

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.321.61

ОЦЕНКА ОБЪЕМА ЛЕДНИКОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА
ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, Е.В. Василенко*, Ю.Я. Мачерет, Д.А. Петраков**, Г.В. Попов**

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; s.kutuzov@gmail.com

** Институт “Академприбор” НАН Узбекистана, 100125, Ташкент, ул. Дурмон Юли, 28, Узбекистан*

*** Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия*

Приводятся и обсуждаются результаты измерений и моделирования толщины и объема ледников Большого Кавказа, полученные на основе данных радиозондирования, модели GlabTop и анализа космических снимков (Landsat, ASTER, EROS за 2010–2013 гг.). В 2011–2013 гг. с помощью наземного и воздушного радиолокационного зондирования были измерены толщины льда на нескольких ледниках Большого Кавказа, включая крупнейший ледник Безенги, опорные ледники Джанкуат и Марух, а также ледники южного и восточного склона Эльбруса. С использованием полученных данных уточнены параметры модели GlabTop, рассчитан объем и построены карты толщины льда и подледного рельефа для 224 (13 %) ледников Большого Кавказа. Общая площадь ледников, для которых произведены расчеты, составила 719 км², или 64 % площади всего оледенения Кавказа. Была составлена новая векторная база ледников Кавказа по состоянию на 2010–2013 гг., в которую вошли 1713 ледников общей площадью (1121 ± 30) км². Полученный массив данных позволил рассчитать коэффициенты уравнения степенной зависимости объема ледников от их площади и определить объем ледников Большого Кавказа, составивший (43,5 ± 5,0) км³ льда.

Большой Кавказ, толщина и объем ледников, моделирование, радиозондирование

ESTIMATION OF THE GREATER CAUCASUS GLACIERS VOLUME,
USING RADIO-ECHO SOUNDING DATA AND MODELLING

S.S. Kutuzov, I.I. Lavrentiev, E.V. Vasilenko*, Y.Y. Macheret, D.A. Petrakov**, G.V. Popov**

Institute of Geography, RAS, 119017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia; s.kutuzov@gmail.com

** Institute “Academpribor” NAN Uzbekistan, 100125, Tashkent, Durmon Yuli str., 28, Uzbekistan*

*** Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia*

The results of ice-thickness measurements and modelling of the Greater Caucasus glaciers, using radio-echo sounding data, GlabTop model and satellite imagery, are presented and discussed. Ground and airborne radio-echo sounding measurements were conducted at selected Caucasus glaciers, including the biggest Bezengi glacier, reference glaciers Djankuat and Marukh as well as glaciers of the southern and eastern slopes of Mt. Elbrus in 2011–2013. The GlabTop model was calibrated using the measured ice-thickness data and ice-thickness and bedrock topography maps were completed for 224 glaciers (13 %) which cover 719 km² or 64 % of the total glacier area in Caucasus. New dataset of the Caucasus glaciers outlines was completed using available satellite imagery. There were 1713 glaciers with the surface area of (1121 ± 30) km² in Caucasus in 2010–2013. Obtained data were used to calibrate volume-area scaling relationship and to calculate the total volume of Greater Caucasus glaciers which is (43.5 ± 5.0) km³.

Caucasus, glacier thickness and volume, modelling, radio-echo sounding

ВВЕДЕНИЕ

Толщина льда и объем ледников до сих пор остаются наименее изученными параметрами оледенения горных стран. По последним данным из Randolph Glacier Inventory [Pfeffer et al., 2014], горное оледенение насчитывает ~198 тыс. лед-

ников по всему миру и занимает площадь (726 800 ± 34 000) км². С использованием значений площади ледников были рассчитаны объем и масса ледников мира при помощи как простой зависимости объема от площади [Grinsted, 2013;

Radić et al., 2014], так и балансово-динамической модели [*Huss, Farinotti*, 2012]. Однако данные прямых измерений толщины льда, необходимые для достоверного определения объема ледников и оценки запасов воды в них, имеются только для 0,13 % ледников от общего их количества [*Grinsted*, 2013]. В связи с этим результаты расчета запасов льда могут содержать значительные погрешности, оценить которые очень проблематично. Так, объем Гималайских ледников за последние годы “сократился” в несколько раз из-за изменения методики расчета [*Bolch et al.*, 2012]. Большинство данных получено при измерениях толщины льда вдоль отдельных профилей или в отдельных точках, а данные по площади, пригодные для определения объема ледников, еще более ограничены. Радиолокационные методы обеспечивают высокую (2–3 %) точность измерения толщины льда с наземного и воздушного транспорта или в пеших маршрутах, поэтому наилучшим образом подходят для подобных оценок. Но трудоемкость, а зачастую и невозможность произвести измерения как на отдельных ледниках, так и в целых горных системах привели к разработке других способов оценки объема ледников.

Одним из быстро развивающихся методов оценки объема ледников является моделирование толщины льда на основе упрощенных гляциологических принципов движения льда, данных о границах ледника и рельефе поверхности в виде цифровых моделей рельефа [*Farinotti et al.*, 2009; *Li et al.*, 2012; *Paul, Linsbauer*, 2012]. Несмотря на широкое применение этих методов, каждый из них имеет существенные погрешности в определении объема льда и рельефа подледного ложа. Недавние работы по измерению толщины льда с вертолета, проводившиеся в Альпах [*Gabbi et al.*, 2012], показали, что данные прямых измерений могут быть дополнены расчетными значениями толщины льда по модели.

Расчет запасов льда на основе связи площади и объема ледников применяется в гляциологии достаточно давно [*Мачерет*, 2006; *Chen, Ohmura*, 1990; *Meier, Bahr*, 1996; *Grinsted*, 2013; *Radić et al.*, 2014]. Региональные зависимости были получены для Альп [*Abermann et al.*, 2009; *Farinotti et al.*, 2009], Шпицбергена [*Мачерет, Журавлев*, 1985], Джунгарского Алатау [*Мачерет и др.*, 1988], Тянь-Шаня [*Кутузов*, 2009, 2012]. Были проведены также статистические тесты на возможность применения расчетных объемов ледников [*Мачерет и др.*, 2013; *Farinotti, Huss*, 2013]. В частности, показано [*Мачерет и др.*, 2013], что для получения достоверной зависимости между объемом и площадью ледников на региональном уровне можно ограничиться данными об их объеме на приемлемом для практических целей количестве ледников пре-

обладающих морфологических типов и размеров в крупном районе горного оледенения.

На сегодня самый большой массив данных о толщине и объеме ледников на территории России имеется для Алтая [*Никитин*, 2009]. Подобные массивы данных существуют и для некоторых других районов горного оледенения – для Альп [*Fischer, Kuhn*, 2013], Шпицбергена [*Martin-Español et al.*, 2013], начаты работы по измерению толщины ледников Тянь-Шаня [*Петраков и др.*, 2014]. Для Кавказа до настоящего времени такая информация была крайне ограничена. Первые данные о толщине ледников Эльбруса были получены в 1934–1938 гг. Эльбрусской экспедицией АН СССР, когда методом электроразведки была измерена толщина льда в верховьях ледника Гарабаши [*Михайлов*, 1939]. Затем, в 1958 г. здесь же измеряли толщину льда методом сейсморазведки, однако результат оказался неудовлетворительным из-за несовершенства аппаратуры и неотработанной методики измерений применительно к ледникам [*Боканенко, Исаев*, 1960]. В 1967 г. была составлена карта толщины ледников Эльбруса, базирующаяся на косвенных данных и измерении толщины льда в трещинах и на обрывах [*Кравцова*, 1967]. В период Международного гидрологического десятилетия (МГД) методом гравиметрии и радиоразведки была измерена толщина ледника Марух на Западном Кавказе [*Ледник...*, 1988], а в начале 1970-х гг. первые радиолокационные измерения были сделаны на ледниках Безенги [*Мачерет, Лучининов*, 1973] и Джанкуат [*Ледник...*, 1978]. В 1987–1989 гг. были пробурены три скважины до ложа на леднике Гарабаши [*Загороднов и др.*, 1992] и выполнены первые радиолокационные измерения толщины льда высокочастотным (700 МГц) импульсным радаром ТГУ, которые легли в основу карты толщины льда на южном склоне Эльбруса [*Рототаева и др.*, 2002]. В 2005–2007 гг. радиолокационные измерения были выполнены на западном ледниковом плато Эльбруса на абсолютной высоте 5115 м [*Лаврентьев и др.*, 2010], в седловине и кратере Восточной вершины (неопубликованные данные). В 2011 г. были проведены наземные площадные радиолокационные измерения ледников Марух и Марушонок на Западном Кавказе [*Кутузов и др.*, 2012], а в 2012–2013 гг. – на леднике Джанкуат.

В 2012 и 2013 гг. впервые проведены масштабные аэро-радиолокационные измерения толщины ледников на Кавказе. В верховьях р. Черек 15 сентября 2012 г. была измерена толщина крупнейших сложнодолинных ледников – Безенги, Дых-Су, Айлама, Агаштан и Мижирги; получено более 130 км профилей радиоразведки. 1 июля 2013 г. было получено более 200 км радиолокационных профилей на восьми ледниках южного и

восточного секторов оледенения Эльбруса – Большой Азау, Малый Азау, Гарабаши, Терскол, Ирик, Ирикчат, Чунгурчатчиран и Бирджалычиран. Это существенно дополнило базу данных по толщине ледников Кавказа, имеющуюся в нашем распоряжении (материалы наземного радиозондирования ледников на Кавказе с 2002 г. по настоящее время), и позволило оценить погрешности расчета толщины льда с помощью модели GlabTop [Linsbauer et al., 2012; Paul, Linsbauer, 2012].

В последние годы ведется инвентаризация ледников в районах горного оледенения по программе GLIMS на основе космических снимков 1999–2010 гг. и каталога Randolph Glacier Inventory [Pfeffer et al., 2014] (www.glims.org). Однако качество доступных каталогов не всегда позволяет использовать данные по районам горного оледенения. Для некоторых районов допущены неточности при дешифрировании сезонного снежного и моренного покровов на космических снимках, что вызвало ошибки в определении площади отдельных ледников. Часто контуры ледников не соответствуют контурам на современных ортотрансформированных снимках, что может привести к неверным оценкам в региональном масштабе. Поэтому возникла необходимость создания современной (2010–2013) векторной базы ледников Большого Кавказа и объединения этих данных с результатами радиолокационных измерений толщины льда.

В статье приводятся и обсуждаются результаты измерений и моделирования толщины и объема ледников Большого Кавказа, полученные на

основе данных радиозондирования, моделирования и анализа космических снимков.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наземное радиолокационное зондирование.

Полевые работы включали измерения толщины льда наземной и вертолетной модификациями радиолокатора ВИРЛ-6 на ледниках Кавказа. Методика проведения наземных радиолокационных измерений толщины ледников с использованием моноимпульсного радиолокатора ВИРЛ-6 с частотой 20 МГц и цифровой регистрацией радарных и GPS-данных рассматривалась ранее, например [Лаврентьев и др., 2010]. В 2011–2013 гг. по той же методике для двух опорных ледников Кавказа Джанкуат и Марух были проведены наземные радиолокационные измерения [Кутузов и др., 2012; Лаврентьев и др., 2014]. Таким образом, были получены данные, достаточные как для построения карт толщины льда, так и для сравнения измеренных значений с модельными расчетами (рис. 1).

Аэрорадиолокационное зондирование. Для получения массовых данных о толщине и объеме горных ледников северного склона Большого Кавказа нами была апробирована методика радиолокационных измерений толщины ледников разных морфологических типов с вертолета. Она хорошо зарекомендовала себя при исследованиях ледников Шпицбергена в 2011 г. (устное сообщение Е.В. Василенко). Для этого была применена вертолетная модификация моноимпульсного локатора ВИРЛ-6 с частотой 20 МГц и антеннами длиной

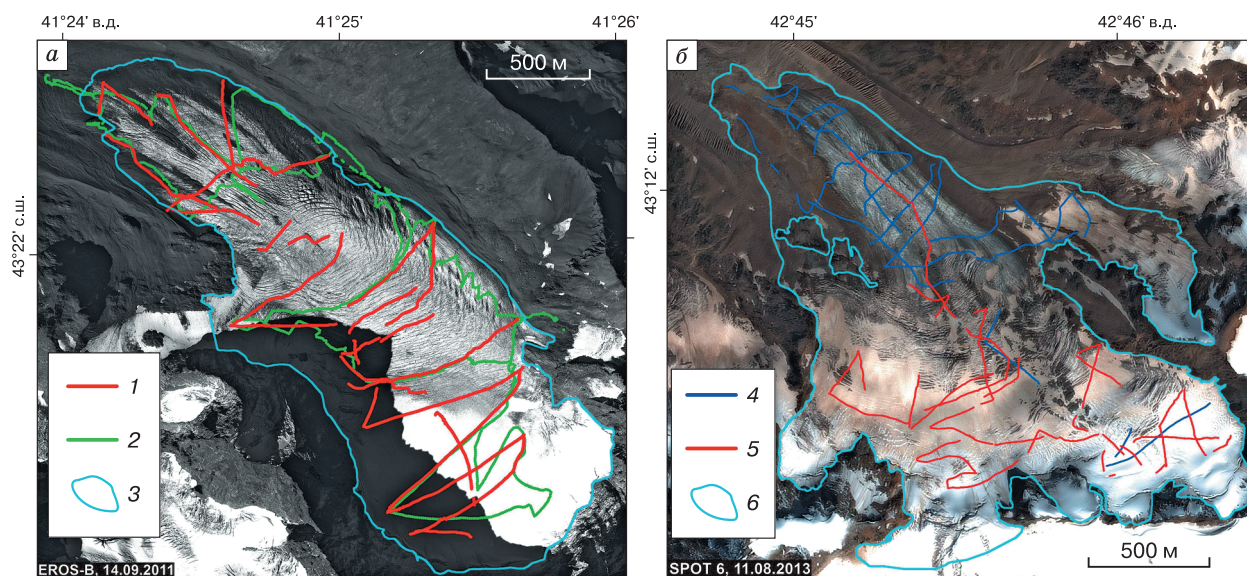


Рис. 1. Профили наземного радиолокационного зондирования и съемки DGPS на леднике Марух (а) в 2011 г. и на леднике Джанкуат (б) в 2012–2013 гг.

а: 1 – профиль наземного РЛЗ, 2011 г.; 2 – профиль DGPS съемки, 2011 г.; 3 – контур ледника, 2011 г.; б: 4 – профиль наземного РЛЗ, 2012 г.; 5 – профиль наземного РЛЗ, 2013 г.; 6 – контур ледника, 2013 г.

10 м. Оборудование размещалось на специальной ферме, подвешиваемой к фюзеляжу вертолета. Ферма для аэрозондирования ледников (ФАЗЛ-2) обладает достаточной массой (порядка 150 кг) и хвостовым стабилизатором, что обеспечивает стабильное положение в полете. Во время измерений конструкция с закрепленным на ней оборудованием подвешивалась под вертолетом на полипропиленовом тросе на расстоянии 15 м от фюзеляжа. Измерения производились в автоматическом режиме с частотой 0,2 с при средней скорости полета около 70 км/ч на высотах от 10 до 500 м над поверхностью ледника. Установка видеокамеры внутри блока с цифровым регистратором данных позволила отслеживать работу радиолокатора в режиме реального времени во время полета [Lavrentiev et al., 2013].

В бассейне р. Черек длина профилей радиолокационных измерений составила более 130 км; на 50 % из них были получены отражения от ложа (рис. 2).

В 2012 г. для аэрозондирования применялся приемник, который имел логарифмическую амплитудную характеристику и выравнивал амплитуды слабых и сильных отражений от внутренних неоднородностей и трещин и крутых бортов ледника, что затрудняло идентификацию отражений от ложа. В 2013 г. использовался новый приемник с линейным усилением и временной автоматической регулировкой усиления (ВАРУ). На его выходе сигналы хорошо различаются по амплитуде, и при небольшом рассеянии регулярные отражения от ложа видны в виде треков, хотя при сильном затухании или большой глубине могут быть потеряны. В результате в 2013 г. при аэроадиолокации

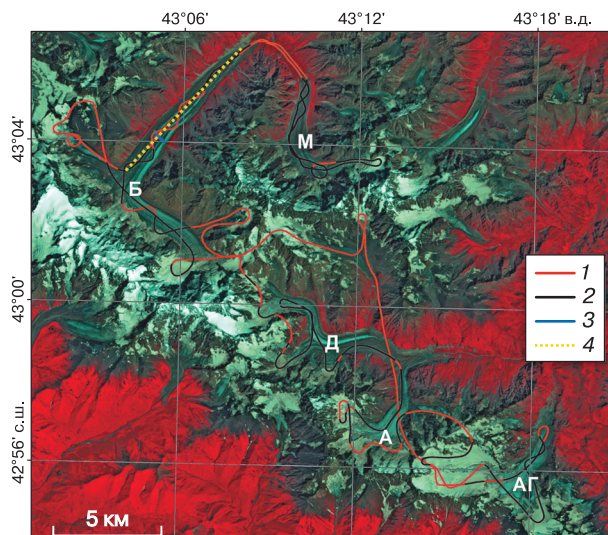


Рис. 2. Профили аэроадиозондирования ледников Центрального Кавказа на космическом снимке Landsat (2011 г.).

Б – Безенги, М – Мижирги, Д – Дых-Су, А – Айлама, АГ – Агаштан; 1 – маршрут полета с радиозондированием; 2 – участки профилей, на которых идентифицированы отражения от ложа ледников; 3 – профиль наземного радиозондирования; 4 – продольный профиль, где на радарограмме обнаружены множественные отражения от бортов долины.

онных измерениях в южном и восточном секторах оледенения Эльбруса получены более четкие сигналы отражения от ложа, чем в 2012 г. на ледниках бассейна р. Черек (рис. 3, б). С учетом подлетов с вертолетной площадки МЧС Кабардино-Балкарии в пос. Терскол общая протяженность маршру-

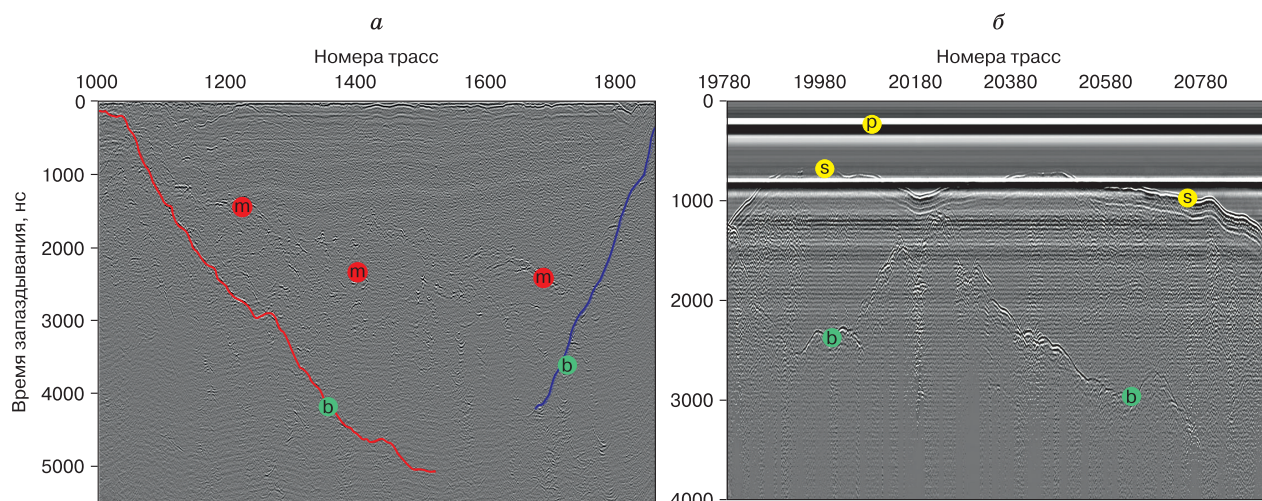


Рис. 3. Примеры радарограмм, полученных на продольном профиле ледника Безенги (а) и на леднике Чунгурчаттиран на Эльбурсе (б).

b – отраженный сигнал от ложа; m – отраженный сигнал от горного обрамления; s – отраженный сигнал от поверхности ледника; p – зондирующий импульс. Положение профилей см. рис. 2, 4.

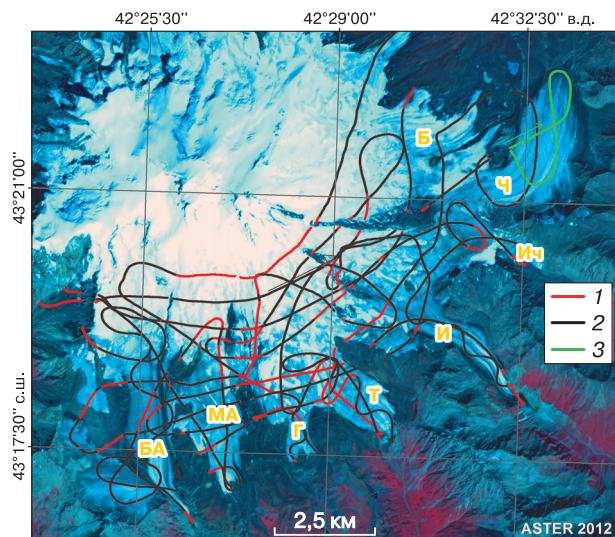


Рис. 4. Профили аэроадиозондирования ледников южного сектора оледенения Эльбруса.

БА – Бол. Азау, МА – Мал. Азау, Г – Гарабаша, Т – Терскол, И – Ирик, Ич – Ирикчат, Ч – Чунгурчатчиран, Б – Бирджалычиран; 1 – маршрут полета с радиозондированием; 2 – профили, на которых идентифицированы отражения от ложа ледников; 3 – профиль на леднике Чунгурчатчиран на плато Джикиуганкез (см. рис. 3).

тов полетов составила около 270 км. Из них более 200 км пролегло непосредственно над ледниками, а длина профилей, где был получен надежный сигнал от подледникового ложа, составила 152,8 км, или 72 % общей протяженности полета над ледниками (рис. 4).

Обработка данных радиолокационного зондирования. Для обработки полученных радарных данных использовался пакет программ RadexPro 2011.1 (www.radexpro.ru). Подробно методика обработки данных наземных радиолокационных съемок приведена в работе [Василенко и др., 2014], она принципиально не отличается от обработки данных воздушной съемки. Применение этого пакета программ позволяет визуализировать радарные записи, вводить статические поправки в начало зондирующих импульсов, обрабатывать сигналы на радарных записях с применением фурье-анализа для получения реальной геометрии ложа за счет коррекции положения боковых отражений и делать оцифровку времени запаздывания отраженных от ложа сигналов в интерактивном режиме. При аэрозондировании дополнительно определяется высота полета над ледником. Здесь, однако, могут возникнуть дополнительные сложности при интерпретации отраженных сигналов. При радиолокационных измерениях вдоль продольного профиля регистрируются отражения не только от границы на ложе ледника, но и от его горного обрамления. При известной высоте полета H на удалении

D от края ледника и S от скального обрамления можно выявить сигналы-помехи, источником которых служат борта долины. Максимальное излучение и прием отраженных сигналов происходит в плоскости, перпендикулярной оси антенн, и по кратчайшему расстоянию до поверхности ледника, участков ложа и горных склонов. Время запаздывания t этих отражений можно оценить, полагая, что их дальность соизмерима с расстояниями D и $D + S$ от точки измерений до боковых морен или горных склонов (рис. 5):

$$ct/2 > [(H^2 + (D + S)^2)^{1/2}]/c, \quad (1)$$

где c – скорость радиоволн в воздухе (300 м/мкс); t – время запаздывания сигналов, нс; H , D , S – расстояние, м.

Для случая зондирования ледника Безенги с вертолета в 2013 г. (см. рис. 3, а) глубина отражений от бортов долины в наиболее глубокой части языка оказалась равной $ct/2 \sim 2300$ нс, что существенно меньше времени запаздывания отражения от ложа ледника ($t_B \sim 5000$ нс). Эти данные проверены по данным съемки на поперечных профилях, в том числе по наземному профилю (рис. 6). На радарных записях с Эльбруса таких проблем не возникало, так как Эльбрус возвышается над остальными горами, и здесь отсутствуют высокие склоны, окружающие ледники. После обработки радарограмм все данные (радарные и навигационные) приводятся к табличному виду и вычисляются толщины ледника. При этом средняя скорость распространения радиоволн в леднике принимается постоянной и равной 168 м/мкс. На заключительном этапе эти данные используются для составления карт толщины и определения объема льда.

Построение карт толщины ледников производилось с использованием аппроксимации Topoto-

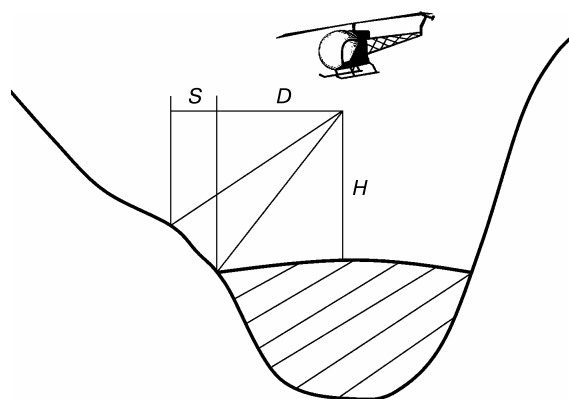


Рис. 5. Схема выявления сигналов-помех от горных склонов при вертолетном радиозондировании вдоль продольного профиля (пояснения в тексте).

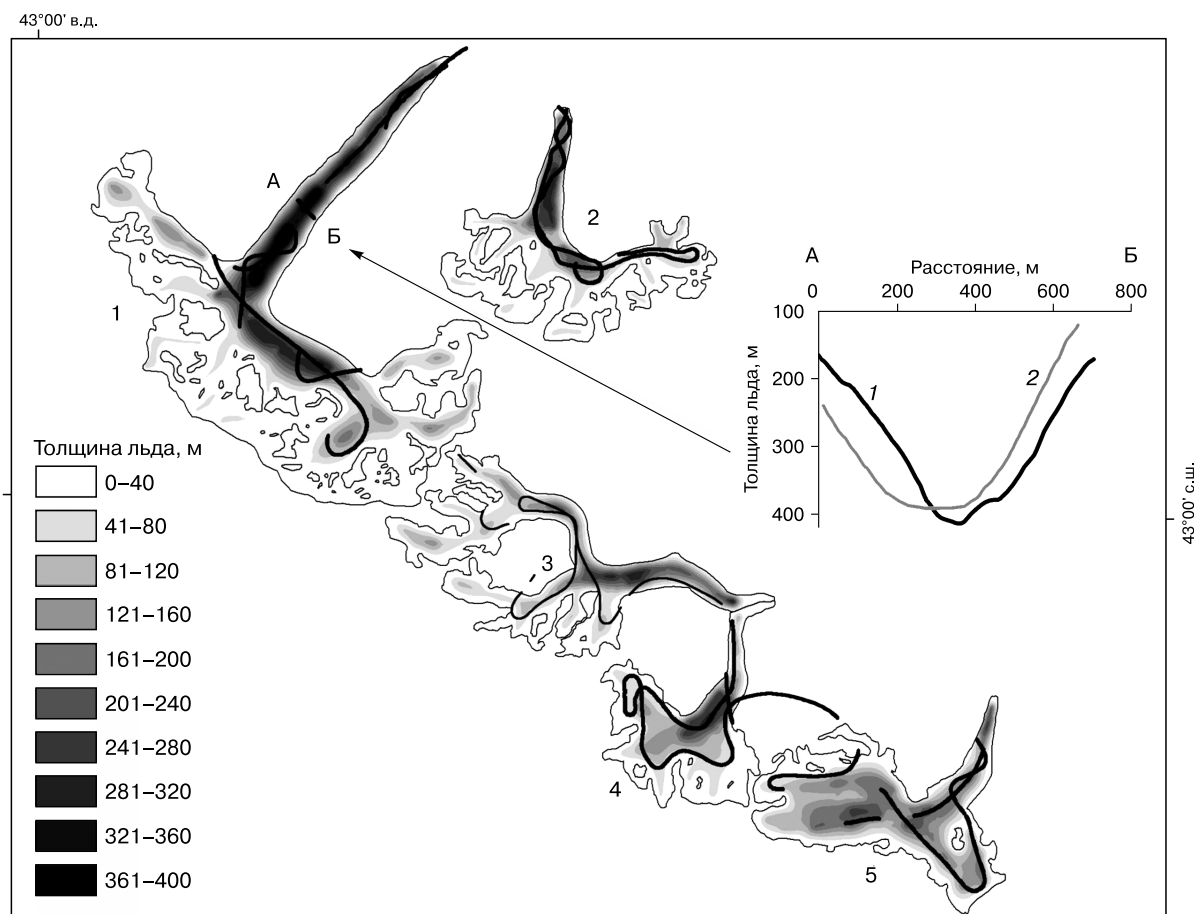


Рис. 6. Карта толщины ледников Безенги (1), Мижирги (2), Дых-Су (3), Айлама (4) и Агаштан (5), профили аэрозондирования в 2012 г.

На врезке – сравнение измеренной (1) и смоделированной по GlabTop (2) толщины льда на поперечном профиле А–Б на леднике Безенги.

Raster ANUDEM в программе ArcGIS, учитывая гидрологическую корректность рельефа ложа.

Оценка толщины и объема ледников с помощью модели GlabTop. Одним из методов оценки объема ледников является моделирование толщины льда на основе упрощенных гляциологических принципов движения льда, данных о границах ледника и рельефе поверхности в виде цифровых моделей рельефа. Выше упоминалось, что при наличии данных прямых измерений можно скорректировать параметры модели и получить достоверный результат. Нами была использована одна из наиболее распространенных на сегодня моделей толщины льда и рельефа ложа ледников – GlabTop (Glacier bed topography) [Paul, Linsbauer, 2012]. Модель была изначально применена для расчета толщины льда на ледниках, где производились радиолокационные измерения (Марух, Джанкуат, ледники района Безенги, южный сектор оледене-

ния Эльбруса), что позволило оценить точность и ввести поправку в модель GlabTop. Затем был сделан расчет объема 224 ледников Кавказа площадью более 1 км². Подробное описание применения модели к одному из исследуемых ледников приведено в работе [Лаврентьев и др., 2014].

Создание векторной базы ледников Кавказа. Анализ доступных данных о границах ледников Кавказа, размещенных на сайте проекта GLIMS (www.glims.org), которые изначально планировалось использовать для расчета объема ледников, показал, что эти данные, к сожалению, не подходят для наших целей. Каталог ледников не покрывает часть ледников Восточного Кавказа, контуры ледников не всегда проведены точно, особенно на Западном Кавказе. Кроме того, контуры ледников не соответствуют имеющимся цифровым моделям рельефа, поскольку дешифрирование границ ледников выполнялось по неортогосформированным снимкам ASTER. В связи с этим

было принято решение о создании новой базы данных по ледникам Кавказа, включающей контуры, основные высотные параметры, а также оцифрованные главные линии тока ледников.

Были использованы снимки LandsatETM+ и LandsatTM, сделанные при облачности, близкой к нулевой, и в конце периода абляции с целью уменьшения ошибок, связанных с присутствием сезонного снежного покрова. Контуры ледников Эльбруса были определены при дешифрировании снимка ASTER (2012 г.). Обработка снимков проводилась с помощью программы ArcGIS 10. При этом для снимков Landsat ETM+ и Landsat TM дешифрирование границ ледников выполнено полуавтоматическим способом с использованием соотношения значений “красной” (TM3) ближней инфракрасной (TM5) спектральных зон снимков Landsat. Этот метод широко применяется для дешифрирования границ ледников по всему миру, кроме того, именно он рекомендуется как стандартный для оценки изменения площади ледников в горных районах [Paul et al., 2013]. Полученные автоматически контуры ледников затем были проверены на наличие ошибок и исправлены вручную. В процессе дешифрирования границ ледников были использованы также данные полевых наблюдений, фото- и видеоматериалы, полученные во время вертолетной съемки. Согласно предыдущим исследованиям по этой тематике, в диапазоне разрешения снимков 5–30 м точность определения размеров ледников практически не изменяется, за исключением ледников размером менее 0,1 км² [Paul et al., 2013]. Величина погрешности определения площади отдельных ледников составила менее 5 %. Погрешность определения площади большой выборки ледников (более 100) снижается до 3 % за счет компенсирования положительных и отрицательных ошибок [Кутузов, 2012]. Основные неточности могут быть связаны с наличием заморенных участков ледников. Объективно оценить возможные погрешности из-за поверхностной морены довольно сложно. Однако, по нашей оценке, они также невелики и составляют менее 1 % общей площади ледников. Дешифрирование границ сопряженных ледников (по ледоразделам) производилось с использованием цифровой модели рельефа ASTER GDEM V2 (gdem.ersdac.jspacesystems.org.jp) с горизонтальным разрешением 30 м и вертикальной точностью 12 м для горных районов. Наиболее сложный с этой точки зрения объект – ледниковая система Эльбруса – рассматривался отдельно. Для этого был использован полуавтоматический метод проведения ледоразделов, основанный на данных о топографии поверхности ледников и гидрологическом моделировании [Kienholz et al., 2013]. В методе использована цифровая модель рельефа (ЦМР) в качестве основы для выявления границ бассейнов стока отдельных ледни-

ков. При помощи ЦМР были построены карты направлений стока внутри общего контура оледенения Эльбруса. Затем по серии точек (точки “накопления стока”) вдоль нижних границ выводных ледников были построены карты основных линий тока. Полученные данные позволили определить контуры ледосборных бассейнов Эльбруса, которые были скорректированы вручную.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам дешифрирования космических снимков была составлена база данных всех ледников Кавказа по состоянию на 2010–2013 гг., в которую вошли 1713 ледников общей площадью (1121 ± 30) км². При этом на долю 43 крупных ледников (более 5 км²) приходится 40 % общей площади. Особо выделяется оледенение вулкана Эльбрус с общей площадью ледяного покрова 112,7 км². Следует отметить, что полученное значение площади Эльбруса отличается от опубликованной ранее величины 120 км² [Золотарев, Харьковский, 2012]. Это объясняется в первую очередь тем, что в этой работе площадь ледников Эльбруса включает выходы скальных пород, нунатаки, которые занимают порядка 5 км², кроме того, с 2007 по 2012 г. ледники продолжали отступать.

С использованием модели GlabTop нами были рассчитаны толщина льда, объем и построены карты подледного рельефа для ледников Безенги, Мижирги, Дых-Су, Айлама и Агаштан (см. рис. 6) и всего оледенения Эльбруса (рис. 7, б). После проверки точности модели такие карты были получены для 224 ледников Центрального Кавказа площадью более 1 км². Общая площадь ледников, для которых произведены расчеты, составила 719 км², или 64 % площади всего оледенения Кавказа. Средняя толщина льда для 224 ледников Большого Кавказа составила 34 м. Максимальная толщина льда (412 м) была измерена на леднике Безенги.

Одним из результатов измерения толщины льда на Эльбрусе является обнаружение значительной толщины на так называемом ледяном поле Джикиуганкез, в зоне абляции ледника Чунгурчатчиран, что противоречит представлениям о возможной там толщине льда (см. рис. 7, а). По результатам работ в период Международного геофизического года (МГГ) и МГД было высказано предположение, что толщина льда на большей части ледяного поля Джикиуганкез составляет около 13–25 м, что позволило прогнозировать быстрое стаивание ледника на этом участке [Оледенение..., 1968]. По нашим данным, толщина льда в центральной части превышает 200 м и на этом участке оледенения Эльбруса сосредоточены значительные запасы льда.

Совместный анализ данных моделирования и наблюдений позволил скорректировать парамет-

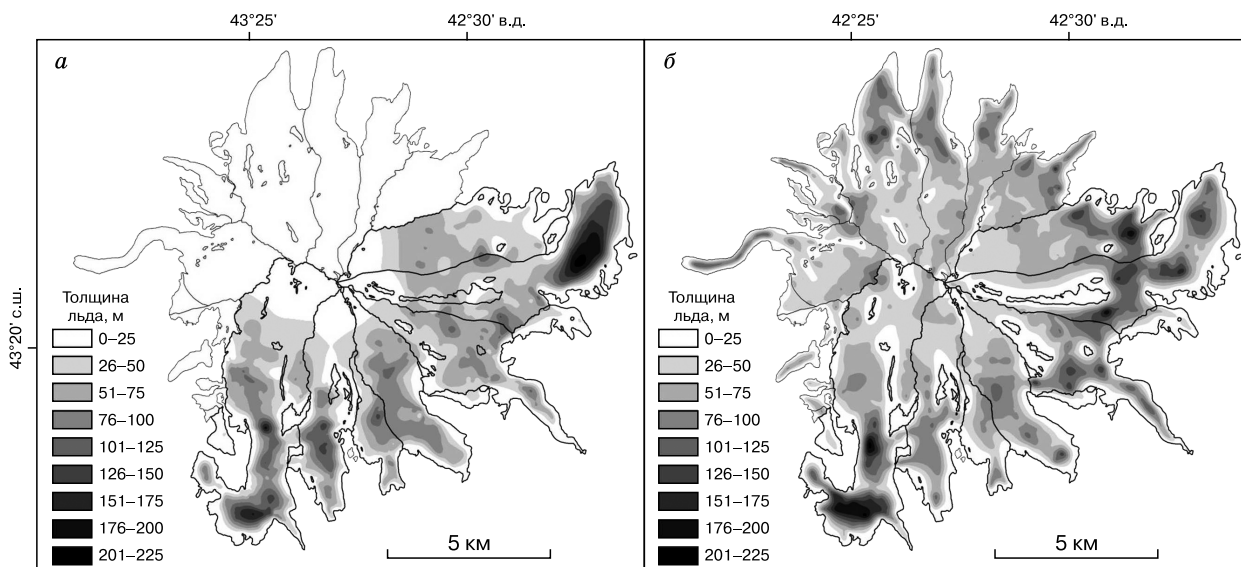


Рис. 7. Карта толщины ледников Эльбруса по данным радиозондирования (а) и моделирования (б).

ры модели GlabTop. Для этого в формулу расчета толщины льда [Haerberli, Hoelzle, 1995] был введен эмпирический калибровочный коэффициент:

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

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; κ – эмпирический поправочный коэффициент.

Обработка результатов измерений и моделирования толщины льда показала, что наилучшее соответствие измеренных и рассчитанных толщин льда получается при использовании в (2) коэффициента $\kappa = 1,266$. Без этого значения толщины льда, полученные по модели, систематически занижены по сравнению с данными измерений на ледниках (Джанкуат, Башкара, ледники в районе Безенги и южный склон Эльбруса).

Результаты моделирования и измерения объема ледников приведены в таблице. Имеющихся данных вертолетного зондирования ледников района Безенги оказалось недостаточно для построения надежных карт толщины льда, в связи с этим значения измеренных объемов в таблице не приводятся. Данные измерений использовались для корректировки модели.

Значительная ошибка оценки объема ледника Марух объясняется топографией подледного ложа с необычно большой для долинного ледника площадью $2,7 \text{ км}^2$ и толщиной льда до 330 м в области питания, расположенной в глубоком цирке. Для ледников южного склона Эльбруса наибольшие

расхождения модельных и измеренных значений объема льда наблюдаются на ледниках Бирджалычиран, Чунгурчатчиран и Гарабаши, что вызвано недостаточностью данных измерений и неточностью цифровой модели рельефа ASTER GDEM. Расчет общего объема льда южного сектора оледенения Эльбруса показал, что, несмотря на расхождения по отдельным ледникам, расчетные значения часто совпадают с измеренными.

Объем льда ледников Кавказа по данным моделирования и измерений

Ледник	Объем льда, км ³		Расхождение, %
	по модели GlabTop	измеренный	
Марух	0,150	0,276	46
Джанкуат	0,081	0,077	–5
Большой Азау	0,951	0,822	–16
Малый Азау	0,346	0,353	2
Гарабаши	0,113	0,156	28
Терскол	0,382	0,433	12
Ирик	0,464	0,440	–5
Ирикчат	0,020	0,021	5
Чунгурчатчиран	0,754	0,960	21
Бирджалычиран	0,557	0,374*	–49
Итого	3,818	3,912	–2,5
Безенги	2,963	–	–
Мижирги	0,770	–	–
Дых-Су	0,957	–	–
Айлама	0,696	–	–
Агаштан	1,404	–	–

* На основе трех профилей радиозондирования.

Оценка запасов льда в ледниках Большого Кавказа. Полученные в ходе радиолокационных измерений и модельных расчетов данные о толщине и объеме ледников, а также о площади ледников Большого Кавказа позволили уточнить региональные коэффициенты уравнения степенной зависимости объема (V) ледников от площади (S):

$$V = kS^p. \quad (3)$$

Подробно возможности применения этой формулы для расчета объема льда в горно-ледниковой системе рассматривались в работе [Мачерет и др., 2013].

Для крупных ($>3 \text{ км}^2$) долинных и сложнодолинных ледников Большого Кавказа коэффициент k оказался равен $0,03$, $p = 1,255$. Для каровых и карово-долинных ледников площадью менее 2 км^2 $k = 0,024$, $p = 1,37$ (рис. 8).

В результате по формуле (3) был рассчитан объем всех ледников Большого Кавказа, который составил $(43,5 \pm 5,0) \text{ км}^3$. При этом массив Эльбруса, а также 15 крупнейших сложнодолинных ледников Кавказа содержат в общей сложности 47 % всего объема льда горной системы. Оценить точность расчета общего объема довольно сложно, особенно учитывая применение разных методов. Согласно [Paul, Linsbauer, 2012], метод GlabTop позволяет рассчитывать объем ледника с точностью до 30 %. Использование данных измерений позволило скорректировать модельные значения толщины льда. При оценке точности мы исходили из различий измеренных и модельных значений общего объема ледников.

Статистические тесты возможности применения различных способов расчета объема ледников часто дают противоречивые результаты. Так, в работе [Farinotti, Huss, 2013] высказано предположе-

ние, что использование зависимости объема ледников от их площади дает большие ошибки (30–40 %) даже при существенной выборке ледников с известным объемом. Следует отметить, что в этой работе авторы опирались на выборку, которая была искусственно сгенерирована, исходя из данных о площади ледников и возможных вариаций объема. Как показали наши исследования [Мачерет и др., 2013], использование площадей и реальных измеренных объемов дает более точный результат расчета общего объема ледников системы.

Объем ледников Большого Кавказа, оцененный с использованием зависимости (3), составил $(43,5 \pm 5,0) \text{ км}^3$, что меньше величины $(80 \pm 6,0) \text{ км}^3$ из работы [Radić, Hock, 2010], а также меньше, чем $(61 \pm 6) \text{ км}^3$ из [Huss, Farinotti, 2012], где использовался балансово-динамический метод расчета объема. Эти оценки опирались на данные каталога GLIMS, который, как было показано, для Кавказа имеет ряд недостатков. При расчете параметры модели принимались такими же, как в Альпах, что также могло повлиять на результаты. Интересно, что расчет А.Б. Журавлева [1982], который в качестве входной информации использовал данные Каталога ледников СССР (1967–1976 гг.) и зависимость объема от площади, полученную для 21 ледника умеренного типа, расположенных в Альпах, Скалистых Горах и на Кавказе, оказался наиболее близким по значению $(50,6 \pm 2,7) \text{ км}^3$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены данные о толщине льда для многих ледников Кавказа, включая опорные ледники Марух и Джанкуат, крупнейшие ледники верховий р. Черек, а также ледники Эльбруса. Этому способствовали разработка и успешное внедрение методики радиолокационных измерений толщины льда с использованием вертолета. В 2011–2013 гг. было получено около 250 км профилей с уверенно идентифицируемыми отражениями от ложа ледников. На базе инструментальных данных была проведена коррекция приемов оценки толщины льда и объема ледников. Составлена новая векторная база ледников Кавказа по состоянию на 2010–2013 гг., в которую вошли 1713 ледников общей площадью $(1121 \pm 30) \text{ км}^2$. Произведена оценка общих запасов льда на Кавказе. Установлено, что объем ледников Большого Кавказа составляет $(43,5 \pm 5,0) \text{ км}^3$ льда.

Полученные результаты, а также использованный подход с применением комплекса дистанционных и наземных методов и модельных расчетов открывают возможности для дальнейшего уточнения параметров оледенения не только Кавказа, но и других горных систем мира. Ведь горные ледники служат важными ресурсами пресной воды, используемой для орошения, хозяйствен-

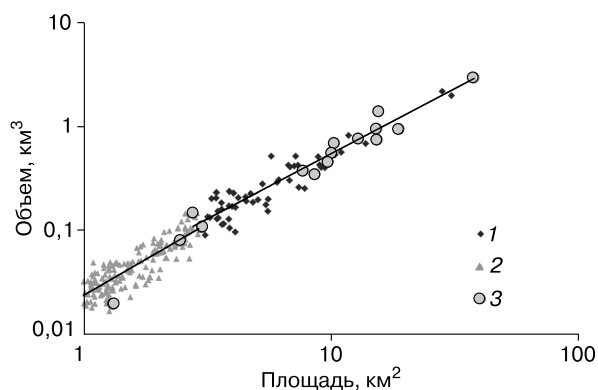


Рис. 8. Зависимость объема 224 ледников Большого Кавказа от их площади по данным моделирования GlabTop.

1 – для долинных и сложнодолинных ледников; 2 – для каровых и карово-долинных ледников площадью менее 2 км^2 ; 3 – для ледников производилась коррекция модели GlabTop по данным измерений толщины льда.

ных и производственных нужд и выработки электроэнергии. Одним из важных направлений будущих исследований представляется оценка изменения объема ледников, что крайне важно для уточнения реакции ледников Кавказа на изменения климата и вклада в речной сток и уровень Мирового океана. Немаловажной представляется также оценка вероятности образования гляциальных озер в результате сокращения ледников и оценка потенциального риска возникновения катастрофических лахаров в случае извержения вулканов, покрытых ледниками (например, Эльбрус, Казбек). Такая работа может быть проведена на основе данных о подледном рельефе и прогнозе изменения ледников в будущем.

Авторы выражают благодарность К.Е. Смирнову, В.Н. Михаленко (Институт географии РАН) и В.В. Поповнину (географический факультет МГУ) за оказанную на разных этапах помощь в организации и проведении полевых работ. Авторы признательны А.Ф. Глазовскому за полезную критику и ценные советы. Авторы благодарны компании "Heliaction" и пилоту А. Болдыреву за проведение вертолетного зондирования ледников.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00728, 12-05-00391) и гранта Президента РФ для поддержки молодых ученых – кандидатов наук (МК-240.2013.5).

Литература

- Боканенко Л.И., Исаев В.С.** Предварительные результаты определения мощности льдов Эльбруса сейсмическим методом // Информ. сборник о работах географического факультета МГУ по МГГ, 1960, № 5, с. 10–58.
- Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.** Изменения гидротермической структуры ледников Восточный Гренфиорд – Фритьоф на Шпицбергене // Лед и снег, 2014, № 1 (125), с. 5–19.
- Журавлев А.Б.** Определение объема льда горных ледников по данным радиозондирования с вертолета: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1982, 23 с.
- Загороднов В.С., Архипов С.М., Бажев А.Б. и др.** Строение, состав и гидротермический режим ледника Гарабаши на Эльбрусе // Материалы гляциол. исслед., 1992, вып. 73, с. 109–117.
- Золотарев Е.А., Харьковец Е.Г.** Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лед и снег, 2012, № 2 (118), с. 15–22.
- Кравцова В.И.** Карта мощности льда // Материалы гляциол. исслед., 1967, вып. 13, с. 151–157.
- Кутузов С.С.** Изменение ледников внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2009, 24 с.
- Кутузов С.С.** Изменение площади и объема ледников хр. Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. // Лед и снег, 2012, № 1 (117), с. 5–14.
- Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А.** Изменения ледника Марух с 1945 по 2011 г. // Лед и снег, 2012, № 1 (117), с. 123–127.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А., Попов Г.А., Поповнин В.В.** Толщина, объем льда и подледный рельеф ледника Джанкуат // Лед и снег, 2014, № 4 (128), с. 7–19.
- Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С.** Толщина льда и подледный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лед и снег, 2010, № 2 (110), с. 12–18.
- Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ)** / Под ред. И.Я. Боярского. Л., Гидрометеиздат, 1978, 184 с.
- Ледник Марух (Западный Кавказ)** / Под ред. В.М. Котлякова. Л., Гидрометеиздат, 1988, 254 с.
- Мачерет Ю.Я.** Радиозондирование ледников / Ю.Я. Мачерет. М., Науч. мир, 2006, 389 с.
- Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.** Толщина, объем и строение ледников // Гляциология Шпицбергена. М., Наука, 1985, с. 7–35.
- Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И.** Об оценке объема льда горных ледников // Лед и снег, 2013, № 1 (121), с. 5–16.
- Мачерет Ю.Я., Лучининов В.С.** Интерпретации результатов контактной радиолокационной съемки теплых горных ледников // Материалы гляциол. исслед., 1973, вып. 22, с. 45–57.
- Мачерет Ю.Я., Черкасов П.А., Боброва Л.И.** Толщина и объем ледников Джунгарского Алатау по данным аэроадиозондирования // Материалы гляциол. исслед., 1988, вып. 62, с. 59–71.
- Михайлов И.Г.** Об определении толщины ледников методом электрического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1939, № 4–5, с. 417–420.
- Никитин С.А.** Закономерности распределения ледниковых ресурсов в Русском Алтае // Материалы гляциол. исслед., 2009, вып. 107, с. 87–96.
- Оледенение Эльбруса.** М., Изд-во Моск. ун-та, 1968, 344 с.
- Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А.** Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Топ (массив Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 91–100.
- Рототаева О.В., Никитин С.А., Бажев А.Б. и др.** Толщина льда на южном склоне Эльбруса // Материалы гляциол. исслед., 2002, вып. 93, с. 143–151.
- Abermann J., Lambrecht A., Fischer A., Kuhn M.** Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969–1997–2006) // The Cryosphere, 2009, No. 3, p. 205–215, doi:10.5194/tc-3-205-2009.
- Bolch T., Kulkarni A., Kääb A. et al.** The state and fate of Himalayan Glaciers // Science, 2012, vol. 336, No. 6079, p. 310–314, doi:10.1126/science.1215828.
- Chen J., Ohmura A.** Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s // IAHS Publ., 1990, No. 193, p. 125–135.
- Farinotti D., Huss M., Bauder A., Funk M.** A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers // J. Glaciol., 2009, vol. 55, No. 191, p. 422–430.
- Farinotti D., Huss M.** An upper-bound estimate for the accuracy of glacier volume – area scaling // The Cryosphere, 2013, No. 7, p. 1707–1720, doi:10.5194/tc-7-1707-2013.
- Fischer A., Kuhn M.** Ground-penetrating radar measurements of 64 Austrian glaciers between 1995 and 2010 // Ann. Glaciol., 2013, vol. 54, No. 64, p. 179–188, doi:10.3189/2013AoG64A108.

- Gabbi J., Farinotti D., Bauder A., Maurer H.** Ice volume distribution and implications on runoff projections in a glacierized catchment // *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2012, No. 16, p. 4543–4556, doi:10.5194/hess-16-4543-2012.
- Grinsted A.** An estimate of global glacier volume // *The Cryosphere*, 2013, No. 7, p. 141–151.
- Haerberli 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 // *Ann. Glaciol.*, 1995, vol. 21, p. 206–212.
- Huss M., Farinotti D.** Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe // *J. Geophys. Res.*, 2012, vol. 117, iss. F4, p. 1–10, doi:10.1029/2012JF002523.
- Kienholz C., Rich J.L., Arendt A.A., Hock R.** A new method for deriving glacier centerlines applied to glaciers in Alaska and northwest Canada // *The Cryosphere*, 2014, No. 8, p. 503–519, doi:10.5194/tc-8-503-2014.
- Lavrentiev I., Kutuzov S., Vasilenko E., Macheret Y.** Radioecho sounding of Caucasus glaciers // *EGU General Assembly 2013, Geophys. Res. Abstr.*, 2013, vol. 15, EGU2013-930.
- 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 // *J. Geophys. Res.*, 2012, vol. 117, F01020, doi:10.1029/2011JF002104.
- Linsbauer A., Paul F., Haerberli W.** Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach // *J. Geophys. Res.*, 2012, vol. 117, F03007, doi:10.1029/2011JF002313.
- Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J. et al.** Radioecho sounding and ice volume estimates of western Norden-skiöld Land glaciers, Svalbard // *Ann. Glaciol.*, 2013, vol. 54, No. 64, p. 168–178.
- Meier M.F., Bahr O.B.** Counting glaciers: use of scaling methods to estimate the number and size distribution of glaciers of the world // *CRREL Spec. Rep.* 96-27, 1996, p. 89–94.
- Paul F., Barrand N., Berthier E. et al.** On the accuracy of glacier outlines derived from remote sensing data // *Ann. Glaciol.*, 2013, vol. 54, No. 63, p. 171–182.
- Paul F., Linsbauer A.** Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM // *Intern. J. Geograph. Inform. Sci.*, 2012, vol. 26, iss. 7, p. 1–18.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A. et al.** The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *J. Glaciol.*, 2014, vol. 60, No. 221, doi: 10.3189/2014JoG13J176.
- Radić V., Bliss A., Beedlow A.C., Hock R., Miles E., Cogley J.G.** Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models // *Climate Dynamics*, 2014, vol. 42, No. 1–2, p. 37–58.
- Radić V., Hock R.** Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data // *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, iss. F10, p. 1–10, doi:10.1029/2009JF001373.

Поступила в редакцию
6 мая 2014 г.