

## О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчётах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана

© 2017 г. Э.Р. Семакова\*, Д.Г. Семаков

Астрономический институт им. Улугбека Академии наук Узбекистана, Ташкент, Республика Узбекистан

\*ella9sem@gmail.com

### On a possibility to use the remote sensing techniques for glaciological analysis in mountain regions of Uzbekistan

E.R. Semakova, D.G. Semakov

Ulugh Bek Astronomical Institute of the Uzbekistan Academy of Sciences, Tashkent, Republic of Uzbekistan

\*ella9sem@gmail.com

Received September 3, 2016

Accepted March 11, 2017

**Keywords:** digital model (DEM), firn line, glacial lakes, glaciers, ICESat, laser altimetry, SAR images, surface lowering.

#### Summary

The ALOS/AVNIR-2 satellite data (2007–2010) allowed estimating areas of glaciers, change in the areas for 50 years, and the number and areas of new naturally-dammed lakes in the mountain regions of Uzbekistan. Boundaries of these glaciers together with the ALOS/PALSAR data (2010) were used as the basis to determine position of the firn line. It was revealed that since 1980s elevation range of the line gradually decreased. The relationship between average elevation of the firn line and the upper limit of the juniper tree occurrence as well as changing of this relation since 1980s are considered. The revealed lakes served as the basis for verification of probabilistic model of the moraine-dammed lake formations due to the glacier recessions in the basins under consideration. It was shown that the GIS-techniques based on the use of this model together with data on glaciation and the relief digital model may significantly simplify searching of new lakes. Application of a system of the mudflow movement modeling makes possible to estimate a risk level in a case of a lake bursting. Current information about changing elevations of the glacier surfaces was obtained due to the radar interferometry and the altimeter data. The digital model of the river Pskem upper course (the DEM) had been built using the satellite TerraSAR-X/TanDEM-X data (2011–2012). All datasets of the elevations were checked for horizontal shifts of the relief digital models relative to the ICESat profiles (2003–2008). Evaluation of accuracy and morphological analysis of all the relief models for the investigated region were also made. DEMs differencing, the difference between ICESat measurements and DEM, nearby ICESat footprints within one track and between the tracks were carried out to assess the change in elevations of the glacier surfaces. Average rate of the surface lowering of an individual glacier with the maximal number of footprints (7) in the track is equal to  $-1$  m/year; on average for 7 corrie-valley glaciers with northern/north-eastern exposition, it is  $-1.3$  m/year in the ablation zone. This rate increases toward the glacier terminus. Average local mass balance in the ablation zone of the Barkrak Glacier is equal to  $-0.82 \pm 0.36$  m w.e.  $a^{-1}$  for the period since 2000 till 2012.

**Citation:** Semakova E.R., Semakov D.G. On a possibility to use the remote sensing techniques for glaciological analysis in mountain regions of Uzbekistan. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (2): 185–199. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-185-199.

Поступила 3 сентября 2016 г.

Принята к печати 11 марта 2017 г.

**Ключевые слова:** лазерная альтиметрия, ледники, ледниковые озёра, понижение поверхности, радиолокационные снимки, фирновая линия, цифровая модель рельефа.

Рассматриваются вопросы использования спутниковой информации для решения нескольких задач: расчёта площади ледников Республики Узбекистан и скорости понижения их поверхности; поиска связи между высотой фирновой линии и верхней границей арчи; применения модели возможного формирования моренных озёр при отступании ледников и модели движения селевого потока в случае прорыва ледниковых озёр.

#### Введение

Гляциологические объекты характеризуются большой сезонной и многолетней изменчивостью, расположением в труднодоступных и сложных для наземных наблюдений условиях, что вызывает необходимость привлечения дистанционных методов для их изучения [1]. Знание

состояния ледников и высокогорных озёр необходимо и для оценки климатических изменений, и для выявления озёр, которые могут быть опасны. Недавние исследования показали, что площадь оледенения в отдельных речных бассейнах Центральной Азии меняется неодинаково [2–15]. Основой такого вывода служат данные каталогизации ледников за различные периоды [9, 10,

16, 17], космические снимки высокого и среднего разрешения, а также материалы экспедиционных наблюдений за отдельными ледниками и озёрами. Важные показатели оценки современного оледенения — площадь, количество ледников и появившихся в речном бассейне озёр, положение фирновой линии на ледниках, высотное изменение поверхности ледников за определённый период. В настоящей работе рассматриваются возможности определения этих показателей для горных районов Узбекистана на основе использования спутниковой информации.

### Район исследований

Гляциальная область Узбекистана находится в пределах трёх основных речных бассейнов — Пскем, Кашкадарья и Сурхандарья, расположенных на востоке и юго-востоке республики. Река Пскем, образуемая слиянием рек Майдантал и Ойгаинг, представляет собой правый приток р. Чирчик, одного из крупнейших правых притоков р. Сырдарья, и относится к системе Западного Тянь-Шаня. Максимальная площадь оледенения сосредоточена в зоне 3600–3800 м. Выше 4000 м сосредоточено 2,2% площади оледенения [9]. В исследуемую область этого района входят ледники бассейнов всех притоков р. Пскем, сток с которых попадает на территорию Узбекистана. Река Сурхандарья — правый приток р. Амударья. Бассейны рек южной части района исследований относятся к горной системе Гиссаро-Алая. Средняя высота нижней границы ледников в бассейне р. Кашкадарья — 3760 м, в бассейне р. Сурхандарья — 3724 м. Средняя высота верхней границы ледников в частных бассейнах южной части района исследований колеблется от 3945 до 4224 м [16]. В исследуемую область бассейна р. Сурхандарья включены ледники бассейнов рек Сангардак и Тупаланг. Большинство ледников относятся к каровому типу, площадь каждого из них — менее 1 км<sup>2</sup>.

### Используемые данные и методы обработки

Для выявления современных границ ледников и озёр использовались оптические спутниковые данные ALOS/AVNIR-2 (2007–2010 гг.) и Landsat-8 (2013, 2015 гг.) на конец периода абля-

ции ледников [14]. Фирновая линия на ледниках определялась с помощью радиолокационных данных ALOS/PALSAR и упомянутых оптических данных. Интерферометрические радиолокационные данные TerraSAR-X/TanDEM-X использованы для построения цифровой модели рельефа верховьев р. Пскем [18] и сравнительной оценки высот поверхности ледников с данными цифровых моделей рельефа SRTM и ASTER, а также лазерной альтиметрии GLAS/ICESat [19]. Степень покрытости районов исследования данными ALOS/AVNIR-2 на различные даты съёмки, методика обработки данных и используемые методы дешифрирования границ ледников и озёр с соответствующей оценкой точности подробно рассмотрены в опубликованной ранее работе [14]. В соответствии с принятой классификацией озёр [20] выявленное озеро определялось как ледниковое (подпруженное ледником озеро), если оно располагалось на теле ледника; как моренное, если оно находилось на последней морене ледника. К завальным относили все остальные озёра, в том числе образованные в результате схода оползней, камнепадов или находящиеся изолированно на старых плейстоценовых моренах. При дешифрировании учитывались и такие озёра, которые на другую дату съёмки были опустевшими или замёрзшими.

Используемые в работе радиолокационные данные представляют собой комплексные изображения с амплитудно-фазовыми параметрами в геометрии наклонной дальности. Обработка снимков ALOS/PALSAR уровня L1.1 (30.10.2010 г.), полученных в режиме съёмки FBD (двойная поляризация), заключалась в выполнении операций создания амплитудного изображения, осреднения (Multilooking), расчётов коэффициентов по дальности и азимуту, фильтрации спекл-изображения, пространственной привязки и радиометрической калибровки. Полученные коэффициенты обратного рассеяния в поляризации HV позволяли наилучшим образом идентифицировать положение фирновой линии на ледниках.

Согласно результатам работы с мультиполяризационными данными *S*- и *L*-диапазона [21], линия, чётко различаемая на радиолокационных снимках на теле леднике, — это не граница питания (equilibrium line) текущего года, а созданная слоями предшествующих лет фирновая линия. При этом снимки перекрёстной поляризации

(HV и VH) содержат больше информации и деталей на леднике, чем снимки поляризации HH и VV. Таким образом, благодаря сильным различиям коэффициентов обратного рассеяния льда и фирна появляется возможность определить положение фирновой линии на радиолокационных снимках. В тех случаях, когда обнаружить её было трудно (из-за небольших размеров ледника или расположения его в зоне артефактов), мы использовали положение снеговой линии на оптических снимках в малоснежные годы. Ледники, на которых снеговая линия была не видна, не учитывались при оценке высоты фирновой линии.

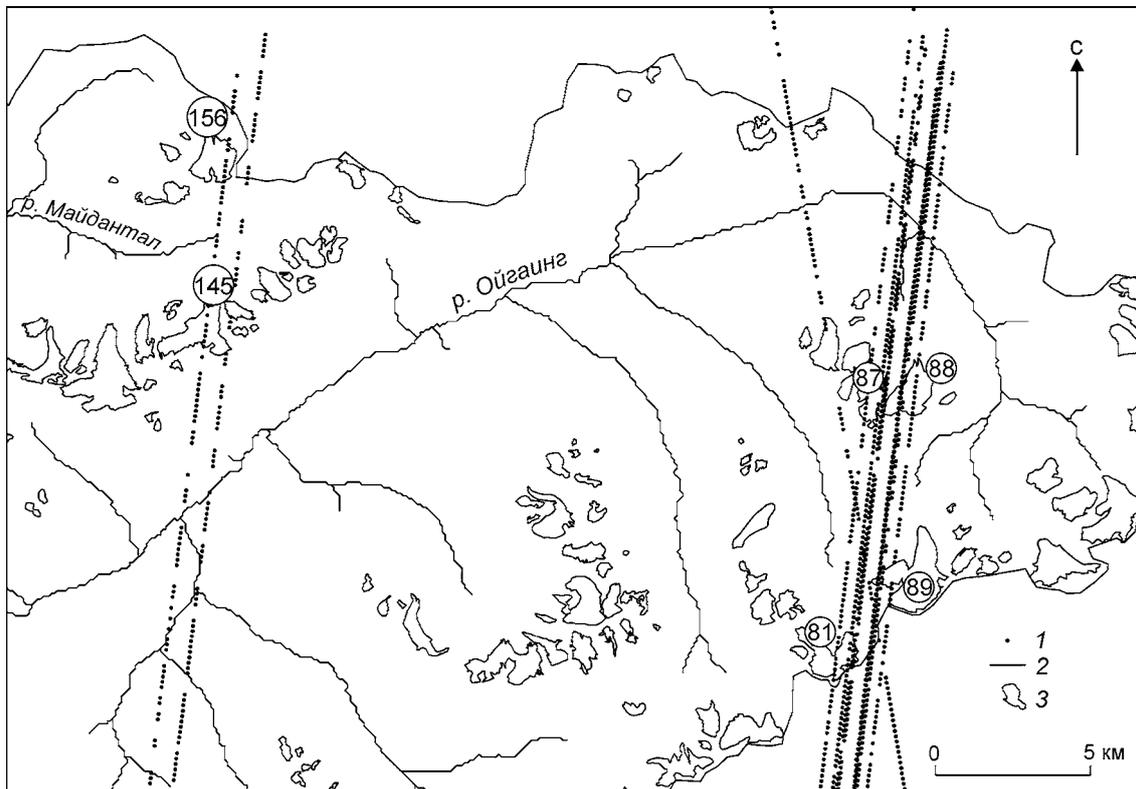
Для анализа связи высоты фирновой линии с верхней границей распространения лесной растительности и оценки изменения этой связи с 1980-х годов в качестве лесообразующей породы выбрана арча, поскольку другие породы приурочены к влажным местам, сосредоточены около водотоков и не «забираются» на склоны. Положение редких низкорослых арчевых деревьев по бассейнам определялось по спутниковым данным интернет-ресурса Google Earth. Высота фирновой линии и арчи, а также водосборы бассейнов рассчитаны по высотным данным SRTM; последние выделялись до размеров суб-бассейнов, приведённых в Каталоге ледников СССР [16]. Эти же водосборы использовались для расчёта показателей, характеризующих условия образования моренных озёр [22].

При построении цифровой модели рельефа (ЦМР) верховьев р. Пскем (бассейнов рек Ойгаинг и Майдантал) использовались две пары тандемных данных на 19.02.2012 г. и 23.11.2011 г. восходящего витка орбиты. Расчёт коэффициентов компенсации набега фазы по дальности и по азимуту составил  $4 \times 5$  для ноябрьской сцены и  $4 \times 4$  для февральской. В качестве опорной цифровой модели рельефа в процессе создания интерферограммы служила SRTM. Этапы последовательной обработки заключались в создании интерферограммы (поэлементное комплексное перемножение взаимопривязанных снимков пары); компенсации фазового набега от опорной поверхности («выравнивание»); фильтрации фазового шума; развёртке фазы (устранение фазовой неоднозначности) и планово-высотной привязке [23]. Интерферометрическая обработка проведена в программном комплексе SARscape. Рассчитывалось несколько вариантов

ЦМР с использованием различных адаптивных фильтров для устранения фазового шума на интерферограмме и методов развёртки фазы. Критерии качества ЦМР – значения когерентности (мера корреляции фаз радарных снимков), непрерывность развёрнутой фазы, соответствие построенных ЦМР с SRTM и в области перекрытия между двумя датами съёмки.

Заметим, что среднее значение когерентности ( $0,62 \pm 0,12$ ) тандемной пары за счёт нулевой временной базы оказалось в два раза выше среднего значения когерентности интерферометрической пары радиолокатора ALOS/PALSAR, используемой при построении ЦМР бассейна р. Ойгаинг [18]. На снимках когерентности можно отчётливо видеть расположение ледников, что позволяет уточнить их границы, полученные по оптическим данным. При сравнительной оценке с цифровыми моделями рельефа SRTM-C (3") и ASTERDEM2 (1") использовалась не меняющаяся во времени территория (без ледников) исследуемого участка бассейна р. Пскем. Поскольку разность между двумя любыми ЦМР не была равной поверхностью, применялась методика предварительной корегистрации наборов высотных данных для определения изменений толщины ледника [24]. Решение универсального уравнения коррекции сводится к расчёту экспозиции и крутизны склона, а также поиску трёх параметров (величин горизонтального и вертикального сдвига и его направления). После достижения совмещения всех ЦМР с достаточной точностью выполняется расчёт изменения высоты поверхности ледников за период между съёмками.

Опорными высотными данными, относительно которых вычислялись вектора сдвига ЦМР, служили альтиметрические данные, полученные сенсором GLAS спутника ICESat (продукт 14, выпуск 34, число профилей – 12, 2003–2008 гг.). Точность этих данных составляет: 0,5 м для пологих поверхностей с крутизной до  $3^\circ$ ; 1 м – с крутизной до  $10^\circ$ ; до 10 м – для очень крутых участков [19]. Данные представляют собой профильные точечные измерения для участка поверхности диаметром 70 м (минимальное расстояние между соседними точками в профиле равны 172 м), которые содержат информацию о расположении и высоте земной поверхности, коэффициентах отражения, геодезических и атмосферных поправках. Покрытие исследуе-



**Рис. 1.** Покрытие бассейна р. Пскем данными ICESat.

Цифрами 81, 87, 88, 89, 145 и 156 указаны номера ледников с измерениями ICESat – 1; реки – 2; ледники – 3

**Fig. 1.** Covering of the Pskem River basin by ICESat profiles.

Numbers 81, 87, 88, 89, 145 and 156 indicate the glaciers with ICESat measurements – 1; rivers – 2; glaciers – 3

мой территории данными ICESat и TerraSAR-X/TanDEM-X представлено на рис. 1. Профиля (треки) ICESat в разной степени пересекают область семи ледников: Пахтакор (№ 89 по Каталогу ледников СССР, современная площадь 2,7 км<sup>2</sup>), Гагарина (№ 88, 1,6 км<sup>2</sup>), Титова (№ 87, 0,86 км<sup>2</sup>), Тастарсай-3 (№ 81, 1,52 км<sup>2</sup>) в бассейне р. Ойгаинг; Иванова (№ 145, состоит из двух отдельных частей площадью 1,9 и 0,34 км<sup>2</sup>), Торашу-6 (№ 156, 1,45 км<sup>2</sup>) в бассейне р. Майдантал.

После преобразования данных ICESat с помощью программного продукта NGAT [19] в текстовый формат высота точек в профилях рассчитывалась с учётом следующих поправок: за насыщенность сигнала; центрирование гауссовской кривой лазерного импульса; переход от эллипсоида Topex/Poseidon к эллипсоиду WGS-84; высоту геоида над эллипсоидом; сезонный снежный покров. Для учёта последней величины использовалась толщина снега на дату съёмки исследуемых профилей по ближайшей ГМС Ойгаинг. При изучении формы волны

сигнала можно измерить уровень шероховатости поверхности и оценить влияние крутизны склона. Все используемые ЦМР преобразованы в растры с разрешением 70 м методом билинейной интерполяции [24] к расположению профильных точек. Если разность значений высот SRTM и ICESat в этих точках превышала 100 м, вызванная, вероятно, влиянием облаков или тумана, то такая точка отбраковывалась. В результате из 2602 точек осталось 2051 (десять профилей) для дальнейшего анализа, из них 1661 попала на сцену одной пары TanDEM-X и 232 – на сцену другой. К числу доступных ЦМР относилась и SRTM-C (1"), хотя она охватывала исследуемую область лишь частично – 44 точки двух профилей. Предварительный анализ показал, что стандартное отклонение её разности с высотами ICESat оказалось лучше других ЦМР.

Выполнив коррекцию по сдвигу цифровых моделей рельефа с таким числом итераций, пока стандартное отклонение высот с данными ICESat не уменьшилось до 2% от предыдущего,

и убедившись, что все наборы данных хорошо сориентированы относительно друг друга, после оценки совпадения производных горизонталей и речной сети проведена оценка точности каждой ЦМР данного района. Оценка изменения высоты поверхности ледников проводилась по разности двух ЦМР – SRTM (2–11 февраля 2000 г.) и TDM1 (19 февраля 2012 г.), полученных методом радиолокационной интерферометрии. TDM2 (ноябрь 2011 г.) не использовалась, поскольку она не полностью охватывала исследуемые ледники. Не применялась и ASTER, так как она получена в результате обработки стереопар за несколько лет съёмки и не привязана к определённому году. Аналогичная оценка проводилась по разности высот точек в пределах одного трека и между треками ICESat, если эти точки совпадали друг с другом в области ледника, а также по разности ЦМР и высот точек треков.

## Результаты

**Оценка возможности формирования моренных озёр при отступании ледников.** Результаты дешифрирования ледников и озёр на снимках ALOS/AVNIR-2 показали, что площадь оледенения к 2010 г. в бассейнах р. Пскем составляет  $93,6 \pm 2,9$  км<sup>2</sup>, р. Кашкадарья –  $10,3 \pm 0,4$  км<sup>2</sup>, р. Сурхандарья –  $31,5 \pm 1,2$  км<sup>2</sup>. Озёр на р. Пскем к этому периоду оказалось 110 (общая площадь 1,8 км<sup>2</sup>), из них 35 озёр (1,5 км<sup>2</sup>) завального происхождения и 75 моренных и ледниковых озёр (0,3 км<sup>2</sup>). Небольшие озёра (площадью менее 2000 м<sup>2</sup>) составляют 45% всех озёр. Большая часть гляциальных озёр (68%) расположена в высотной зоне 3400–3700 м, завальных озёр (11%) – на высоте 2300–2700 м. В районах Гиссаро-Алая обнаружено 67 озёр общей площадью 0,7 км<sup>2</sup>. В бассейне р. Кашкадарья – 13 гляциальных и 4 завальных озера, 41% всех озёр расположены на высоте 3600–3700 м; в бассейне Сурхандарья – 34 и 16 соответственно, 78% озёр находятся на высоте 3700–4000 м [14].

Средства ГИС-технологий на основе этих данных и характеристик рельефа позволяют рассмотреть разные методики выявления взаимосвязи ледников и озёр. Например, в работе [22] предлагается использовать такие показатели, как средний уклон долины, средний уклон области

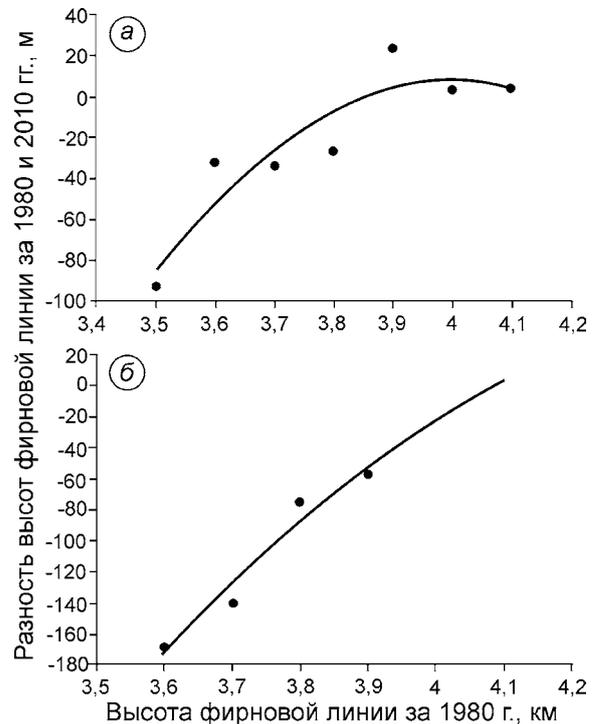
абляции ледников и скорость сокращения площади оледенения для оценки вероятности образования моренных озёр при отступании ледников на любом участке. Полагая, что изменение доли моренного покрытия ледников неизменно, мы выявили суб-бассейны, в которых формирование озёр возможно и в которых, наоборот, невозможно. Результаты проверки модели на обнаруженных нами озёрах показали пять неверных случаев из 18 в бассейне р. Пскем, четыре из 14 в бассейне р. Сурхандарья и ни одного неверного случая из 11 в бассейне р. Кашкадарья. Из девяти общих неверных случаев для семи случаев расчёт по модели показывает, что на этих участках возможно формирование озёр, однако на снимках их нет. Были также случаи, когда модель помогла обнаружить озёра, ранее не выявленные. Не исключено влияние на результаты расчёта длины долины участка, поскольку водосбор, для которого определяется средний уклон, мог быть рассчитан как меньшего, так и большего порядка. Зная, что число и размеры озёр ледникового происхождения в зависимости от метеоусловий меняются год от года и даже в течение одного сезона достаточно сильно [20], можно предположить, что не выявленные по данным снимкам озёра на участках, где возможно их формирование, могут быть обнаружены на снимках на другие даты съёмки.

**Оценка мощности возможного селевого потока в случае прорыва моренных озёр.** На примере моренных озёр Озерное верхнее и нижнее, расположенных в верховьях р. Ойгаинг, на склонах хр. Таласский Алатау, на высоте соответственно 3,92 и 4,07 км, мы рассмотрели случаи возможного прорыва озёр с использованием построенной нами цифровой модели рельефа по тандемным данным TDM1 и физической модели движения селевого потока RAMMS [25], широко используемой в альпийских странах. По результатам экспедиционных исследований [20] известны параметры озёр (длина, площадь, объём и максимальная глубина). Значительная часть водосбора занята ледниками, площадь его 0,72 км<sup>2</sup>. Непосредственно над нижним озером находится мощная стадияльная морена, за которой расположено верхнее озеро, вода из которого, фильтрующаяся через морену, составляет значительную долю притока в нижнее озеро. Отток из последнего происходит поверхностным путём через старую морену, подпруживающую озеро [20].

Все сценарии возможного переполнения водой озёр вызывают разлив воды по дну кара в привершинной части водосбора, что позволяет отнести эти озёра к разряду неопасных. С помощью коэффициентов сухого и жидкостного трения мы учитывали твёрдую и жидкую фазы составляющих ожидаемого селевого потока. Если принять во внимание только жидкую фазу селевого потока и поступление большого количества воды в озёра, например, в случае мощного таяния питающего их ледника и/или выпадения значительного количества жидких осадков, то происходит прорыв не только этих озёр, но и расположенных ниже каскадом мелких озёр. В этом случае селевой поток достигает основания водосбора. В момент возможного слияния с такими же потоками из соседних водосборов (при тех же значениях скорости, высоты потока и его давления на препятствия) сель может достигнуть оз. Шавуркуль – самого крупного завального озера бассейна р. Пскем (его площадь по состоянию на 30.08.2010 г. составляла 0,394 км<sup>2</sup>), прорыв которого может оказаться опасным для расположенных ниже объектов.

**Оценка изменения высоты фирновой линии.** По сравнению с 1980 г. средняя высота фирновой линии  $Z_f$  на ледниках бассейнов р. Пскем поднялась на 17 м, рек Гиссаро-Алая (Кашкадарья и Сурхандарья) – на 40 м. При этом разброс положения фирновой линии от средней величины уменьшился на 16 и 29 м соответственно. На высотах 3,5–3,8 км  $Z_f$  поднялась значительно, а выше 3,9 км на Пскеме и 4,1 км в Сурхандарье – незначительно опустилась (рис. 2). В Кашкадарье такой зависимости ввиду малочисленности ледников установить не удалось.

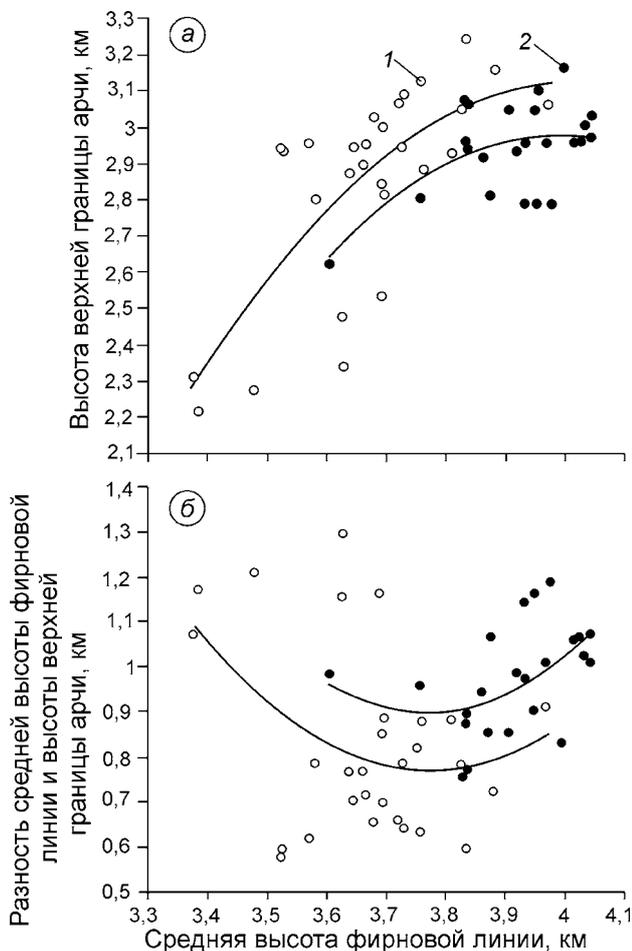
Анализ связи  $Z_f$  с высотой верхней границы распространения арчи  $Z_a$ , которая связана с такими климатическими факторами, как увлажнённость территории, температура воздуха, количество солнечной радиации, внутригодовое распределение осадков и т.п., показал, что  $Z_a$  растёт вместе с ростом  $Z_f$  в речных бассейнах (рис. 3, а). Зависимость, как и в 1980-е годы, не прямая, поскольку температурный режим, а следовательно, и режим абляции по всей территории одинаков. В работе [26] отмечается, что если лимитирующим фактором для границы арчи была бы температура воздуха, то высота  $Z_a$  в наших районах должна оставаться постоянной. Осадки



**Рис. 2.** Распределение разности высоты фирновой линии за 1980 и 2010 гг. по высотным зонам в бассейнах рек: Пскем (а), Сурхандарья (б)

**Fig. 2.** Distribution in the firn line elevation difference for 1980 and 2010 by the elevation ranges in the river basins of Pskem (a) and Surkhandarya (b)

также не могут служить ограничением: с высотой их количество увеличивается, например, в области верхней границы леса. Зависимость разности высот фирновой линии и границы арчи от высоты фирновой линии (см. рис. 3, б), как и в 1980-е годы, показывает, что с ростом  $Z_f$  и, следовательно, с увеличением сухости климата названные границы сближаются. При наличии прямой связи между годовыми суммами осадков и числом дней с облачностью и допущении, что одним из лимитирующих факторов для роста леса служит количество радиации, зависимости объясняются следующим образом. С уменьшением осадков, с одной стороны, повышается фирновая граница, с другой – уменьшается число облачных дней, что ведёт к повышению границы леса. Поскольку с уменьшением сумм осадков число безоблачных дней возрастает нелинейно, количество солнечной радиации должно увеличиваться быстрее, чем уменьшаются осадки, а это ведёт к сближению фирновой линии и границы арчи. Таким образом, верхняя граница леса (арчевники) может



**Рис. 3.** Зависимости высоты верхней границы арчи (а) и разности средней высоты фирновой линии и высоты верхней границы арчи (б) от средней высоты фирновой линии: 1 – Пскем; 2 – Гиссаро-Алай

**Fig. 3.** Relationships of juniper tree upper bound elevation (a) and of difference of firm line average elevation and juniper tree upper bound (b) from firm line average elevation: 1 – Pskem; 2 – Gissaro-Alay

служить хоть и не очень надёжным индикатором высоты фирновой линии и нижней границы распространения ледников [26].

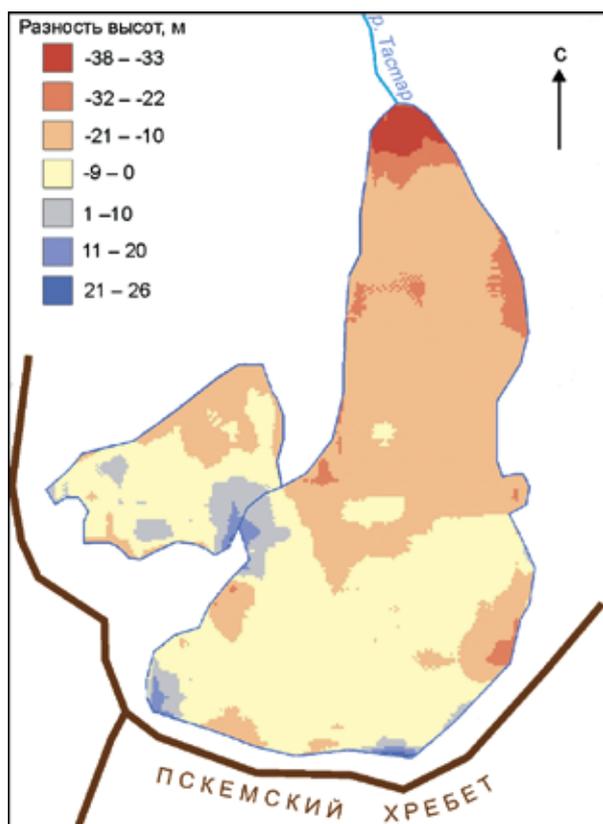
Отметим, что на современном этапе разность  $Z_f - Z_a$  уменьшается с высотой фирновой линии до высотного диапазона  $Z_f$ , равного 3,8–3,9 км на Пскеме и 3,9–4,0 км в Сурхандарье, что связано, возможно, с увеличением температуры и количества солнечной радиации, которые способствуют более быстрому росту верхней границы арчи. Выше этого диапазона разность границ увеличивается, вероятно, из-за большего влияния температурного градиента с высотой и соответственно низких температур, не благоприятных для роста арчи.

**Оценка изменения высоты поверхности ледников.** Для проведения данной оценки необходимо было сравнить разности высот поверхности ледников, полученные независимо по двум ЦМР и по измерениям ICESat. При построении ЦМР верховьев р. Пскем по данным TerraSAR-X/TanDEM-X использованы алгоритмы адаптивного пространственного фильтра (Adaptive window) с целью фильтрации фазового шума и минимальной стоимости потока (Minimum Cost Flow) для развёртывания фазы с порогом когерентности 0,23 и средствами интерполяции в областях с низкой когерентностью. Разность в области перекрытия между двумя датами съёмок составляла в среднем 8 м, вызванная, вероятно, влиянием снегопадов и других атмосферных эффектов за этот период. Разность с SRTM (в среднем 25 м) оказалась максимальной на склонах восточной экспозиции из-за влияния направления радиолокационной съёмки. Выявленные разности могут быть также вызваны наличием сдвига между ЦМР.

При расчёте векторов сдвига ЦМР, преобразованных к единому размеру ячейки сетки относительно данных ICESat, подбирались три параметра синусоидальной кривой связи между разностью каждой ЦМР, нормализованной углом склона, и экспозицией склона. Горизонтальный сдвиг SRTM составил 85 м при азимуте сдвига 3°; ASTER – 67 м и 2°; ЦМР первой тандемной пары TDM1 – –48 м и 0,5°; ЦМР второй тандемной пары TDM2 – –41 м и 0,7°. Среднее высотное смещение рассчитывалось с использованием среднего уклона местности. После корректировки координат ЦМР на величину соответствующих векторов сдвига проведена повторная оценка разности ЦМР с данными ICESat. Стандартное отклонение разности после первого сдвига уменьшилось на 45% (SRTM), 39% (ASTER), 32% (TDM1) и 24% (TDM2). После второго соответственно на 0,1; 0,2; 2,0 и 5,1%. Увеличение итераций расчётов для TDM2 улучшало результаты незначительно, поэтому мы ограничились двумя итерациями для всех ЦМР. В итоге, среднее значение разности высот в точках треков ICESat составило:  $0,4 \pm 19,7$  м для SRTM;  $0,8 \pm 18,4$  м для ASTER;  $5,6 \pm 16,5$  м для TDM1 и  $3,8 \pm 20,7$  м для TDM2. Значения среднеквадратических отклонений соответственно равны 19,7; 18,4; 17,5 и 21,0 м. В результате точность ASTER превысила точность SRTM, а из тандемных данных точность TDM1

оказалась выше точности TDM2. При разрешении ЦМР в 70 м ошибка всех ЦМР не превышает 1/3 пикселя, а при TDM1 – 1/4 пикселя. Оставшиеся невязки обусловлены смещениями высокого порядка [24]. При расчёте горизонталей и речной сети отмечено их совпадение между моделями. Кривизна и крутизна склонов моделей SRTM и ASTER выглядят слегка ребристыми в отличие от совершенной формы склонов тандемных данных. Не останавливаясь на вопросах исследования точности ЦМР в зависимости от уклона рельефа внеледниковой территории, рассмотрим разности высот на сравнительно пологой поверхности небольших ледников, предварительно преобразовав модели рельефа в растры с размером ячейки 12 м.

Отметим, что на поверхности ледников оказалось от одной до пяти точек треков ICESat; их максимум (семь) попал на ледник № 88. Крутизна склонов достигала 15°. Все ледники оказались карово-долинными северной или северо-восточной экспозиции. Среднее понижение



**Рис. 4.** Разность цифровых моделей рельефа для ледника Пахтакор за 2000–2012 гг.

**Fig. 4.** DEM differences for the Pakhtakor Glacier for 2000–2012.

поверхности ледников в этих точках за период с 2000 по 2012 г. составило  $-1,3 \pm 0,7$  м/год, причём за первый период (с 2000 г. до даты съёмки профилей) средняя скорость изменения высоты была меньше ( $-0,7 \pm 1,3$  м/год), а за второй (от даты съёмки профилей до 2012 г.) – больше ( $-2,0 \pm 0,9$  м/год). Вдоль трека по леднику высота уменьшается быстрее к концу ледника: от  $-0,7$  до  $-2,4$  м/год на леднике № 87 (с перепадом высоты в точках 104 м); от  $-0,3$  до  $-1,7$  м/год на леднике № 88 (146 м); от  $-0,8$  до  $-2,1$  м/год на майдантальском леднике № 156 (139 м).

Для ледников, где расположение точек ICESat или их число оказалось недостаточным для выполнения такой оценки, использовалось среднее значение разности высот по площади всего ледника, оно рассчитывалось по двум цифровым моделям рельефа – SRTM и TDM1 (рис. 4). Отметим, что сезон их съёмки был одинаков, различие в глубине проникновения сигналов с радаров С- и Х-диапазона и в лёд, и в фирн незначительно, а проникновение в снег зависит от свойств снежного покрова на дату съёмки [24]. На рассматриваемую область ледника крутизной до 15° попадает в основном область фирна и льда. Среднее изменение высоты по области абляции исследуемых ледников за период с 2000 по 2012 г. приведено в табл. 1. Скорость понижения поверхности ледников бассейна р. Майдантал несколько выше скорости понижения поверхности ледников бассейна р. Ойгаинг, однако число исследуемых ледников слишком мало для обоснованного вывода. В среднем по семи ледникам изменение высоты за этот период составило  $-1,3 \pm 0,6$  м/год, что согласуется с приведёнными ранее результатами оценки изменения высоты в точках профилей ICESat. По данным Landsat за 2000 и 2013 гг. отмечено также уменьшение площади этих ледников из-за изменения границ концевой части ледников (см. табл. 1).

Совпадение трёх профилей ICESat в трёх и четырёх точках на боковой части ледника № 88 позволяет оценить изменение высоты ледника между датами съёмки профилей без привязки к ЦМР. Так как на конец июня есть два профиля, можно не учитывать поправку на толщину снежного покрова. Это повышает точность определения изменения толщины ледника. Установлено, что за период с 19.06.2004 г. по 25.06.2006 г. скорость понижения его поверхности составляет от  $-0,2$  (в верхней зоне ледника) до  $-1,1$  м/год (в средней зоне

Таблица 1. Изменение высоты поверхности ледников бассейна р. Пскем за 2000–2012 гг. (схема их расположения приведена на рис. 1)

Номер ледника по Каталогу	Высота фирновой линии, м	Изменение площади ледника за 2000–2013 гг., км <sup>2</sup>	Площадь области абляции, км <sup>2</sup>	Средняя по площади разность высот двух ЦМР, TDM1 и SRTM, м	Средняя скорость понижения поверхности ледников, м/год
81	3790	-0,07	0,87	-12,3±6,5	-1,0±0,5
87	3860	-0,06	0,37	-9,3±5,9	-0,8±0,5
88	3790	-0,04	1,01	-10,5±5,8	-0,9±0,5
89	3770	-0,19	1,09	-16,2±6,0	-1,3±0,5
145 (I)	3670	-0,06	0,87	-17,2±6,9	-1,4±0,6
145 (II)	3560	-0,02	0,12	-21,4±5,3	-1,8±0,4
156	3720	-0,10	0,75	-26,7±6,8	-2,2±0,6

области абляции). Данные третьего профиля на 26.11.2006 г. позволяют определить ещё одну точку, расположенную ближе к концу ледника, где изменение разности высот равно  $-1,2$  м/год. Учитывая, что склон достаточно ровный, мы проинтерполировали значения разностей высот летних профилей в нижнюю часть области абляции (до двух точек) и получили, что среднее изменение высоты в области абляции ледника № 88 составляет  $-1,0 \pm 0,7$  м/год. Отметим, что этой величине соответствует значение  $-0,9 \pm 0,5$  м/год, рассчитанное по площади как разность двух ЦМР (см. табл. 1), следовательно, используемые ЦМР построены и совмещены с достаточно высокой точностью. На пологих внеледниковых участках, с крутизной близкой к  $0^\circ$  в пойме р. Шавурсай, средняя разность высот этих летних треков составляет 0,3 м.

Метод разностей совмещённых ЦМР применён для ледника Баркрак средний, где в августе 2016 г. была установлена автоматическая ГМС с видеокамерой слежения за снеговой линией и забурены абляционные рейки. С учётом плотности льда  $0,9$  г/см<sup>3</sup> локальный баланс массы в области абляции основной части ледника (ледник состоит из двух отдельных частей) составляет в среднем  $-0,82 \pm 0,36$  м в.э. в год за период с 2000 по 2012 г.

### Обсуждение

При сравнении показателей оледенения за разные временные периоды необходимо рассмотреть вопросы точности определения этих показателей на каждый период, так как методики их определения часто различны. Для ледников первой каталогизации [16], составленной по материалам изучения карт масштаба 1:100 000 и аэрофотоснимков 1957–1960 гг., значения абсолютных

ошибок площади менялись от  $0,053$  (для ледника площадью  $0,3$  км<sup>2</sup>) до  $0,075$  км<sup>2</sup> (для ледника площадью  $2,5$  км<sup>2</sup>). Относительные ошибки составляют от 18 до 3% соответственно. Высоты получены с точностью 20–40 м в зависимости от принятого на картах сечения горизонталей. Высота фирновой линии определялась по аэрофотоснимкам, речным способом при полустационарных наблюдениях, наземно-визуальным способом при посещениях ледника или рассчитывалась способами, принятыми в гляциологии. Во второй каталогизации [17], составленной по материалам аналоговой космической фотосъёмки 1978–1980 гг., соответствующей масштабу 1:200 000, и карт масштаба 1:100 000, высота ледников получена с точностью 10 м. Площадь ледника в первой и второй каталогизациях округлялась до  $0,01$  км<sup>2</sup>. Данные системы AVNIR-2 космической съёмки ALOS, используемые нами для определения границ ледников за 2007–2010 гг., соответствуют масштабу 1:50 000, системы Landsat – масштабу 1:100 000. Средняя относительная ошибка расчёта площади на снимках ALOS – 13% для ледников площадью  $0,01$  км<sup>2</sup>, 4% – площадью  $0,1$  км<sup>2</sup>, 2% –  $0,5$  км<sup>2</sup> и 1% –  $1$  км<sup>2</sup> [14]. Высоты определялись по цифровой модели рельефа SRTM, приведённой в бассейне р. Пскем к измерениям ICESat, точность которых для крутых участков местности может достигать 10 м. Высоты SRTM по своей точности примерно соответствуют высотам, полученным с топографических карт масштаба 1:100 000.

Отметка верхней точки ледника  $Z_{max}$  в среднем по бассейну р. Пскем снизилась с 1957 по 1978 г. на 20 м, а нижней точки ледника  $Z_{min}$  поднялась на 30 м. Средняя взвешенная высота фирновой линии повысилась за этот период на 30 м. Заметим, что для ледников с площадью менее  $1$  км<sup>2</sup> высота фирновой линии  $Z_f$  могла

Таблица 2. Распределение ледников по числу и площади в бассейнах рек\*

Класс площадей ледников, км <sup>2</sup>	Бассейны рек								
	Пскем			Кашкадарья			Сурхандарья		
	<i>N</i>	<i>S</i> ± <i>Tu</i> , км <sup>2</sup>	<i>dS/S</i>	<i>N</i>	<i>S</i> ± <i>Tu</i> , км <sup>2</sup>	<i>dS/S</i>	<i>N</i>	<i>S</i> ± <i>Tu</i> , км <sup>2</sup>	<i>dS/S</i>
> 0,01–0,1	132	6,914±0,045	±8,3	51	1,772±0,022	±10,0	114	5,052±0,034	±8,9
> 0,1–0,5	136	30,230±0,103	±4,4	19	3,680±0,034	±4,3	75	15,821±0,069	±4,1
> 0,5–1,0	29	18,891±0,085	±2,4	4	3,185±0,037	±2,3	8	5,145±0,047	±2,6
> 1	23	37,601±0,146	±2,0	1	1,666±0,039	±2,4	4	5,453±0,052	±1,9

\**N* – число ледников; *S*±*Tu* – площадь ледников, км<sup>2</sup>; *dS/S* – средняя относительная ошибка определения площади ледников в каждом классе площадей, %.

рассчитываться как средняя арифметическая минимальной и максимальной высот ледника.

Мы рассмотрели разность  $Z_f$  и средней арифметической  $Z_{max}$  и  $Z_{min}$  высот ледника, поскольку рассматриваемые ледники представлены главным образом малыми формами площадью менее 1 км<sup>2</sup>. Для бассейна р. Пскем её средняя величина оказалась равной 40 м (1957 г.) и 10 м (1978 г.). Для 63 ледников, на которых мы смогли определить положение фирновой линии с помощью радиолокационного снимка ALOS/PALSAR с разрешением 13 м за 30.08.2010 г., эта разность составила 27 м. В случае использования средней высоты всех ячеек ЦМР, попавших на область ледника, разность составила 7 м. При сравнении  $Z_f$  с высотой снеговой линии, положение которой получено по оптическим данным за малоснежные годы с 2007 по 2013 г., разность составила 10 м.

Для этих ледников  $Z_f$  поднялась на 17 м по сравнению с 1978 г. (за первый период с 1957 по 1978 г. – на 50 м);  $Z_{min}$  поднялась на 19 м (за первый период – на 40 м);  $Z_{max}$  опустилась на 1 м (за первый период – на 30 м). В целом все полученные расчёты лежат в пределах точности определения высот. В работе [26] на примере данных о снеговой границе на леднике Центральном Туюксу, типичном среднеазиатском леднике, отмечается, что в гляциологических расчётах вполне допустимо использовать как границу между фирном и льдом, так и границу между снегом предыдущего холодного периода и фирном, сохранившимся после предшествовавшего ему сезона абляции. Учёт одной границы вместо другой не приводит к значимым ошибкам. Отождествляется и максимально высокое положение снеговой линии с границей питания, так как значение наложенного льда невелико.

Высота верхней границы леса за 1980-е годы определялась с помощью аэровизуального карти-

рования. Отмечается, что из-за влияния многих факторов (вертикальное распределение твёрдых осадков и температуры воздуха, рельеф, ветровой режим, лавинная деятельность и др.) как отдельные ледники, которые могут лежать существенно ниже или выше среднего для района положения, так и отдельные деревья или их группы могут расти выше, чем средний для больших районов предел древесной растительности. По данным многих исследователей, верхняя граница леса обычно располагается на уровне изотермы июля, которая равна 10 °С. Верхняя граница арчи, например, на юго-западе Таджикистана лежит в пределах июльских температур – от 3,6 до 17,9 °С (на высотах 2,2–4,1 км). Несмотря на то, что средние значения температуры составляют около 10 °С, разброс очень велик. Видимо, для районов с засушливым летом верхняя граница арчи не может служить достаточно надёжным индикатором июльской изотермы 10 °С [26], она более полезна как индикатор высоты фирновой линии. Полученные нами зависимости позволяют утверждать, что на высотах фирновой линии 3,6–3,9 км в бассейне р. Пскем разность этих границ составляет 800±100 м, а на высотах 3,8–4,0 км исследуемых бассейнов Гиссаро-Алая – 900±100 м. Для анализа изменения оледенения данных районов необходимо сначала рассмотреть современную оценку количества и площади ледников в соответствии с их размерами [14].

Наибольшее количество ледников (табл. 2) в настоящее время оказалось в группах ледников с площадью 0,01–0,1 и 0,1–0,5 км<sup>2</sup>, что связано с распадом более крупных ледников, лучшими возможностями используемых средств обработки данных ДЗЗ и возможным включением ряда снежников или неактивных ледников в группу 0,01–0,1 км<sup>2</sup>, которые раньше могли не учитываться. Наиболее существенно снизилась

суммарная площадь крупных ледников (более 1 км<sup>2</sup>). Таких ледников оказалось 7% в бассейне р. Пскем, 2% – в бассейне р. Сурхандарья и 1% – в бассейне р. Кашкадарья. Сравнение с площадями отдельных ледников в 2013 г. (Landsat-8) показало уменьшение площади до 3% для ледников бассейна р. Кашкадарья, а для других районов – до 1%. Сравнение площади ледников с площадью более 1 км<sup>2</sup> в 2013 г. с данными Landsat за 2000 г. по бассейнам Гиссаро-Алая и за 2002 г. по Пскемскому району показало, что площадь их в бассейнах рек Пскем и Сурхандарья изменялась по-разному и незначительно [7, 8].

Темпы деградации оледенения несколько снизились с 1980-х [9, 10, 17, 26] по 2010-е годы и оказались равными 0,4% за год для бассейнов рек Пскем и Сурхандарья и 1,1% за год для ледников бассейна р. Кашкадарья. За 50 лет ледники бассейна р. Кашкадарья потеряли почти половину своей площади – 49%, р. Сурхандарья – 40% [16], р. Пскем – 23% по сравнению с уточнёнными данными за 1960-е годы [9]. В бассейне р. Кашкадарья имеется только один ледник с площадью более 1 км<sup>2</sup>, и изменение его площади сильно влияет на общую статистику в бассейне. Различия в изменении площади оледенения объясняется также климатическими и географическими особенностями исследуемых бассейнов. Интенсивное сокращение оледенения Кашкадарьи происходит за счёт распада крупных ледников на более мелкие и увеличения ледников карового типа.

В среднем с 1970 по 2010 г. температура воздуха за летние месяцы (июнь–август) на ГМС Минчукур (бассейн р. Кашкадарья) на 6,1 °С выше температуры летних месяцев на ГМС Ойгаинг (бассейн р. Пскем). Обе станции расположены в одной высотной зоне – 2,12 и 2,15 км соответственно. Анализ трендов этих величин по скользящим кривым за пятилетие показал почти синхронное их изменение за этот период (коэффициенты корреляции равны 0,81 по температуре и 0,76 по осадкам), отсутствие тренда средней летней температуры и увеличение суммы зимних осадков. По результатам осреднения средней годовой температуры воздуха и годовой суммы осадков по скользящим десятилетиям выяснено [27], что до 1993 г. на обеих станциях наблюдалось понижение температуры, а с 1995 по 2010 г. – повышение; отмечался спад годового количества осадков до 1990 г. и рост в 1991–1993 гг. При срав-

нении среднемесячных значений температур воздуха за периоды с 1970 по 1985 г. и с 1995 по 2010 г. установлено, что основное повышение температуры воздуха во втором периоде приходится на весенние месяцы, особенно на март. Увеличилось количество осадков в зимние и весенние месяцы.

Значения и тренды метеорологических характеристик объясняют меньшее количество и небольшие размеры ледников, более высотное их расположение и соответственно более мощное отступление ледников в бассейне р. Кашкадарья по сравнению с бассейном р. Пскем. Принимая во внимание градиент понижения температуры воздуха с высотой местности (–6,5 °С/км) в районе ГМС Ойгаинг и увеличение осадков в зимние месяцы, можно предположить более благоприятные условия существования ледников, расположенных в верхних высотных зонах бассейна р. Пскем. Исследуемая часть бассейна р. Сурхандарья (южный склон Гиссаро-Алая, сравнительно большие высоты горных хребтов) находится в лучших условиях увлажнения атмосферными осадками, чем западный склон Гиссарского хребта в пределах бассейна р. Кашкадарья [16]. Благодаря этим условиям сокращение площади оледенения в бассейне р. Сурхандарья меньше, чем в Кашкадарьинском бассейне.

Сравнение с современными оценками площади ледников бассейна р. Пскем [4, 12, 15] показало, что исследуемая область бассейна в работе [12] несколько больше и включала в себя ледники, сток с которых не попадал на территорию Узбекистана; исследуемая область в работах [4, 15] намного меньше и содержит ледники части бассейна р. Ойгаинг. Основой для 1960-х годов служили данные Каталога ледников СССР. Площадь оледенения на середину августа 2001 г. по снимку ASTER оказалась равной 40,9 и 38,8 км<sup>2</sup> согласно [4] и [15] соответственно. Площадь оледенения этой части района исследований, по данным ALOS, оказалась равной 39,7 км<sup>2</sup> и могла быть немного завышенной, поскольку для этой части использовался снимок более снежного года (30.08.2010 г.). Анализ неоднородного отступления ледников отмечен и в других речных бассейнах Центральной Азии [3, 5, 6, 12, 28], что связано с местными климатическими условиями, распределением оледенения по высоте и относительной пропорцией ледников в различных грациях их площадей [12].

Число выявленных озёр в бассейне р. Кашкадарья меньше, чем в других районах исследования, что объясняется небольшим числом ледников в бассейне. Отношение числа гляциальных озёр к числу всех ледников в бассейне оказалось таким же, как в бассейне р. Сурхандарья (0,17). Для северной части района исследований это отношение равно 0,23. Предыдущие данные о количестве озёр (32) имеются только для бассейна р. Пскем по результатам аэровизуального обследования в 1999–2000 гг. [20]. При идентификации озёр на снимках ALOS рассмотрены и мелкие озёра, хотя средняя относительная ошибка определения площади для озёр размером менее 2000 м<sup>2</sup> составляла более 28%. Но известно, что даже небольшие по площади озёра могут представлять опасность для возникновения гляциальных селей. Отсутствие наблюдений за динамическими и гидрологическими характеристиками произошедших селей не позволяет провести калибровку коэффициентов трения в моделирующей системе RAMMS. Тем не менее, с помощью ГИС-инструментов, ЦМР и предложенных моделей можно облегчить процедуру поиска новых озёр и определить их потенциальную опасность.

В ряде работ отмечается, что для условий континентального климата объём ледников изменяется главным образом вследствие понижения поверхности льда [29]. Несмотря на уменьшение скорости сокращения площади оледенения в ряде суб-бассейнов р. Пскем отмечено понижение поверхности отдельных ледников со средней скоростью 1 м в год. Заявленная абсолютная точность по высоте (LE90) съёмки SRTM-C (3") составляет 16 м, ASTER GDEM2 – 12–30 м, TanDEM-X – 10 м. Относительная точность по высоте (LE90) SRTM равна 10 м, TanDEM-X – 4 м для горной территории [30]. В исследуемом районе ошибки оказались несколько выше. Отметим, что при радиолокационной съёмке горных районов характерно присутствие эффекта «наложения» (layover) и теней. Наличие тандемных данных противоположного витка орбиты позволило бы минимизировать ошибки.

При создании окончательной ЦМР горных районов используют до шести съёмок с различных направлений орбиты в разной геометрии углов падения сигнала и обзора [30]. Однако ледники изучаемого региона не попадают на области теней и переналожения, так как их укло-

ны невелики, поэтому для определения изменения высоты ледников можно не принимать во внимание ошибки ЦМР на окружающие ледник территории с большими уклонами. Измерения лазерной альтиметрии позволили провести процедуру корегистрации наборов высотных данных и с достаточной точностью оценить разность высот. Данные ICESat предназначены в основном для изучения ледников полярных районов. Использование их для горных ледников рассматривается в ограниченном числе публикаций [11, 13, 31]. При этом отмечается, что точность измерений зависит от крутизны склона, подстилающей поверхности, толщины снега, наличия облачности и качества ЦМР. В нашем случае основной вес в ошибку измерений вносит толщина снега, поэтому основные выводы получены с использованием данных летнего периода съёмки. После проверки полученных результатов экспедиционными наблюдениями методики, приведённые в работе, могут быть использованы для исследования других ледников района.

### Заключение

Методы ДЗЗ позволили проанализировать изменение площади и высоты поверхности ледников Узбекистана за различные периоды, а также оценить положение фирновой линии на ледниках и выявить новые горные озёра на современном этапе. К 2010 г. ледники в Кашкадарьинской области потеряли почти половину своей площади за 50-летний период исследований, в Сурхандарьинской области (бассейны рек Сангардак и Тупаланг) – до 40%, в бассейне р. Пскем (включая бассейны рек Ойгаинг и Майдантал) – 23%. Темпы сокращения оледенения по площади несколько снизились в 1980-х годах. Наибольшее число ледников имеет площадь до 0,5 км<sup>2</sup>. Существенно снизилась суммарная площадь ледников с площадью более 1 км<sup>2</sup>. Сформировалось 110 озёр общей площадью 1,812 км<sup>2</sup> в бассейне р. Пскем и 67 озёр общей площадью 0,703 км<sup>2</sup> на юго-востоке республики. Высотный диапазон большинства озёр по бассейнам р. Кашкадарья охватывает 3600–3700 м, р. Сурхандарья – 3700–4000 м, р. Пскем – 3400–3700 м. Проверка существующей модели вероятного формирования моренных озёр при отступании ледников на выявленных озёрах ис-

следуемых бассейнов дала хорошие результаты. Модель позволяет обнаруживать новые озёра на любых участках на основе данных об оледенении и использования средств ГИС-технологий. С помощью моделирующей системы селевых потоков можно оценить дальность распространения этого опасного явления в случае прорыва моренных озёр и определить степень их опасности.

Рассмотрено среднее изменение высоты фирновой линии на ледниках с 1980-х годов по бассейнам исследуемых рек. Современное её положение получено на основе использования радиолокационных и оптических снимков ALOS. Эта высота значительно поднялась на уровнях 3,5–3,8 км. Выше 3,9 км в бассейне р. Пскем и 4,1 км в Сурхандарье фирновая линия незначительно опустилась. Исследована связь средней высоты фирновой границы с высотой верхней границы распространения арчи. Разность этих границ уменьшается с высотой расположения фирновой границы до высотной зоны 3,8–3,9 км на Пскеме и 3,9–4,0 км в Сурхандарье, а выше этой зоны увеличивается.

Для оценки высотного изменения поверхности ледников построена высокоточная цифровая модель рельефа бассейна р. Пскем по данным TerraSAR-X/TanDEM-X за 2012 г. Обоснован выбор алгоритмов фильтрации фазового шума и развёртывания фазы в процессе создания качественной интерферограммы. Применена методика корегистрации наборов высотных данных к используемым ЦМР различных периодов съёмки. Опорными высотными данными служили профильные точечные измерения со спутника ICESat. По результатам оценки вертикальной точности и морфологического анализа производных характеристик рельефа оце-

нено качество используемых ЦМР. Изменения высоты поверхности ледников оценивалось по разности двух ЦМР, соседних измерений между треками данных ICESat, вдоль трека и измерений в треках и ЦМР. Установлено, что средняя скорость понижения поверхности отдельного ледника составляет  $-1,0$  м/год, а в среднем по семи исследуемым ледникам в области абляции  $-1,3$  м/год. По направлению к концу ледника среднее понижение поверхности увеличивается. Применение методики для ледника Баркрак средний показало, что локальный баланс его массы в области абляции составляет в среднем  $-0,82 \pm 0,36$  м в.э. в год за период с 2000 по 2012 г.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность JAXA&AIT, GFZ&DLR, NSIDC за предоставленные данные ALOS/AVNIR-2/PALSAR, TerraSAR-X/TanDEM-X, GLAS/ICESat и возможность использования программного обеспечения по их обработке, а также WSL/SLF&IGG – за применение моделирующей системы RAMMS. Данные Landsat и SRTM получены с USGS, ASTER GDEM2 – с METI и NASA. Работа выполнена в рамках прикладного проекта ФА-А3-Ф013 Академии наук Республики Узбекистан.

**Acknowledgements.** We wish to thank the of JAXA&AIT, GFZ&DLR, NSIDC for providing the satellite data of ALOS/AVNIR-2/PALSAR, TerraSAR-X/TanDEM-X, GLAS/ICESat and the possibility of using the software for data processing and WSL/SLF&IGG for the RAMMS software. Landsat and SRTM data are obtained from USGS, ASTER GDEM2 is product of METI and NASA. The work is supported by the Uzbekistan Academy of Sciences under Grant FA-A3-F013.

## Литература

1. Книжников Ю.Ф., Кравицова В.И., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований. М.: Академия, 2004. 330 с.
2. Десинов Л.В., Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 129–133.
3. Ерохин С.А., Черны М. Типы морено-ледниковых комплексов как критерий регрессии горно-долинного оледенения Тянь-Шаня // Тр. междунар. конф. «Изменения климата и риски стихийных бедствий в горных районах». Душанбе. 19–21 сентября 2011 г. С. 65–66.

## References

1. Knizhnikov Y.F., Kravtsova V.I., Tutubalina O.V. *Aerokosmicheskiye metody geograficheskikh issledovaniy*. Aerospace methods of geographical research. Moscow: Academy, 2004: 330 p. [In Russian].
2. Desinov L.V., Kononov V.G. Remote sensing monitoring of the long-term regime of the Pamir glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2007, 103: 129–133. [In Russian].
3. Yerokhin S.A., Cherny M. Types of moraine-glacier complexes as criteria of regression of Tien Shan mountain-valley glaciation. Proc. of Intern. conf. «Climate changes and natural hazards in mountain areas»,

4. Карандаева Л.М. Оценка современного оледенения бассейна реки Пскем по данным ASTER TERRA // Тр. НИГМИ. 2004. Вып. 3 (248). С. 96–100.
5. Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX и начале XXI вв. // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 39–46.
6. Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г. Современная динамика оледенения Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 3–9.
7. Семакова Э.Р. Использование спутниковых изображений для оценки оледенения в горных районах Узбекистана // ДАН Республики Узбекистан. 2013. № 4. С. 27–31.
8. Семакова Э.Р., Семаков Д.Г. Определение гляциальных объектов в высокогорных районах Республики Узбекистан // Тр. междунар. конф. Интерэкспо Гео-Сибирь «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология»: Т. 4. Вып. 1. Новосибирск, 2014. С. 35–40.
9. Шетинников А.С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 121 с.
10. Шетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент, 1997. 148 с.
11. Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Mölg T., Bolch T., Vorogushyn S., Güntner A. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years // Nature Geoscience. 2015. doi: 10.1038/ngeo2513.
12. Narama C., Käb A., Duishonakunov M., Abdrahmatov K. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data // Global and Planetary Change. 2010. V. 71. P. 42–54.
13. Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers // Cryosphere. 2015. V. 9. P. 849–864.
14. Semakova E., Gunasekara K., Semakov D. Identification of the glaciers and mountain naturally dammed lakes in Uzbekistan using ALOS satellite data // Geomatics, Natural Hazards and Risk. 2015. V. 7. № 3. P. 1081–1098. doi: 10.1080/19475705.2015.1023852.
15. Yakovlev A.V., Batirov R.S. Monitoring of mountain glaciers and glacial lakes using ASTER space images // Proc. of Intern. conf. on hydrology and water resources in Asia Pacific Region. Kyoto, 13–15 March 2003. P. 1042–1047.
16. Каталог ледников СССР. Т 14. Вып. 3. Ч. 3, 4. Л.: Гидрометеиздат, 1968.
17. Catalogue of Pamir and Hissaro-Alay Glaciation for 1980 (database of A.S. Schetinnikov). Almaty, 2012. 565 p.
18. Semakova E., Ibragimov I. Some results of the interferometric TanDEM-X data processing for a generation of the Digital Elevation Models for Tien-Shan mountains // Proc. of GIS in Central Asia Conference «Geospatial Management of Land, Water and Resources». Tashkent, May 14–16, 2015. P. 19–22.
- 19–21 September 2011. Dushanbe, Tajikistan. 2011: 65–66. [In Russian].
4. Karandaeva L.M. The estimation of the modern glaciation of the Pskem river basin according to ASTER TERRA data. *Trudy NIGMI. Proc. of NIGMI.* 2004, 3 (248): 96–100. [In Russian].
5. Kokarev A.L., Shesterova I.N. Change of glacier systems on the northern slope of Zailiyskiy Alatau for the second half of XX and the beginning of XXI centuries. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2011, 4 (116): 39–46. [In Russian].
6. Severskiy I.V., Tokmagambetov T.G. Current dynamics of glaciation of the Northern Tien Shan and Jungar Alatau. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 3–9. [In Russian].
7. Semakova E.R. Using of satellite images for the assessment of glaciation in mountain area of Uzbekistan. *Doklady Akademii Nauk Uzbekistana.* Proc. of the Uzbekistan Academy of Sciences. 2013, 4: 27–31. [In Russian].
8. Semakova E.R., Semakov D.G. Identification the glacial objects for high-mountain regions in Uzbekistan. Proc. of Intern. conf. InterExpo Geo-Siberia «Remote sensing techniques and photogrammetry, environment monitoring, geoecology». Novosibirsk. 2014, 4 (1): 35–40. [In Russian].
9. Shchetinnikov A.C. *Ledniki basseyna reki Pskem.* Glaciers at the Pskem River basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 121 p. [In Russian].
10. Shchetinnikov A.C. *Morfologiya oledneniya rechnykh basseynov Pamiro-Alaya po sostoyaniyu na 1980 god (spravochnik).* Morphology of glaciations of Pamiro-Alay river basins as of 1980 (reference book). Tashkent: SANIGMI, 1997: 148 p. [In Russian].
11. Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Mölg T., Bolch T., Vorogushyn S., Güntner A. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years. Nature Geoscience. 2015. doi: 10.1038/ngeo2513.
12. Narama C., Käb A., Duishonakunov M., Abdrahmatov K. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. Global and Planetary Change. 2010, 71: 42–54.
13. Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. Cryosphere. 2015, 9: 849–864.
14. Semakova E., Gunasekara K., Semakov D. Identification of the glaciers and mountain naturally dammed lakes in Uzbekistan using ALOS satellite data. Geomatics, Natural Hazards and Risk. 2015, 7(3): 1081–1098. doi: 10.1080/19475705.2015.1023852.
15. Yakovlev A.V., Batirov R.S. Monitoring of mountain glaciers and glacial lakes using ASTER space images. Proc. of the intern. conf. on hydrology and water resources in Asia Pacific Region. Kyoto, 13–15 March, 2003: 1042–1047.
16. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 14. Is. 3. Pts. 3, 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968. [In Russian].
17. Catalogue of Pamir and Hissaro-Alay Glaciation for 1980 (database of A.S. Schetinnikov). Almaty, 2012: 565 p.
18. Semakova E., Ibragimov I. Some results of the interferometric TanDEM-X data processing for a generation of the Digital Elevation Models for Tien-Shan moun-

19. Zwally H., Schutz R., Bentley C., Bufton J., Herring T., Minster J., Spinhirne J., Thomas R. GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data. Version 34. GLA14 Product. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2014. <http://dx.doi.org/10.5067/ICESAT/GLAS/DATA227>.
20. Глазырин Г.Е., Карташов Д.А., Муракаев Р.Р., Тарасов Ю.А., Шамсутдинов В.Н. Результаты исследования прорывоопасных ледниковых озер в бассейне р. Пскем летом 2003 г. // Тр. НИГМИ. 2005. Вып. 5 (250). С. 43–55.
21. König M., Winther J.-G., Knudsen N.T., Guneriusen T. Equilibrium- and firn- line detection with multi-polarization SAR – first results // Proc. of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow. Dresden, June 16–17, 2000. P. 273–280.
22. Глазырин Г.Е. Опыт использования математических методов распознавания образов для оценки возможности образования моренных озер при отступании ледников // Тр. междунар. конф. «Mitigation of natural Hazards». Бишкек. 15–18 сентября 2009 г. С. 38–45.
23. Коберниченко В.Г., Сосновский А.В. Особенности построения цифровых моделей рельефа на основе метода космической радиолокационной интерферометрии // Тр. СПИИРАН. 2013. Вып. 5 (28). С. 194–208.
24. Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // Cryosphere. 2011. V. 5. P. 271–290.
25. Christen M.; Bühler Y.; Bartelt P.; Leine R.; Glover J.; Schweizer A.; Graf C.; McArdell B.W.; Gerber W.; Deubelbeiss Y.; Feistl T.; Volkwein A. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool «RAMMS» for gravitational natural hazards / Eds.: G. Koboltschnig, J. Hübl, J. Braun // Proc. of the 12th Congress INTERPRAEVENT. Grenoble. France, 23–26 April 2012. V. 1. P. 77–86.
26. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 180 с.
27. Томашевская И.Г., Сабитов Т.Ю., Сирлибаева З.С. Оценка климатических ресурсов территорий возможного развития богарного земледелия в горных районах Республики Узбекистан // Изв. Геогр. об-ва Узбекистана. 2013. Вып. 42. С. 173–176.
28. Финаев А.Ф. Динамика оледенения некоторых районов Памиро-Алая // Вопросы географии и геоэкологии. Алматы. 2013. № 3. С. 32–42.
29. Кутузов С.С. Изменение площади и объёма ледников хр. Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 5–14.
30. DEM Products Specification Document: [https://tandemx-science.dlr.de/pdfs/TD-GS-PS-0021\\_DEM-Product-Specification\\_v3.1.pdf](https://tandemx-science.dlr.de/pdfs/TD-GS-PS-0021_DEM-Product-Specification_v3.1.pdf).
31. Kropáček J., Neckel N., Bauder A. Estimation of mass balance of the Grosse Aletschgletscher, Swiss Alps, from ICESat laser altimetry data and digital elevation models // Remote Sensing. 2014. V. 6. P. 5614–5632. doi: 10.3390/rs6065614.
19. Zwally H., Schutz R., Bentley C., Bufton J., Herring T., Minster J., Spinhirne J., Thomas R. GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data. Version 34. GLA14 Product. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2014. <http://dx.doi.org/10.5067/ICESAT/GLAS/DATA227>.
20. Glazyrin G.E., Kartashov D.A., Murakaev R.R., Tarasov Y.A., Shamsutdinov V.N. Results of the study of the outburst glacial lakes in the Pskem River basin in summer 2003. *Trudy NIGMI*. Proc. of NIGMI. 2005, 5 (250): 43–55. [In Russian].
21. König M., Winther J.-G., Knudsen N.T., Guneriusen T. Equilibrium- and firn-line detection with multi-polarization SAR – first results. Proc. of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow. Dresden, June 16–17, 2000: 273–280.
22. Glazyrin G.E. Application of mathematical pattern recognition techniques in estimation of moraine-dammed lake formation probability due to glacier recession. Proc. of Intern. conf. «Mitigation of natural Hazards», 15–18 September 2009. Bishkek, Salam. 2009: 38–45. [In Russian].
23. Kobernichenko V.G., Sosnovskiy A.V. Particular qualities of digital elevation maps generation in Interferometric SAR technology. *Trudy SPIIRAN*. SPIIRAS Proc. 2013, 5 (28): 194–208. [In Russian].
24. Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere*. 2011, 5: 271–290.
25. Christen M.; Bühler Y.; Bartelt P.; Leine R.; Glover J.; Schweizer A.; Graf C.; McArdell B.W.; Gerber W.; Deubelbeiss Y.; Feistl T.; Volkwein A. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. Koboltschnig G.; Hübl J.; Braun J. (eds.) 12th Congress INTERPRAEVENT, 23–26 April 2012, Grenoble, France. Proc. V. 1: 77–86.
26. Glazyrin G.E. *Raspredelenie i rezhim gornyykh lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 180 p. [In Russian].
27. Tomashevskaya I.G., Sabitov T.Y., Sirlibaeva Z.S. Evaluation of climatic resources on the territories of possible development of dry farming agriculture in mountain regions of the Republic of Uzbekistan. *Izvestiya geograficheskogo obshchestva Uzbekistana*. Proc. of the Geographical Society of Uzbekistan. 2013, 42: 173–176. [In Russian].
28. Finaev A.F. Dynamics of glaciation in some areas of the Pamirs and Alay. *Voprosy geografii i geoekologii*. Problems of Geography and Geoecology. 2013, 3: 32–42. [In Russian].
29. Kutuzov S.S. Change of area and volume of glaciers on Terskey-Alatoo ridge for the second half of XX century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 5–14. [In Russian].
30. DEM Products Specification Document: [https://tandemx-science.dlr.de/pdfs/TD-GS-PS-0021\\_DEM-Product-Specification\\_v3.1.pdf](https://tandemx-science.dlr.de/pdfs/TD-GS-PS-0021_DEM-Product-Specification_v3.1.pdf).
31. Kropáček J., Neckel N., Bauder A. Estimation of mass balance of the Grosse Aletschgletscher, Swiss Alps, from ICESat laser altimetry data and digital elevation models. *Remote Sensing*. 2014, 6: 5614–5632. doi: 10.3390/rs6065614.