс). Расстояния D и S можно определить по топографическим картам или космическим снимкам.

Рассмотрим пример оценки τ_m для профиля А–Б. Для этого профиля $D = 200$ м, $S = 315$ м, для отражения 1 $\tau_m = 919$ нс, что близко к измеренному времени запаздывания отражения 1. Измеренное отражение 2 $\tau_b = 1112,5$ нс, которое на этом основании может быть идентифицировано как отражение от подлёдного ложа ледника, а отражение 1 – как отражение от его горного склона (см. рис. 3). Правильность такой интерпретации подтверждают данные измерений в точке пересечения профилей А–Б/А1–Б1, где измеренное значение $\tau_b = 1120$ нс. Именно сравнение этих данных может служить критерием правильности интерпретации отражений от ложа на фоне отражений-помех от горного обрамления ледника.

За исключением описанных случаев, на большинстве профилей радиозондирования получены идентифицируемые отражения от ложа (см. рис. 3), однако большое количество трещин на поверхности ледника и сильное рассеяние в толще, типичное для тёплых, насыщенных талой водой ледников, в отдельных случаях затрудняло интерпретацию радарных записей. Данные по 40 пересечениям профилей радиозондирования (10 – в 2012 г., 13 – в 2013 г. и 17 – между ними) хорошо соответствовали друг другу. Среднеква-

дратическое отклонение в разности толщины льда составило 1,5 м. Принимая во внимание среднюю толщину льда на этих пересечениях в 58 м, можно считать, что стандартная ошибка измерений составляет 2,5% измеренных величин. Если бы весь ледник был покрыт регулярной сетью измерений, то эта величина соответствовала бы погрешности определения общего объёма льда, однако это не так. Карта толщины льда построена путём интерполяции значений толщины льда, полученных вдоль профилей измерений. Толщина льда на краях ледника принималась равной нулю. Отсутствие измерений на крутых склонах в верхней части области аккумуляции, а также на правом притоке ледника позволяет предположить, что полученное значение общего объёма льда может быть несколько занижено. Достоверно оценить погрешности интерполяции можно только при наличии данных прямых измерений. В связи с этим, следуя методике, описанной в работе [26], значение общего объёма льда было принято за реальное с учётом погрешности измерений.

Моделирование толщины льда и объёма. Один из методов оценки объёма ледников – моделирование их толщины на основе упрощённых гляциологических принципов движения льда, данных о границах ледника и рельефе поверхности [25, 31, 33, 36]. Для ледника Джанкуат мы использовали модель толщины льда и рельефа ложа GlabTop (Glacier bed topography), которая успешно применялась для расчёта толщины льда в Швейцарских Альпах [34], Гималаях и Каракоруме [24, 27]. Подробное описание модели приводится в работах [34, 36], а здесь мы остановимся только на её важнейших деталях.

Основой для модели послужила схема параметризации для анализа табличных данных в Каталогах ледников, предложенная В. Хэберли и М. Хольцле [30]. Предполагается, что напряжение сдвига на ложе вдоль центральной оси постоянно, поэтому толщину льда вдоль центральной оси ледника можно рассчитать по формуле

$$h = \frac{\tau}{f \rho g \sin \alpha} c, \quad (2)$$

где h — толщина льда; τ — напряжение сдвига на ложе; f — коэффициент формы поперечного сечения ледника; ρ — плотность льда, принятая равной 900 кг/м^3 ; g — ускорение свободного падения; α — угол наклона поверхности; c — поправочный коэффициент при наличии данных измерений.

Напряжение сдвига вычисляется для каждого ледника по эмпирической связи с диапазоном высот ледника ΔH , которое было получено для 62 ледников, исчезнувших со времени малого ледникового периода [30]:

$$\tau = 0,005 + 1,598\Delta H - 0,435\Delta H^2. \quad (3)$$

Для крупных ледников при $\Delta H > 1,6 \text{ км}$ напряжение сдвига составляет 150 кПа . В модели два изменяемых параметра — напряжение сдвига τ и угол наклона поверхности α . Коэффициент формы f связан с сопротивлением, возникающим на краях ледника в результате трения о борта долины, и может изменяться от $0,5$ до $0,9$ [35]. Для альпийских ледников значение этого коэффициента в модели принималось равным $0,8$ [30]. Для использования принципа идеальной пластичности в уравнении (2), включая эффекты сопряжения продольного напряжения, необходимо, чтобы угол наклона поверхности α усреднялся через определённое расстояние, превышающее толщину льда в этом месте ледника примерно на один порядок. [35]. Напряжение сдвига на ложе τ рассчитывается по уравнению (3). Большой разброс значений, полученных для 62 ледников, отражает общую изменчивость динамики течения льда (скорость деформации льда, относительная величина скольжения), которая не может быть описана простой расчётной моделью [30]. Разброс значений приводит к погрешности расчёта напряжения сдвига по формуле (3) порядка $\pm 30\%$. От этого параметра зависит главным образом и погрешность модели в целом, которая находится в тех же пределах.

Ещё один возможный источник погрешности — неточная параметризация плотности льда. В модели GlabTop плотность льда принимается

равной 900 кг/м^3 . Однако реально картина гораздо сложнее. Так, согласно измерениям на леднике Джанкуат, средняя плотность ледника в поверхностном слое (семь годовых слоёв фирна в области аккумуляции) равна 790 кг/м^3 , на языке среднее значение составляет 880 кг/м^3 , на высотах $3020\text{--}3200 \text{ м}$ плотность льда варьирует от 840 до 880 кг/м^3 , а в нижней части языка плотность возрастает до $900\text{--}910 \text{ кг/м}^3$ [12]. Неточности, связанные с вариациями плотности льда, учитывались при расчёте общей погрешности определения толщины льда по модели.

Модель GlabTop рассчитывает толщину льда в точках, расположенных вдоль основных линий тока или центральных линий всех притоков ледника. Входными параметрами модели служат контуры ледника, цифровая модель рельефа поверхности и векторизованные линии тока [36]. Толщина рассчитывалась по формуле (2), входными параметрами при этом были τ — формула (3) и угол наклона поверхности, который усреднялся по 50-метровым высотным интервалам (получены по ЦМР). Таким образом, расстояние для осреднения угла наклона автоматически изменяется в зависимости от локальной толщины льда: оно больше там, где ледник пологий/мощный, и меньше, где господствуют крутые склоны с незначительной толщиной льда. Затем значения толщины льда, полученные в точках вдоль линий тока, интерполируются на всю площадь ледника с помощью алгоритма ANUDEM [32]. Этот способ интерполяции был разработан для создания гидрологически корректных моделей рельефа и подходит для ледников с их вогнутой формой, что подтверждено ранее на примере ледников Марух и Марушонок [10]. Поскольку модель работает по принципу простой картографической алгебры (сложение или вычитание значений по сетке), применять её сравнительно просто. Для этого в программе ArcGIS 10 был создан специальный инструмент, позволяющий автоматически строить карты толщины льда. Входные параметры берут из файла, содержащего контуры ледника, линии тока и ЦМР. При этом в инструменте предусмотрена возможность корректировать коэффициенты уравнения (2) вручную.

Совместный анализ данных моделирования и наблюдений позволяет скорректировать параметры модели. При этом возможно несколько подходов к коррекции модели по данным измерений. Во-первых, можно скорректировать положение линий тока, так как предполагается, что они проводятся вдоль самых глубоких участков. Во-вторых, можно

рассчитать реальное напряжения сдвига на ложе τ по формуле (2), исходя из измеренной толщины льда и соответствующего угла наклона. Так, для ледника Джанкуат изначально τ было рассчитано по разнице высот верхней и нижней точек и составило 108,2 кПа. Инструментальные данные о толщине льда позволили его пересчитать, в результате чего оно оказалось равным 140 кПа. Тем не менее, среднее значение напряжения сдвига для всего ледника также представляет собой существенное допущение и не исключает локальных расхождений в расчёте толщины льда. К сожалению, описанные здесь процедуры возможны только при наличии данных о толщине льда. Мы применили ещё один подход — добавление поправочного коэффициента s , рассчитанного в результате сравнения измеренных и смоделированных значений толщины льда вдоль профилей измерений. Этот простой способ также даёт приемлемые результаты для расчёта толщины и общего объёма льда.

Результаты: анализ и обсуждение

После окончательной обработки геофизических данных были построены карты толщины льда (рис. 4, а) и рельефа подлёдного ложа (см. рис. 4, б), а также определён объём ледника Джанкуат. Как можно видеть из этих рисунков, мы не принимали в расчёт Джантуганское фирновое плато, часть льда с которого течёт в бассейн ледника Джанкуат и относится к области его питания. Провести измерения на этом участке, к сожалению, было проблематично из-за его положения на территории Грузии и ограничений пограничной службы. Однако летом 2004 г. при спасательных работах на седловине перевала Джантуган было установлено, что один из разломов уходит практически вертикально в глубь ледника более чем на 70 м (устное сообщение К. Мезовой). Положение этого участка закартировал тогда Д.А. Петраков. Эту дополнительную информацию мы также использовали для построения карты толщины льда.

Площадная съёмка позволила создать достаточно подробную карту толщины льда. Карта рельефа ложа ледника строилась как разность высотных отметок поверхности ледника по ЦМР; в нашем случае использовались глобальная ЦМР ASTERGDENV.2 (gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp) и данные о толщине льда, полученные по результатам радиозондирования. Безусловно, значения высоты ложа несут в себе погрешности, заложенные в использованную ЦМР, а также стандартную ошибку определения толщины льда, составляющую, по

нашим данным, 1,5 м. Тем не менее, эти неточности существенно не влияют на определение общего характера подлёдного рельефа. Эти карты отчасти дополняют друг друга, так как для участков ледника, где отсутствовали данные радиозондирования, существуют данные о толщине льда, полученные по модели подлёдного рельефа GlabTop. Все результаты наглядно проиллюстрированы на представленных картах (см. рис. 4). В целом, толщина льда на леднике (максимальная и средняя) изменяется следующим образом: 105 и 31 м без учёта плато, объём ледника составляет $0,077 \pm 0,002$ км³. Максимальные значения толщины льда отмечаются на пологих участках в верхней части языка, а также в верхнем, среднем и нижнем цирках в области питания (см. рис. 4).

Распределение объёмов льда по высотным зонам показано на рис. 5. Площади высотных зон определены по глобальной ЦМР ASTERGDENV.2 и космическому снимку SPOT-6 (см. рис. 1). Основные ледовые ресурсы ледника Джанкуат сконцентрированы в области питания на высотах 3200–3500 м. Объём льда, заключённый в нижней части языка, незначителен. Отмечается явная зависимость объёма льда в высотной зоне от площади этой зоны — $R = 0,83$. Обе кривые изменяются синхронно за исключением интервала высот 2900–3100 м. В верхней части языка, на высоте 2900–3000 м, объём льда скачкообразно возрастает, так как именно там расположен участок с наибольшей на леднике Джанкуат толщиной льда (см. рис. 4, а). Сокращение объёма на фоне роста площади ледника на высотах 3000–3100 м объясняется широким распространением ледопадных участков с пониженной толщиной льда.

Толщина льда по модели GlabTop сначала рассчитывалась без каких-либо изменений. Установлено, что при использовании коэффициентов, предложенных в работе [36], модельные значения толщины льда (максимальная толщина — 75 м, средняя — 28 м) систематически занижаются по сравнению с данными измерений. Поэтому был выполнен расчёт с коррекцией линий тока и значением величины τ , уточнённым по данным радиолокации, показавший наилучшее соответствие измеренных и рассчитанных толщин льда (рис. 6). Практически идентичный результат получен путём использования величины 1,266 в качестве поправочного коэффициента s в формуле (2).

Суть модели GlabTop состоит в расчёте толщины льда вдоль линий тока, поэтому локальные, незначительные вариации толщины льда на участках

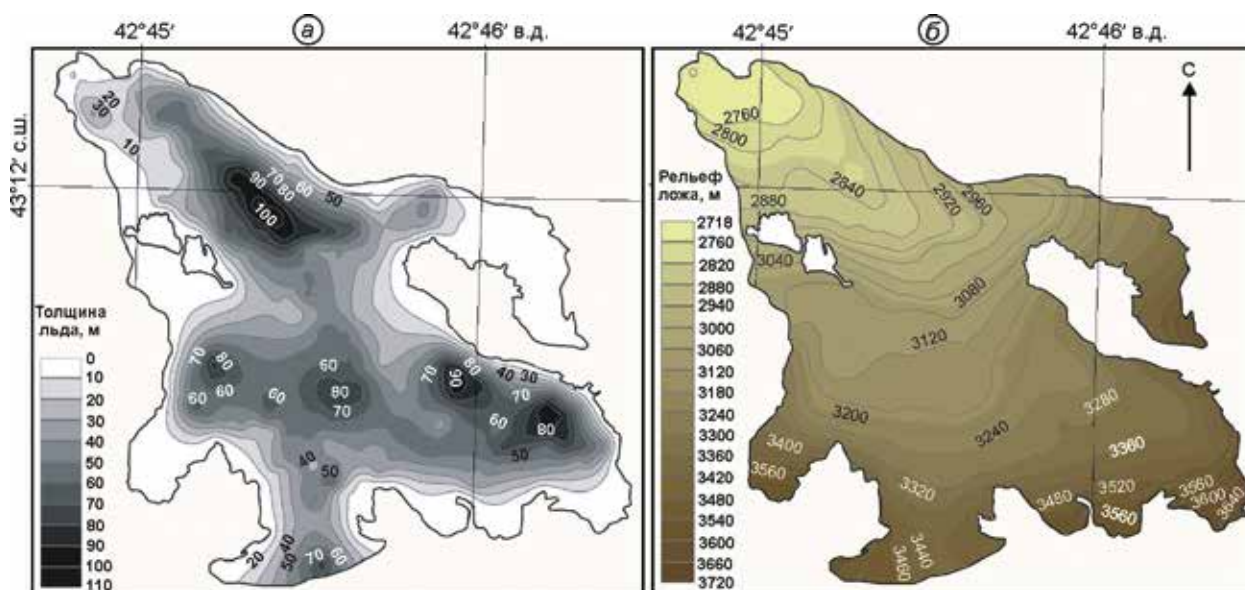


Рис. 4. Толщина льда (а) и рельеф подлёдного ложа (б) ледника Джанкуат по данным наземного радиозондирования и ASTERGDEM.V2

Fig. 4. Ice thickness (а) and bedrock topography (б) of Djankuat Glacier from radio-echo sounding and ASTERGDEM.V2

между линиями тока не могут быть детально воспроизведены. Несмотря на отдельные расхождения, выраженные в несоответствии изолиний толщины льда на одинаковых участках и в характере их распределения, в целом модель надёжно воспроизводит толщину льда и чётко отражает ступенчатый характер ложа, достоверно оконтуривая систему цирков под ледником. Кроме того, благодаря модели можно оценить распределение толщины льда на тех участках, где измерения отсутствовали, в частности на правой ветви ледника.

Профиль АБ на рис. 6, а выбран в верхней части языка, где отмечается максимум толщины льда по данным радиозондирования. Видно хорошее соответствие значений, при этом данные измерений позволяют учесть локальные вариации толщины льда. Если проследить за изменением толщины льда по поперечному профилю в области питания (см. рис. 6, в, г), то можно видеть, что расхождение измеренных и рассчитанных толщин льда в большинстве случаев колеблется в пределах ± 15 м, однако может достигать и 35 м. Это справедливо и для остальной площади ледника. В среднем, значения толщины льда отличаются друг от друга на 1,5 м при стандартном отклонении 11,8 м. Максимальная разница достигает 40 м и характерна главным образом для областей, где отсутствуют данные измерений.

Общая погрешность воспроизведения объёма ледника по модели оценивалась путём соз-

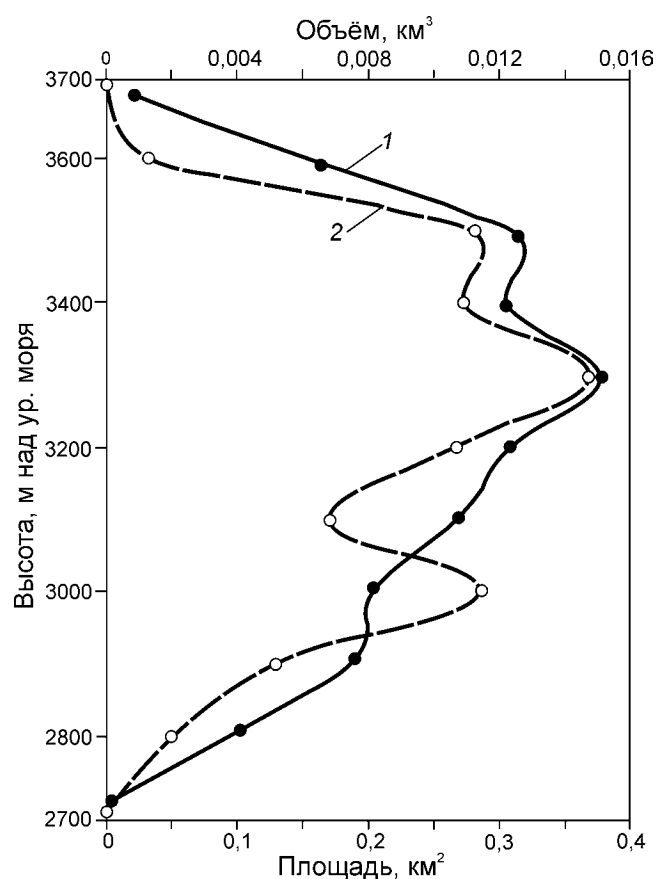


Рис. 5. Площадь 100-метровых высотных зон ледника Джанкуат (1) и объём льда в них (2)

Fig. 5. Area (1) and ice volume (2) of 100-m elevation zones of Djankuat Glacier

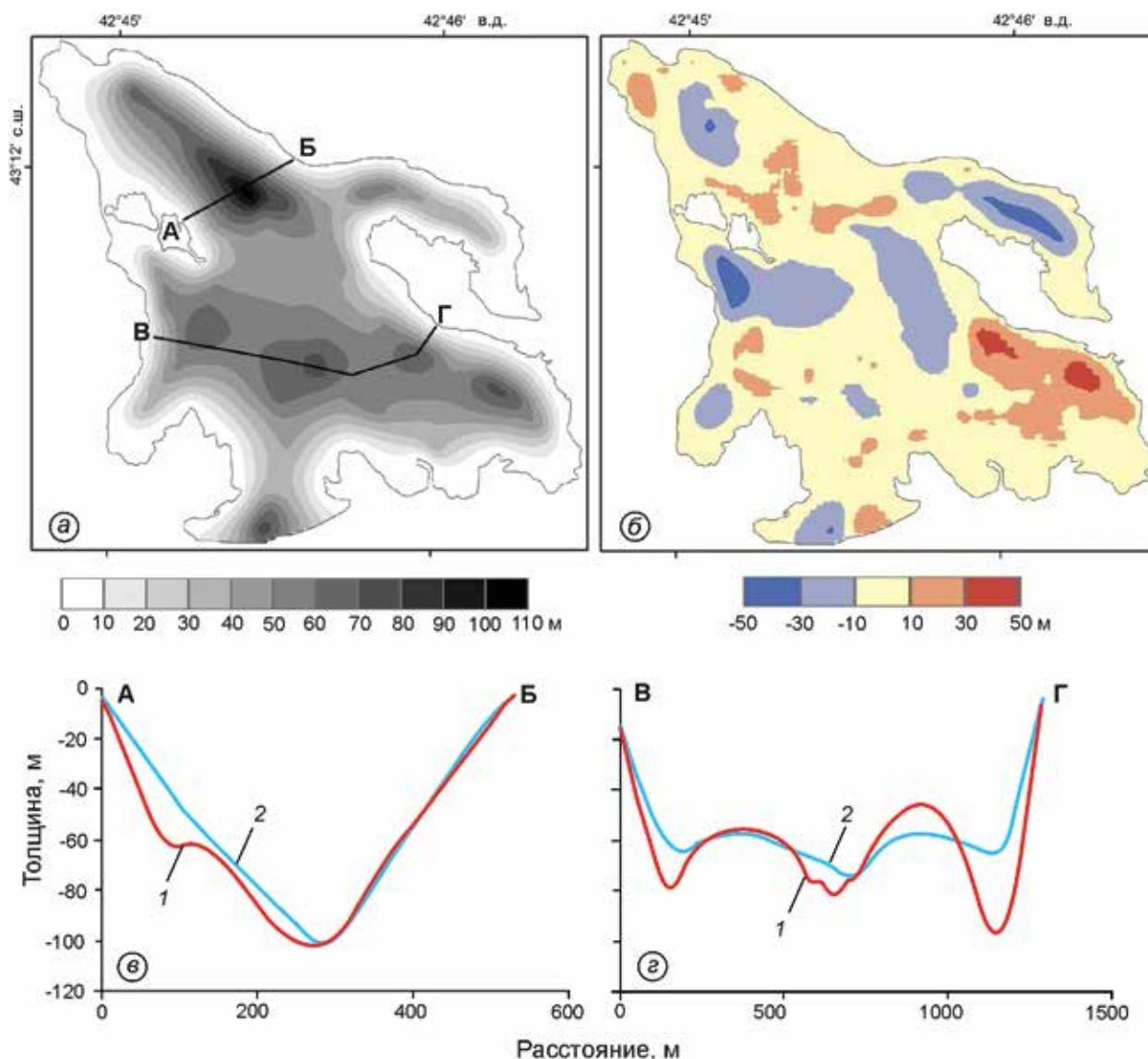


Рис. 6. Толщина льда ледника Джанкуат по данным модели GlabTop:

a – толщина льда, рассчитанная с коррекцией линий тока и величины τ ; *b* – расхождение между картами толщины льда по данным измерений и моделирования; *в, г* – соответственно профили толщины льда по данным измерений (1) и моделирования (2)

Fig. 6. Ice thickness of Djankuat Glacier from GlabTop model:

a – ice thickness calculated with corrected ice flow lines and parameter τ ; *b* – a gap between measured and modelled ice thickness maps; *в, г* – ice thickness profiles from measurements (1) and model (2)

дания буфера для расчётных значений толщины льда вдоль линий тока на величину стандартного отклонения и составила $\pm 0,02 \text{ км}^3$, или 25%. Поскольку положительные и отрицательные отклонения модели суммируются, ошибка расчёта объёма ледника будет существенно меньше, что подтверждается близкими значениями средней толщины и объёма по сравнению с измеренными. Модель GlabTop демонстрирует приемлемую точность расчёта толщины льда и может использоваться как рабочий инструмент для определения

толщины и объёма не только одного ледника, но и целой горной страны. Тем не менее, результаты моделирования необходимо проверять и корректировать по данным непосредственных наблюдений, вводя необходимые поправки.

Сравнивая измеренные в 2012–2013 гг. и рассчитанные по модели GlabTop толщины с данными, полученными в период МГД (рис. 7, *a*), а также с расчётной картой К.Ф. Войтковского на 1996 г. [8] (см. рис. 7, *b*) и картой В.Г. Пастухова на 2006 г. [19], можно отметить следующее. Гео-

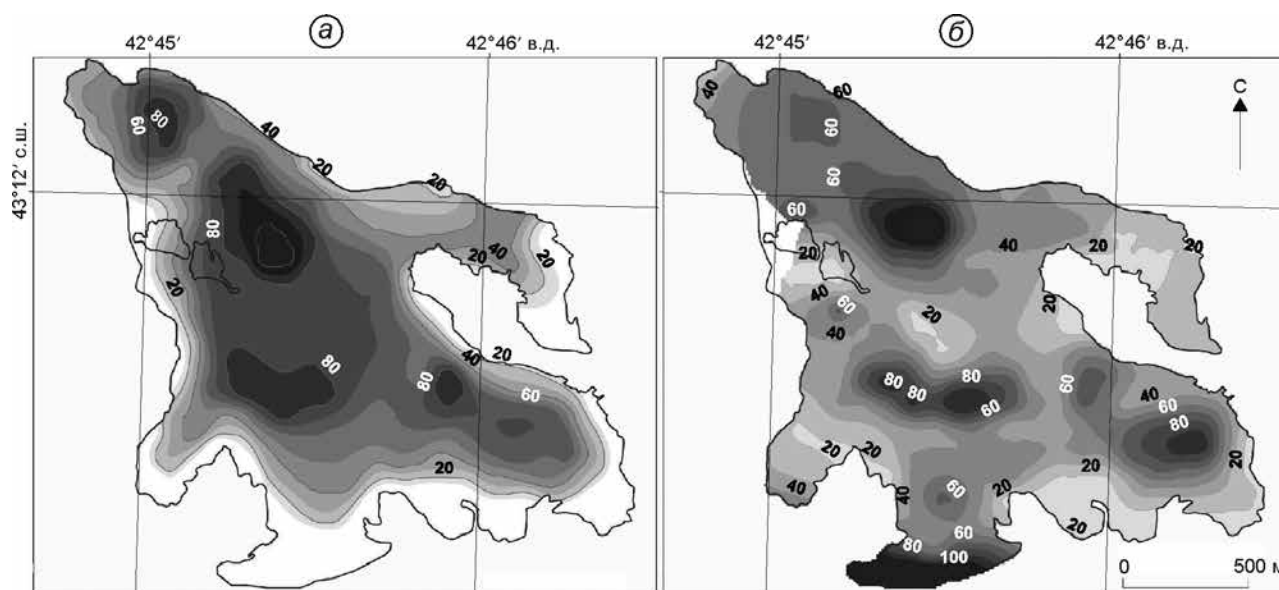


Рис. 7. Толщина льда ледника Джанкуат по геофизическим и расчётным данным на 1974 г. [12] (а) и по расчётным данным на 1996 г. [8] (б).

Значения толщины льда, м, приведены в контуре ледника 2013 г.

Fig. 7. Ice thickness of Djankuat Glacier from geophysical surveys and modelling of 1974 [12] (a) and from modelling of 1996 [8] (b).

Ice thickness data are shown in 2013 glacier boundary, m

Геометрические параметры ледника Джанкуат в разные периоды

Год	Толщина льда, м (средняя/максимальная)	Площадь, км ²	Объём льда, км ³	Источник
1968–1974	54/110	—	0,132	[8, 12]
1996	42	2,99	0,106	[8]
2006	48	2,688	0,12	[19]
2012–2013	31/105*	2,448	0,077±0,002	Настоящая работа
Модель GlabTop, 2009	32,8/103*	2,448	0,081±0,02	

*Без учёта части Джантуганского плато, с которого происходит приток льда на ледник.

физические работы на леднике Джанкуат в 2012–2013 гг. позволили получить наиболее подробную и точную карту толщины льда и подлёдного рельефа, поскольку впервые была выполнена площадная съёмка всего ледника. Предыдущие исследования базировались на данных, полученных, за исключением нескольких точек, для нижней части ледника. Точечные данные 1968–1974 гг. не позволяли установить локальные вариации толщины льда на языке и определить распределение толщины льда в области аккумуляции. Карта 1996 г. была построена с помощью моделирования толщины льда в узлах сетки 100 × 100 м с применением косвенной модифицированной методики Дж. Ная [7, 8]. Этот способ, по сути, основан на тех же принципах, что и модель GlabTop. Тол-

щина льда зависит от двух главных параметров: угла наклона поверхности и напряжения сдвига на ложе. Сравнение с данными измерений показывает, что модель 1996 г. достаточно хорошо отражает характер распределения толщины льда на леднике Джанкуат, хотя в ряде случаев недооценивает значения толщины в цирках области аккумуляции. В верхней части языка (высота 2940–3020 м) расчёты не позволили воспроизвести вытянутую форму зоны максимальных толщин.

В таблице приводятся основные геометрические параметры ледника Джанкуат, полученные в разные годы. Непосредственно сравнивать значения общего объёма не совсем корректно в силу, по крайней мере, двух причин. Во-первых, в исследованиях использовались разные контуры лед-

ника. В нашей работе мы не рассматриваем часть Джантуганского плато, входящую в область питания ледника Джанкуат. Такой же подход использовался и при первой оценке объёма ледника. Во-вторых, за 40 лет, прошедших со времени первых геофизических работ, площадь и объём ледника существенно изменились вследствие негативного баланса массы. Так, кумулятивный баланс ледника с 1967/68 по 2006/07 г. составил $-6,5$ м вод. экв. [28]. Среднее изменение высоты физической поверхности за тот же период равно $-4,8$ м, при этом в нижней части значения понижения поверхности превышали 30 м [19].

Заключение

В полевые сезоны 2012–2013 гг. впервые выполнена площадная радиолокационная съёмка ледника Джанкуат. Установлено, что максимальная измеренная толщина ледника составляет 105 м при средней толщине 31 м. Объём ледника Джанкуат без учёта Джантуганского плато составил, по данным инструментальных измерений, $0,077 \text{ км}^3$. Впервые построены детальные карты толщины льда и подлёдного рельефа ледника, основанные на фактических данных. Карты толщины льда, построенные с помощью радиолокационных измерений, дополнены результатами моделирования толщины льда по модели GlabTop. Доказано, что модель достоверно воспроизводит распределение толщины льда, а её параметры могут быть скорректированы по данным прямых измерений. Расчёт по модели GlabTop выполняется сравнительно просто, поэтому она может использоваться как для определения толщины и объёма единичного ледника, так и для целой горной страны. Тем не менее, результаты моделирования требуют проверки и корректировки с учётом результатов непосредственных наблюдений. В дальнейшем мы планируем использовать уточнённые параметры модели GlabTop для оценки объёма оледенения Кавказа, а также провести наземное радиолокационное зондирование Джантуганского плато для уточнения площади и объёма ледника Джанкуат.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Ю.Я. Мачерету за продуктивные дискуссии и ценные советы при подготовке статьи, К.Е. Смирнову за логистическую поддержку, Н.В. Коваленко и И.О. Марчуку за помощь в полевых работах. Выражаем признательность А.А. Алейникову за помощь в подборе и обработке материалов дистанционного зондирования на район исследований. Космиче-

ский снимок SPOT-6 от 11.08.2013 © CNES 2013, Astrium Service, ИТЦ «СКАНЭКС» предоставлен Геопорталом МГУ имени М.В. Ломоносова.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00728-а, гранта Президента РФ для поддержки молодых учёных — кандидатов наук № МК-240.2013.5, а также гранта поддержки ведущих научных школ РФ НШ-335.2014.5.

Литература

1. Алёшин А.С. Опыт сейсмических работ на леднике Джанкуат // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 213–215.
2. Алёшин А.С., Берри Б.Л., Жигалин А.Д., Огильви А.А., Расул Ага В. Опыт применения геофизических методов для изучения гидрологических и структурных особенностей ледника Джанкуат // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 157–163.
3. Берри Б.Л., Голубев Г.Н., Огильви А.А., Ушакова Л.А., Ушаков С.А., Шеремет О.Г. Опыт применения геофизических методов при изучении ледников Большого Кавказа Джанкуат и Башкара // Тр. ЗАКНИГМИ. 1970. Вып. 45 (51). С. 182–187.
4. Богородский В.В. Физические методы исследования ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 214 с.
5. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд — Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Вып. 1 (125). С. 5–19.
6. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Соколов В.Г., Ширавва Т. Георадар ВИРЛ для зондирования ледников // МГИ. 2003. Вып. 94. С. 225–234.
7. Войтковский К.Ф. Взаимосвязь толщины ледника с углом наклона его поверхности // МГИ. 1997. Вып. 83. С. 155–158.
8. Войтковский К.Ф., Алейников А.А., Володичева Н.А., Золотарев Е.А., Поповнин В.В., Харьковец Е.Г. Комплексный мониторинг горного ледника // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 51–57.
9. Голубев Г.Н., Ушакова Л.А., Ушаков С.А., Шеремет О.Г. Методика и результаты гравиметрических определений мощности льда горных ледников Джанкуат и Башкара // МГИ. 1970. Вып. 17. С. 72–75.
10. Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А. Изменение ледника Марух с 1945 по 2011 г. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 123–127.
11. Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 12–18.
12. Ледник Джанкуат. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 183 с.
13. Ледник Марух. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 254 с.
14. Мачерет Ю.Я. Гравиметрический метод в гляциологии // Итоги науки и техники: Гляциология. Т. 1. М.: изд. ВИНТИ, 1977. С. 6–40.
15. Мачерет Ю.Я. Сейсмический метод в гляциологии // Там же. С. 41–86.
16. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
17. Мачерет Ю.Я., Лучининов В.С. Интерпретация результатов контактной радиолокационной съёмки теплых горных ледников // МГИ. 1973. Вып. 22. С. 45–57.
18. Мачерет Ю.Я., Берикашвили В.Ш., Василенко Е.В., Соколов В.Г. Широкополосный импульсный радар для зонди-

- рования ледников с оптическим каналом синхронизации и цифровой обработкой сигналов // Датчики и Системы. 2006. № 12. С. 2–8.
19. Пастухов В.Г. Полный массообмен ледника Джанкуат. Дипломная работа. Географический ф-т МГУ, кафедра криолитологии и гляциологии, 2011. 185 с.
 20. Поповнин В.В., Петраков Д.А. Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/68–2000/01 гг.) // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 167–174.
 21. Суханов Л.А. Измерение мощности горных ледников радиолокационным методом // МГИ. 1974. Вып. 22. С. 58–65.
 22. Суханов Л.А., Морев В.А., Зотиков И.А. Портативные ледовые термоэлектробуры // МГИ. 1974. Вып. 23. С. 234–238.
 23. Arcone S. Numerical studies of the radiation patterns of resistively loaded dipoles // Journ. of Applied Geophysics. 1995. V. 33. P. 39–52.
 24. Bolch T., Kulkarni A., Kääb A., Huggel C., Paul F., Cogley J.G., Frey H., Kargel J.S., Fujita K., Scheel M., Bajracharya S., Stoffel M. The State and Fate of Himalayan Glaciers // Science. 2012. V. 336. № 6079. P. 310–314. doi:10.1126/science.1215828.
 25. Farinotti D., Huss M., Bauder A., Funk M., Truffer M. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 191. P. 422–430.
 26. Fisher A. Calculation of glacier volume from sparse ice-thickness data, applied to Schaufelferner, Austria // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 191. P. 453–460.
 27. Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., and Stoffel M. Ice volume estimates for the Himalaya–Karakoram region: evaluating different methods // The Cryosphere Discuss. 7. 4813–4854. doi:10.5194/tcd-7-4813-2013, 2013.
 28. Glacier Mass Balance Bulletin № 10 (2006–2007) / Eds. W. Haeberli, I. Gärtner-Roer, M. Hoelzle, F. Paul, M. Zemp. ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich. 2009. 96 p.
 29. Grinsted A. An estimate of global glacier volume // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 141–151. doi:10.5194/tc-7-141-2013.
 30. Haeberli W., Hoelzle M. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps // Annals of Glaciology. 1995. V. 21. P. 206–212.
 31. Huss M., Farinotti D. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. P. F04010.
 32. Hutchinson M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits // Journ. of Hydrology. 1989. № 106. P. 211–232.
 33. Li H., Ng F., Li Z., Qin D., Cheng G. An extended «perfect-plasticity» method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. P. F01020.
 34. Linsbauer A., Paul F., Haeberli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. P. F03007.
 35. Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. 3rd edition. Butterworth–Heinemann, 1994. 496 p.
 36. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM // Intern. Journ. of Geographical Information Science. 2012. V. 26. № 7. P. 1–18.
 37. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J. and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Geophys. Research. 2013, submitted.

Summary

In this paper we present and discuss results of radio-echo sounding and modelling of ice thickness of the Djankuat Glacier. This glacier is the reference one for the Central Caucasus and was earlier studied comprehensively, but direct ice thickness measurements survey were not made so far. In 2012–2013, more than 20 km of ice-thickness measurement profiles were obtained using monopulse ground radar VIRL-6 with its central frequency of 20 MHz. Standard error of the ice-thickness measurement was 2.5%. Detailed maps of the ice-thickness and the bedrock topography based on these direct measurements were constructed for the first time. Its average ice-thickness is 31 m with the maximum of 105 m. Djankuat Glacier ice volume is $0.077 \pm 0.002 \text{ km}^3$ when Djantugan plateau is not taken into account. Ice thickness map was supplemented by results of the ice thickness modelling using the Glab-Top model. It was shown that the model reproduces the ice thickness distribution correctly, and a special approach was developed to correct model parameters using ice thickness measurements. Further on, we plan to use corrected GlabTop model for estimation glaciations of the Caucasus as well as to carry out ground radar sounding of the Djantugan plateau.