

УДК 551.324.63

СОКРАЩЕНИЕ ЛЕДНИКОВ ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (АЛТАЙ) С МАКСИМУМА МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

© 2024 г. Д. А. Ганюшкин^{1,*}, Д. В. Банцев¹, С. А. Грига¹, Е. С. Деркач¹,
О. В. Останин², Ю. А. Горбунова¹, В. А. Распутина¹, К. В. Чистяков¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

*e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Поступила 06.05.2024 г.

После доработки 21.06.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Реконструированы и каталогизированы ледники Южно-Чуйского хребта в малый ледниковый период, в 1962, 2000 и 2021 гг. С максимума МЛП по 2021 г. суммарная площадь ледников сократилась на 61% и объём на 59–64%. Нижний предел распространения ледников поднялся на 300 м, максимум распределения льда по высоте – на 100 м. Сокращение площади ледников в 2000–2021 гг. ускорилось до 1.5% в год от площади на начало этапа.

Ключевые слова: Алтай, реконструкция оледенения, малый ледниковый период, динамика ледников

DOI: 10.31857/S2076673424040024, EDN: HTXSDL

ВВЕДЕНИЕ

Ледники – индикаторы климатических изменений, особенно в горных районах, где сеть метеостанций разрежена. Современное глобальное сокращение ледников началось с завершения похолодания малого ледникового периода (далее – МЛП). В последние десятилетия отступление ледников ускоряется (Hugonnet et al., 2021). На Алтае максимум наступания ледников в МЛП не был зафиксирован наблюдениями: Катунский ледник достиг кульминации между 1835 и 1880 гг., вероятно около 1850 г. (Тронов, 1949; Окишев, 2011). Для прочих ледников Алтая время максимума трактуется по-разному: в XVII столетии (Ивановский, 1978), в начале (Назаров и др., 2016) или в середине XIX столетия (Адаменко, Сюбаев, 1977; Ganiushkin et al., 2015). Большинство исследователей относит максимум МЛП на Алтае к стадии XVII–XIX столетий (Окишев, 2011; Назаров и др., 2022), во время нее имело место двукратное наступание примерно одинакового масштаба в начале XVII и в середине XIX столетий (Окишев, 2011). В нашей работе мы принимаем 1850 год за условный момент максимума МЛП.

Южно-Чуйский хребет находится на юго-востоке Русского Алтая. На западе он граничит с Катунским хребтом, на северо-западе и севере с Северо-Чуйским хребтом, на северо-востоке

примыкает к Чуйской котловине, на юге соседствует с плоскогорьем Укок, а на юго-востоке – с хребтом Сайлюгем. Хребет протягивается на восток-юго-восток на протяжении 100 км (в интервале 87°10' и 88°29' в.д., 49°58' и 49°37' с.ш.). В центральной части хребет расширяется примерно до 40 км за счет отрогов, отходящих на северо-северо-восток. Один из них, водораздел бассейнов рек Карагем и Талдура, к северу от перевала Карагем (2837 м) продолжается уже как южный отрог Северо-Чуйского хребта. Высшая точка хребта – гора Ирбисту (3968 м) расположена в восточной части хребта, ряд вершин превышает 3900 м: Джаниикту (3922 м), Иикту (3936 м).

Склоны хребта относятся к бассейнам притоков Катунки – Чуи (северо-восточный макросклон) и Аргута (юго-западный и северо-западный макросклоны). Северо-восточный макросклон более пологий и длинный, чем юго-западный и северо-западный, что подчеркивается разной протяженностью расчленяющих их долин: 5–15 км на юго-западе и северо-западе, и до 40 км и более на северо-востоке хребта.

Ледники Южно-Чуйского хребта были обнаружены В.В. Сапожниковым: в 1897 г. он открыл Большой Талдуриный ледник, а в 1898 г. – ледники в бассейнах рек Аккол, Елангаш, Кара-Оюк, Ирбисту (Сапожников, 1901), всего 11 ледников суммарной площадью примерно 45 км².

В последующем эти оценки неоднократно уточнялись и обновлялись (Тронов, 1949; Ревякин, 1966; Нарожный, Окишев, 1999; Никитин, 2009; Торопов и др., 2020; Котляков и др., 2023).

Имеющиеся данные о динамике ледников хребта после максимума МЛП все еще отличаются неполнотой и разнородностью: оценки оледенения в XX веке построены на сочетании полевых данных по одним ледникам, дешифрированию аэрофотоснимков и космических снимков по другим, использованию топографических карт по третьим (Тронов, 1949; Ревякин, 1966; Нарожный, Окишев, 1999). Оценки, полученные в XXI веке (Торопов и др., 2020; Котляков и др., 2023), опираются на дистанционные материалы, но при этом отсутствует анализ морфологической структуры современного оледенения Южно-Чуйского хребта, его распределения по высотам, экспозициям. Кроме того, в условиях современного ускоренного сокращения ледников информация об их состоянии быстро устаревает.

Цель работы – анализ динамики оледенения Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП до

современности по нескольким временным этапам. Решались следующие задачи: оценка масштабов оледенения в МЛП, получение информации на временные срезы прошлого, для которых доступны космические снимки (1962 и 2000 гг.), оценка новейшего состояния оледенения (2021 г.), анализ морфологической структуры оледенения, высотного и экспозиционного распределения ледников для каждого из временных срезов и выявление их изменений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для каталогизации современных ледников использовались снимки WorldView-3 от 25.08.2021 с разрешением 0.31 м, WorldView-2 от 05.09.2021 с разрешением 1.8 м и Sentinel-2 от 24.08.2021 с разрешением 10 м (последнему снимку отводилась вспомогательная роль для уточнения контуров ледника на неясных участках). Для снимков Sentinel-2 использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета). Дешифрирование проводилось в ручном режиме в среде ArcGIS 10.4.1. Минимальный размер ледников, включенных в каталог,

Таблица 1. Возможные ошибки дешифрирования контуров ледников

Описание вероятной ошибки	Способы избегания ошибки
Забронированные мореной края ледников принимаются за морены МЛП или мертвый лед	Индикаторы активного льда: «гладкая» поверхность, покрытая мореной, линейная вытянутость форм, подчеркнутая краевыми водными потоками (Loibl et al., 2014), слияние таких потоков обычно происходит у нижней точки ледника (Ganyushkin et al., 2022); наличие трещин на забронированных участках ледника показывает их движение
Участки забронированного мертвого льда принимаются за часть ледника	Индикаторы мертвого льда: наличие термокарстовых форм (Kääb, 1997), неровная поверхность, поверхность озера, не сходящиеся водотоки, пионерная растительность (Loibl et al., 2014), уход водных потоков в тоннели и их выход на внешней стороне морены (Ganyushkin et al., 2022)
Срединная морена на поверхности ледника принимается за скальные выходы	Поиск участков с осыпанием морены и обнажением ледяного ядра
Участки сезонного снежного покрова, принимаются за часть ледника	Использование дополнительных снимков с менее развитым снежным покровом
Многолетние снежники принимаются за части ледника или самостоятельные маленькие ледники	Ледники имеют цельный контур, а снежники часто имеют ажурную конфигурацию; наличие у ледников бергшруднов и трещин, областей аккумуляции и абляции
Затенение части ледника и прилегающей неледниковой поверхности	Использование снимков с другой датой и углом освещения; регулировка в настройках изображения яркости и контрастности; использование других комбинаций каналов
Замерзшие озера принимаются за часть ледникового языка	Использование снимков с датой, когда лед на озере уже растаял; использование ЦМР, на которых эти участки выглядят как плоские участки, контрастирующие с наклонными участками, соответствующими ледникам
Наледи принимаются за часть ледника	Лед наледей обычно светлее, чем ледниковый лед благодаря своей чистоте; такие участки на ЦМР выглядят плоскими

составил 0.01 км². Основные подходы к решению проблем дешифрирования снимков указаны в табл. 1.

Для реконструкции оледенения по состоянию на 2000 г. использовались снимки Landsat-7 от 07.08.2000 комбинации каналов «естественные цвета» (3–2–1) и искусственные цвета (5–4–3, 7–4–2). Для увеличения разрешения до 15 м применялась процедура панхроматического слияния с каналом 8.

Для реконструкции размеров оледенения в 1962 г. проводилось дешифрирование снимков Corona с разрешением 7.6 м. Привязка производилась по более чем 800 характерным точкам (WGS 84, UTM Zone 45 N). Систематическая ошибка была определена как ± 1 пиксель (0.31 м для World-View-3, 1.8 м для World-View-2, 7.6 м для снимков Corona, 10 м для снимков Sentinel-2, 15 м для Landsat-7). Ошибка определения площади A_{er} рассчитывалась по формуле:

$$A_{er} = n \cdot m, \quad (1)$$

где n – число пикселей по периметру контура ледника, m – площадь пикселя, зависящая от разрешения снимка.

Реконструкция ледников МЛП проводилась геоморфологическими методами. Морены МЛП картировались с использованием спутниковых снимков, а также результатов полевых наблюдений (ледники в бассейнах рек Аккол и Талдура неоднократно посещались авторами в 1999–2024 гг.), GPS-маркирования морен в бассейнах рек Талдура и Аккол в 2022 и 2023 гг. Для диагностики морен МЛП применялись разработанные нами для расположенного восточнее массива Монгун-Тайга эталоны дешифрирования морен (Ганюшкин и др., 2018).

Для морен МЛП в регионе характерны незадернованность, четкость в плане, большая крутизна по внешнему периметру и мощность относительно более древних морен, малая степень перемытости, наличие ядра погребенных льдов и связанных с ним термокарстовых форм. Также в определении внешних границ палеоледников использовались сухие ложбины, соответствующие бывшим маргинальным каналам стока.

Сходство морен МЛП с каменными глетчерами может приводить к переоценке площади ледников. Осыпные каменные глетчеры (Barsch, 1996) располагаются ниже осыпных склонов, лишенных следов свежей ледниковой эскарации и таких форм как кары и цирки. Обломочные каменные глетчеры развиты ниже морен МЛП или перекрывают их. В последних случаях мы старались проследить береговые морены до участков их перекрытия и

проводили реконструированные фронты ледников между этими участками.

Помимо дешифрирования морен мы использовали отчетливые границы между невыветрелыми, со следами свежей ледниковой эрозии, и выветрелыми, частично задернованными участками. Для реконструкции висячих ледников мы применяли кулуары с четкими очертаниями, маркирующими положение недавно исчезнувших ледников, как правило, с остаточными многолетними снежниками.

Для получения гипсометрических данных и экспозиций ледников использовалась глобальная ЦМР SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) (Rodríguez et al, 2006). Она получена по состоянию на 2000 г., больше соответствуя реконструируемым прошлым временным срезам. Для верификации результатов дешифрирования мы применяли полевые материалы за 2022 и 2023 г. (GPS маркирование краев ледников в бассейнах рек Талдура и Аккол). Высота фирновой границы для ледников максимума МЛП и 1962 г., а также для тех ледников, где фирновая граница не определялась на снимках 2000 и 2021 гг., рассчитывалась методом Куровского, согласно которому высота фирновой границы соответствует средневзвешенной по площади высоте ледника (Kurowsky, 1891).

Наши исследования применения метода Куровского (Ганюшкин и др., 2021) дают основание говорить о его высокой точности для малых ледников Алтая. В то же время наши исследования оледенения Северо-Чуйского хребта (Ganyushkin et al., 2023) выявили, что для долинных ледников этот метод преимущественно завышает положение фирновой границы. Сопоставление реального и расчетного положения фирновой границы ледников позволило получить зависимость между вертикальным диапазоном ледника ΔZ (м) и завышением положения фирновой границы ΔELA :

$$\Delta ELA = 0.2945 * \Delta Z - 168. \quad (2)$$

Мы применяли уравнение (2) для внесения поправок в расчеты положения фирновой границы для долинных ледников максимума МЛП и 1962 г. Для количественной оценки степени экспозиционной контрастности был использован соответствующий коэффициент:

$$K = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (S_i - S_0) -}{(m^2 - m) S_0^2}}, \quad (3)$$

где K – коэффициент экспозиционной контрастности; S_i – конкретное значение параметров оледенения; S_0 – среднее значение параметров оледенения при равномерном распределении по всем экспозициям; m – количество румбов.

Для оценки высотного распределения площади ледников использовались коэффициенты эксцесса (E_k) и асимметрии (A_s). Автоматизированные вычисления производились в MS Excel.

$$E_k = \frac{\sum(x_i - \bar{X})^4}{\left(\frac{\sum(x - \bar{X})^2}{n-1}\right)^2} - 3, \quad (4)$$

$$A_s = \frac{\sum(x_i - \bar{X})^3}{\left(\frac{\sum(x - \bar{X})^2}{n-1}\right)^{3/2}}, \quad (5)$$

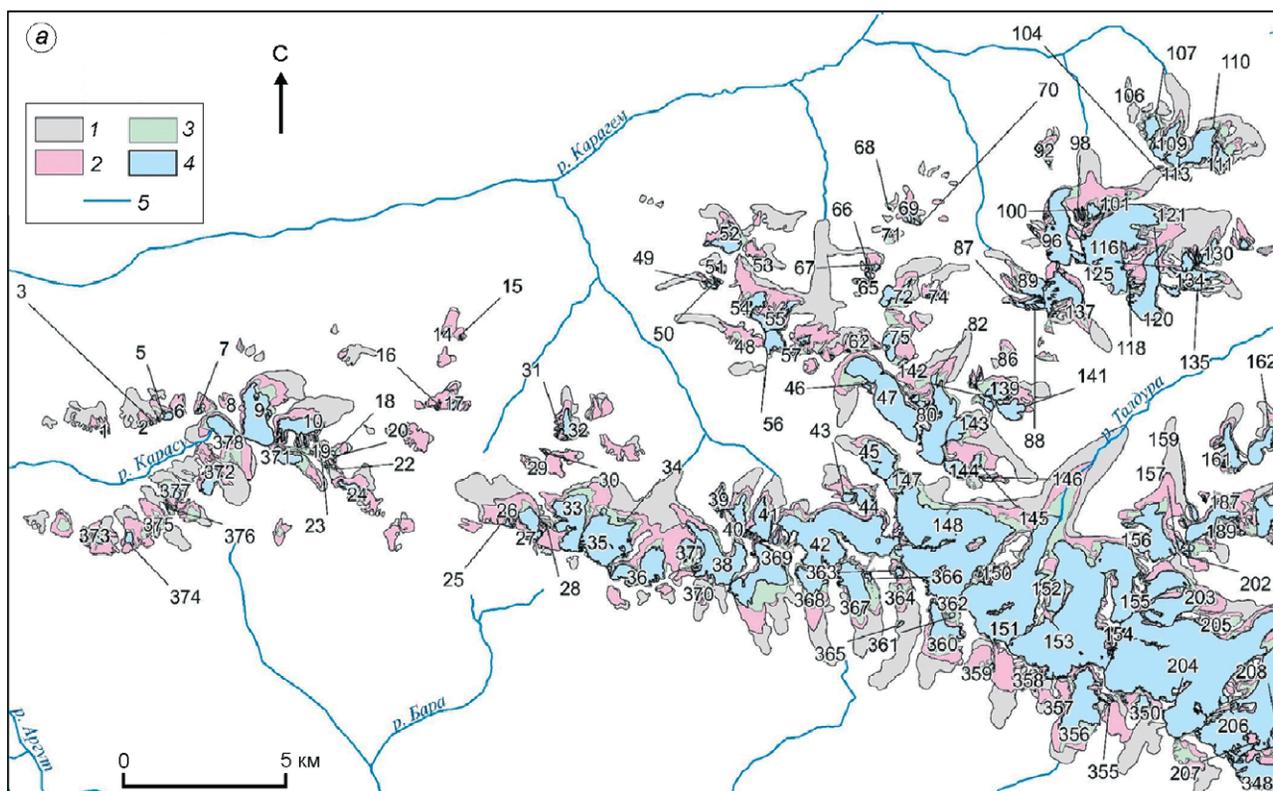
где x_i – площадь ледников в i -м 20-метровом высотном диапазоне, \bar{X} – среднее значение площади в высотных диапазонах, n – число высотных диапазонов.

При расчетах объема ледников применялась модель GlabTop2 (Frey et al., 2014), при этом использовалась глобальная ЦМР SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) (Rodríguez et al, 2006), а также региональные эмпирические коэффициенты в степенном отношении площади и объема ледника (метод VAS – Volume-Area scaling) (Никитин, 2009; Мачерет и др., 2013).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для времени максимума МЛП мы выделили 384 ледника суммарной площадью 313.19 ± 0.47 км² (рис. 1), нижний предел распространения ледников составлял 2260 м (бассейн р. Карагем). Три крупнейших ледника имели площадь более 10 км²: Большой Талдуринский (30.47 ± 0.02 км²), Софийский (25.67 ± 0.02 км²) и Оштуайры (12.59 ± 0.01 км²). 65 ледников имели площадь в интервале от 10 до 1 км². Расчётная высота границы питания составила 2987 м.

На 1962 г. мы положили на карту 332 ледника суммарной площадью 232.72 ± 9.57 км². Площадь оледенения с 1850 г сократилась на 25.7%. С максимума МЛП полностью исчезли 96 ледников, что частично компенсировалось распадом некоторых крупных ледников и разделением их на несколько малых. Ледники Большой Талдуринский, Софийский и Оштуайры по площади превышали 10 км² (26.83 ± 0.41 км², 17.25 ± 0.36 км²,



10.34±0.27 км², соответственно). Еще 30 ледников имели площадь более 1 км². Нижний предел распространения ледников поднялся до 2442 м (Большой Талдуринский ледник). Расчётная средневзвешенная по площади высота границы питания поднялась до 3075 м.

К 2000 г. площадь оледенения сократилась до 159.22±16.12 км², т.е. на 31.6% за 38 лет, число ледников мало изменилось (возросло до 336 за счет распада крупных ледников). Крупнейшими ледниками были Большой Талдуринский (24.07±1.00 км²), Софийский (16.29±0.81 км²) и

Кара-Оюк (6.18±0.46 км²). Нижняя граница распространения ледников поднялась до 2461 м (р. Талдура). Средневзвешенная по площади высота границы питания составила 3137 м.

В 2021 г. площадь ледников составила 122.62±0.26 км² (сокращение на 23% за 21 год), исчез 31 ледник. Крупнейшим ледником Южно-Чуйского хребта стал Софийский ледник (10.73±0.01 км²), второй и третий по величине ледники (№ 153, 8.59±0.01 км²; № 148 6.86±0.01 км²) образовались после распада Большого Талдуринского ледника. Ещё 27

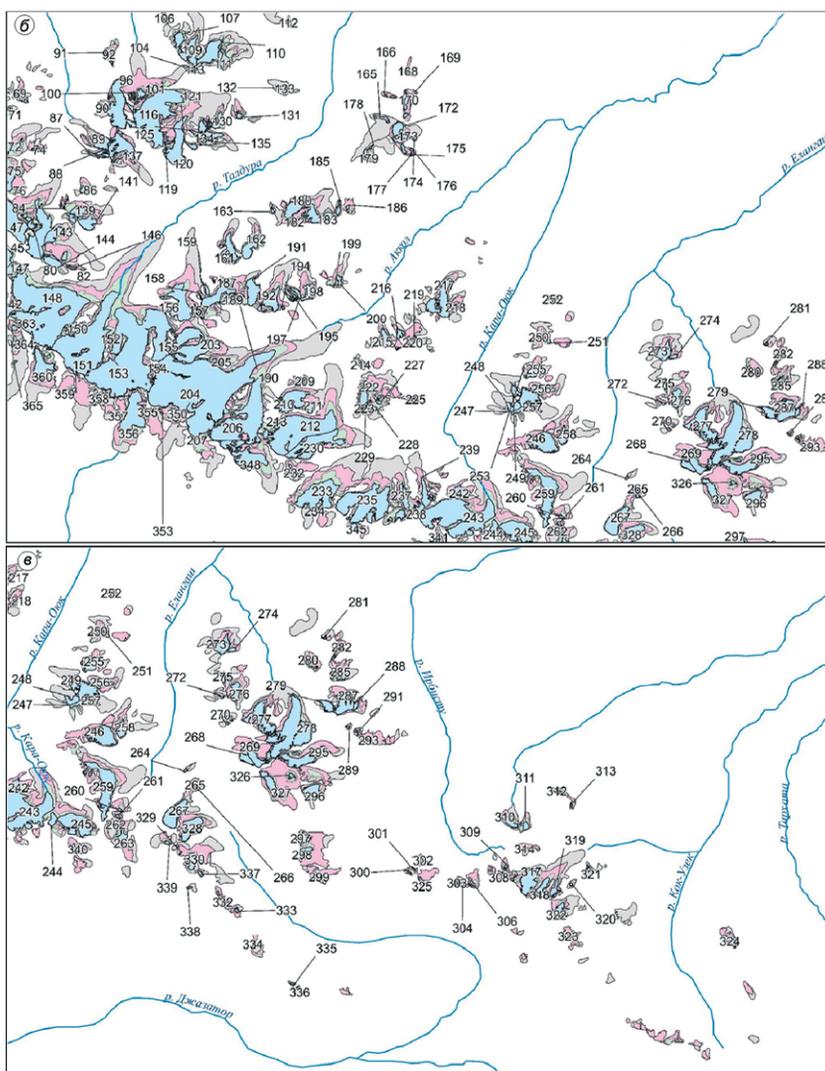


Рис. 1. Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г.: западная часть хребта (а); центральная часть хребта (б); восточная часть хребта (в).

Условные обозначения: сокращение ледников (б): 1 – с максимума МЛП по 1962 г., 2 – с 1962 по 2000 г, 3 – с 2000 по 2021 г.; 4 – ледники в 2021 г., 5 – реки

Fig. 1. Reduction of glaciers of the South Chuya Range from the LIA maximum to 2021: Western part (a); Central part (b); Eastern part (c). Legend: reduction of glaciers (b): 1 – from the LIA maximum to 1962, 2 – from 1962 to 2000, 3 – from 2000 to 2021; 4 – glaciers in 2021, 5 – rivers

Таблица 2. Относительное сокращение площади ледников Южно-Чуйского хребта по бассейнам рек

А*	Бассейн	Н _{max} , м	Площадь ледников в 1850 г. км ²		Период времени, годы			Площадь ледников в 2021 г., км ²	
					1850–1962	1962–2000	2000–2021		
			Суммарная	Средняя	Среднее относительное сокращение, %/год			Суммарная	Средняя
ССЗ	Карагем	3936	72.96	0.70	0.25	0.93	1.24	25.04	0.23
СВ	Талдура	3936	61.12	2.03	0.19	0.51	0.86	32.12	0.54
	Аккол	3868	49.36	1.33	0.20	0.59	0.81	25.92	0.54
ССВ	Кара-Оюк	3922	35,41	0.91	0.19	0.82	1.10	15.07	0.42
	Елангаш	3967	25.23	0.60	0.28	0.91	0.81	9.49	0.34
	Ирбисту	3967	10.38	0.36	0.05	1.46	1.48	3.01	0.10
СВ	Кок-Узек	3521	8.22	0.36	0.30	1.24	1.52	1.97	0.13
В	Тархата	3345	0.11	0.11	0.01	0.26	4.76	0	0
ЮЗ	Джазатор	3936	40.33	0.65	0.30	1.47	1.81	8.73	0.19
	Бара	3345	3.98	0.43	0.35	1.61	2.75	0.53	0.27
СЗ	Карасу	3328	5.09	0.64	0.28	1.78	2.43	0.74	0.12
Среднее, %/год					0.23	0.83	1.52		

*А – экспозиция.

ледников имели площадь более 1 км². Нижний предел распространения ледников поднялся до 2566 м. Высота фирновой границы возросла до 3176 м.

С максимума МЛП по 1962 г. темпы сокращения ледников были низкими, мало различались для разных макроэкспозиций и разных по размерам ледников (табл. 2). После 1962 г. скорости сокращения во всех долинах возросли в 3–5 раз, в 2000–2021 г. тенденция к ускорению сокращения ледников сохранилась, за исключением бассейна р. Елангаш, где она незначительно снизилась. Сокращение оледенения в бассейнах рек с преобладанием малых ледников (Тархата, Бара, Ирбисту, Кок-Узек) шло быстрее, наименьшие относительные скорости сокращения имели место в бассейнах рек с наиболее крупными ледниками (Талдура, Аккол). При схожих площадях и высотах ледников в долинах северных экспозиций (Карагем, Елангаш) ледники сокращались медленнее, чем на юго-западном склоне (притоки р. Джазатор), что демонстрирует общую тенденцию к росту экспозиционной контрастности в распределении ледников.

Для всех рассмотренных временных срезов максимум распределения ледников по высоте располагался выше максимумов высотного распределения рельефа (которые расположены на высотах около 2300 и 2750 м, см. рис. 2, а), что говорит о преимущественном развитии ледников на склонах и смещении их в высокогорье.

Мы выделили на территории хребта 283 кара и цирка и определили их площади и высоты. В МЛП максимум распределение ледников по высоте совпадал с максимумом высотного распределения цирков (см. рис. 2, б) в интервале примерно 3000–3150 м. Размытость пика распределения оледенения по высоте характеризуется низким значением коэффициента эксцесса (–1.30). Таким образом, ледники в целом находились в соответствии с ледниковыми формами рельефа, что обеспечивало им относительную устойчивость. Отмечалась правосторонняя асимметрия (скошенность) распределения (коэффициент асимметрии 0.49), вызванная резким сокращением абсолютной площади оледенения в верхней части хребта в связи с общим уменьшением площади высотных интервалов с высотой, а также тем, что языки крупнейших долинных ледников занимали днища трогов на высотах 2260–2900 м.

В период с максимума МЛП по 1962 г. сокращение ледниковых языков шло сравнительно медленно (так, с 1850 по 1962 г. Большой Талдурицкий ледник отступал со средней скоростью 15.6 м/год, а в 1962–2023 гг. – со средней скоростью 37.8 м/год), в то же время цирки уже начали освобождаться от оледенения (в основном за счет разделения смежных ледниковых потоков (например, у Большого Талдурицкого ледника), что вызвало смещение максимума высотного распределения льда и способствовало росту асимметрии (0.58). Сокращение ледников в нижней части цирков привело также к

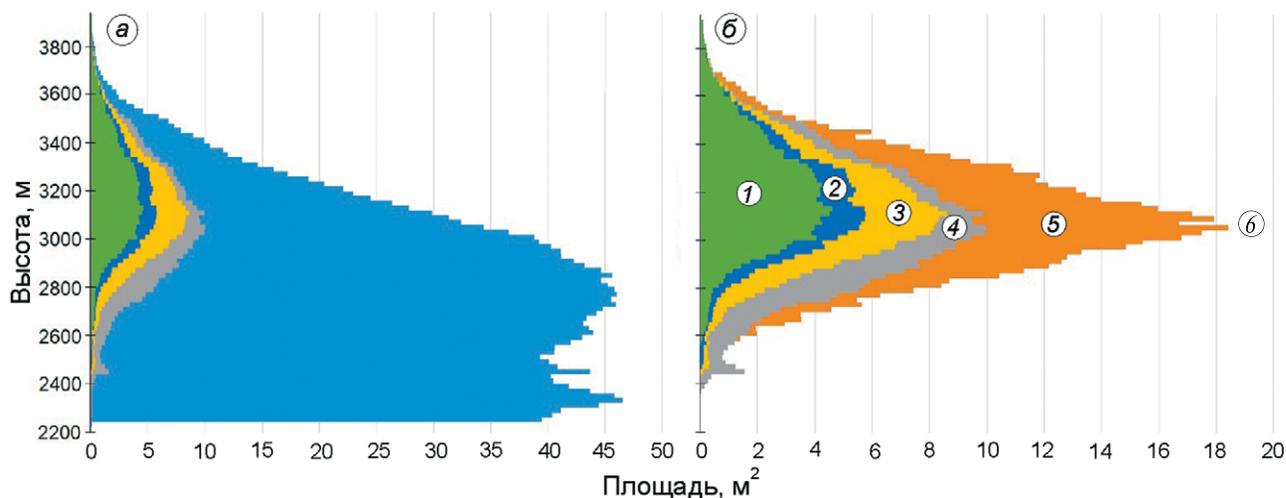


Рис. 2. *a* – Распределение площади ледников по высоте для разных временных срезов в сравнении с общей площадью соответствующих высотных интервалов; *b* – то же относительно распределения суммарной площади цирков по высоте. 1 – ледники в 2021 г., 2 – ледники в 2000 г., 3 – ледники в 1962 г., 4 – ледники в максимум МЛП, 5 – вся территория, включая ледники, 6 – цирки

Fig. 2. *a* – distribution of the area of glaciers by height for different time points in comparison with the total land area of the corresponding altitude intervals; *b* – the same regarding the distribution of the total area of cirques by height. 1 – glaciers in 2021, 2 – glaciers in 2000, 3 – glaciers in 1962, 4 – glaciers at the LIA maximum, 5 – the entire territory, including glaciers, 6 – cirques

большей выраженности основного максимума распределения (к 1962 г., коэффициент эксцесса составил -1.20).

После 1962 года распад крупных долинных ледников (например, Большого Талдуриноского) и ускорение деградации ледниковых языков привело к некоторому снижению асимметрии (коэффициент асимметрии составлял 0.57 в 2000 г. и 0.53 – в 2021 г.). Поскольку выше основного пика распределения цирков абсолютные площади рельефа резко снижались, дальнейшего смещения пика распределения льда вверх не произошло, но продолжившаяся деградация ледников в цирках привела к сглаживанию пика распределения ледников по высоте (коэффициент эксцесса уменьшился до -1.26 в 2000 г. и до -1.34 к 2021 г.).

С максимума МЛП по 2021 г. произошло существенное изменение высотного распределения ледников. Нижний предел распространения ледников поднялся на 300 м. Максимум распределения льда также сместился на 100 м выше, достигнув высоты около 3200 м. В настоящее время на высотах 3000 – 3200 м располагается 38% общей площади ледников.

Сокращение суммарного объема ледников Южно-Чуйского хребта в период с максимума МЛП по 2021 г. (рис. 3) составило, по нашим оценкам, 59 – 64% , что близко к нашей прежней оценке сокращения площади оледенения (61%). Скорости сокращения объема ледников хребта возросли: в период 1850 – 1962 гг. средняя скорость составляла

0.052 км³/год, в 1962 – 2000 гг. – 0.114 – 0.105 км³/год, в 2000 – 2021 гг. – 0.128 – 0.139 км³/год.

Изменение экспозиционной приуроченности ледников (табл. 3) заключалось в наибольшем относительном сокращении площади ледников на склонах южных экспозиций, за счет чего возросли экспозиционные контрасты в их распределении. Коэффициент экспозиционной контрастности вырос: 0.42 в максимум МЛП, 0.37 в 1962 г., 0.47 в 2000 г., 0.48 в 2021 г.

Аналогично происходило перераспределение площади ледников на северо-восточных, восточных и северных склонах: в период с 2000 по 2021 г. резко сократилось оледенение северо-восточных склонов, при неизменной площади оледенения северных склонов. Причиной этого служит распад ряда крупных ледников, имевших общую северо-восточную экспозицию, но включавших также потоки северной и восточной экспозиций. Например, при распаде Большого Талдуриноского ледника к 2021 г. произошло обособление ледника № 153 площадью 8.57 км², имеющего северную экспозицию, что в общей статистике дало видимый эффект уменьшения оледенения северо-восточных склонов и отсутствие сокращения оледенения северных склонов, что не отражает реальную картину деградации оледенения. Аналогично, временное увеличение суммарной площади ледников восточных экспозиций в 1962 г связано с распадом сложных долинных ледников в бассейне р. Карагем.

Изменение распределения ледников по морфологическим типам (табл. 4) преимущественно

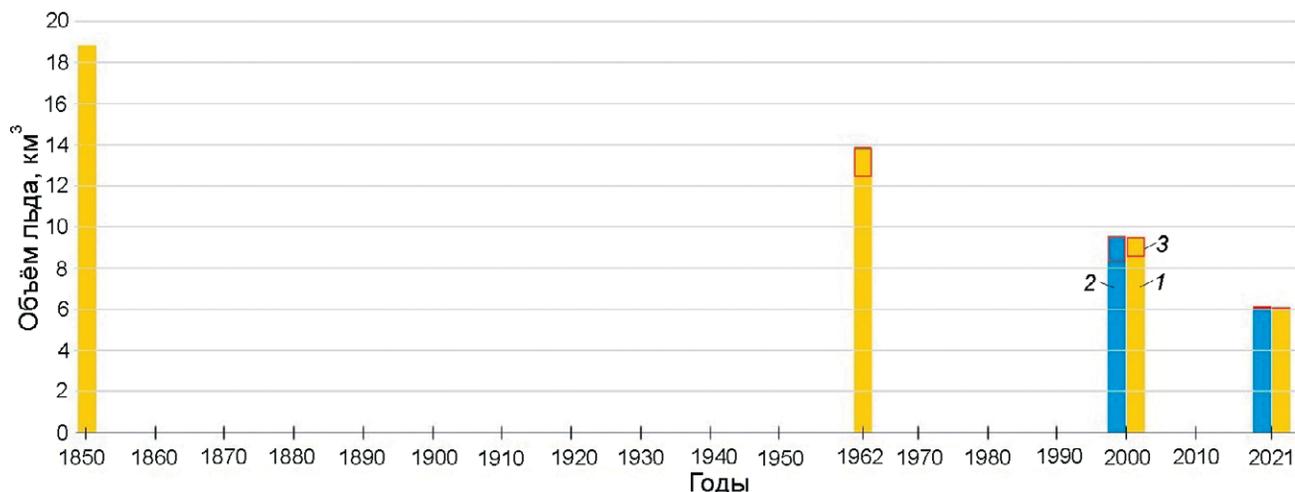


Рис. 3. Сокращение объема ледников Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г. 1 – метод Volume-Area scaling, 2 – модель GlabTop2, 3 – область неопределенности

Fig. 3. Reduction in the volume of glaciers in the South Chuya Range from the LIA maximum to 2021. 1 – Volume-Area scaling method, 2 – GlabTop2 model, 3 – area of uncertainty

Таблица 3. Изменение распределение суммарных площадей ледников (км²) по экспозициям

Экспозиция	Время			
	МЛП	1962	2000	2021
С	80.05	58.55	43.42	44.08
СВ	138.41	84.98	76.73	52.79
В	14.71	43.65	6.89	6.02
ЮВ	15.86	11.44	5.93	3.01
Ю	27.90	14.21	5.29	4.68
ЮЗ	4.26	1.09	2.60	0.11
З	5.68	2.71	3.04	0.61
СЗ	26.32	16.09	15.32	11.33

Таблица 4. Изменение распределения площади ледников (%) по разными морфологическим типам ледников

Морфологический тип	1850	1962	2000	2021
Долинные	72.2	67.5	61.8	60.6
Карово-долинные	11.0	13.2	17.0	20.1
Каровые	9.5	11.9	10.0	7.6
Карово-висячие	1.9	0.7	1.5	2.2
Висячие	3.5	3.8	4.6	5.1
Присклоновые	0.2	0.5	0.9	0.9
Склоновые	2.6	2.4	4.0	3.4
Плоской вершины	0.1	0.2	0.2	0.2

состояло в сокращении доли долинных ледников в суммарной площади оледенения с одновременным ростом доли карово-долинных ледников. Эта тенденция отражает процесс интенсивного распада долинных ледников, лучше всего выраженный в долинах рек Талдура и Аккол, и начало сокращения ледников внутри цирков. Суммарная доля долинных и карово-долинных ледников в общей площади оледенения уменьшилась мало.

Причины сокращения оледенения можно выявить на основе анализа данных ближайших к Южно-Чуйскому хребту метеорологических станций Кош-Агач (примерно в 45 км восточнее) и Кара-Тюрек (примерно в 60 км западнее). Первая располагается в орографической тени хребта в котловине на высоте 1758 м, тогда как вторая находится на высоте 2600 м, соответствуя в большей степени климатическим условиям ледникового высотного пояса Южно-Чуйского хребта. Обе метеостанции располагают данными лишь начиная с середины XX века. В публикации (Ganyushkin et al., 2023) мы установили наличие тесной корреляции между рядами температур ближайшей длиннорядной метеостанции Барнаул и метеостанции Кара-Тюрек, что позволило продлить ряды температур последней до 1838 г. (рис. 4).

Исходя из проведенной реконструкции температур, можно выделить общий тренд к потеплению примерно до 1920 г., выразившийся в росте средних летних температур примерно на 0.7–0.8 °С. Далее вплоть до 1970 г. имела место стабилизация или даже снижение летних температур на 0.1–0.2 °С.

Таким образом, наша реконструкция оледенения по состоянию на 1962 г. относится к моменту, когда климатические условия были относительно

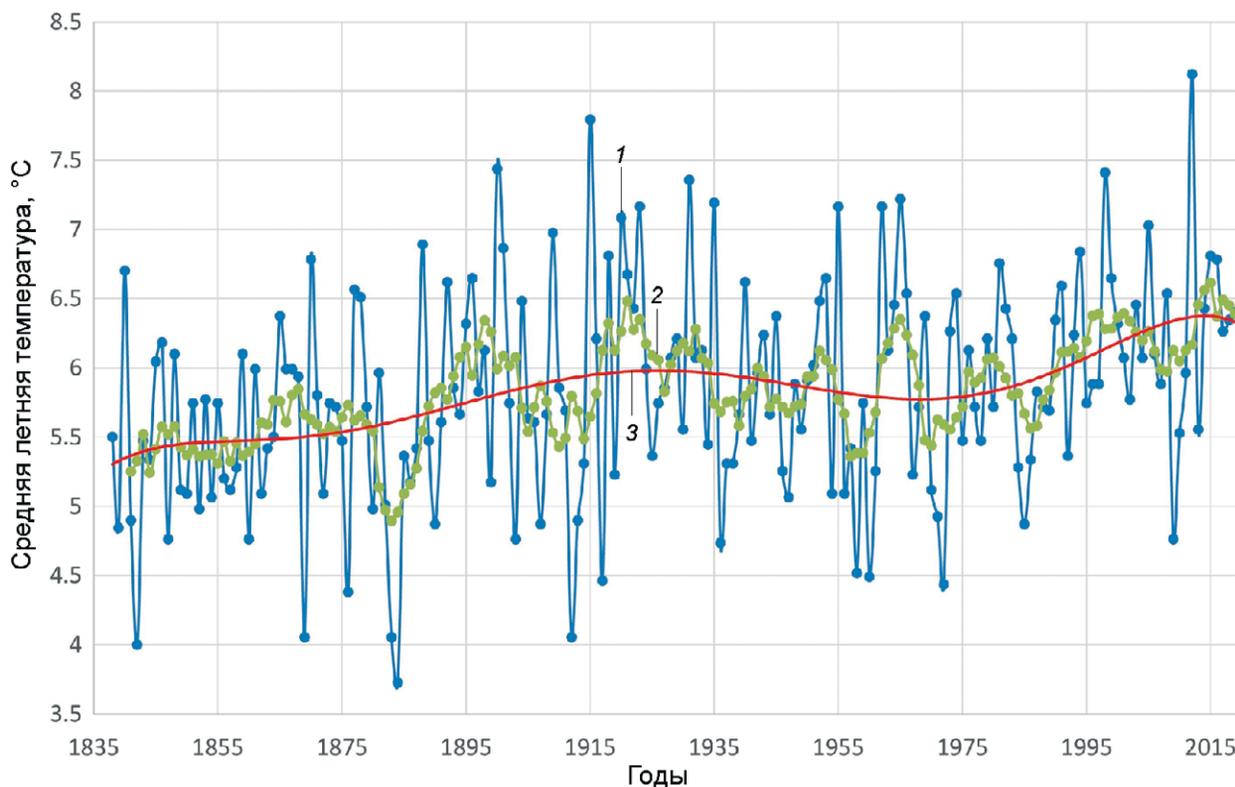


Рис. 4. Продленный до 1838 г. ряд средних летних температур по данным метеостанции Кара-Тюрек. 1 – средние летние температуры, 2 – пятилетнее сглаживание, 3 – полиномиальная аппроксимация

Fig. 4. The series of average summer temperatures at the Kara-Turek weather station extended until 1838. 1 – average summer temperatures, 2 – 5-year smoothing, 3 – polynomial approximation

стабильны, а ледники, вероятно, приближались к стационарному состоянию. Так, согласно (Галахов и др., 2015) стабилизация ледника Малый Актру, происходила около 1965–1970 гг. С другой стороны, исследования колебания ряда долинных ледников Алтая (Окишев, 2011) привели к выводу, что при текущем уровне информации нет возможности выделять этапы синхронных колебаний этих ледников.

В 1990-е годы произошел резкий подъем летней температуры (приблизительно на 2 °С), отчетливо прослеживающийся по данным метеостанций Кара-Тюрек и Кош-Агач (рис. 5). Соответственно, 2000 году предшествовало интенсивное потепление, ледники активно деградировали, что нашло отражение в выявленном ускорении сокращения ледников в интервале 1962–2000 гг.

После 2000 г. температура стабилизировалась на высоком уровне, но по данным метеостанции Кара-Тюрек, количество осадков в высокогорье существенно сократилось. Следовательно, дальнейшее ускорение сокращения ледников может быть связано как с кумулятивным эффектом от длительного теплого периода, так и с прогрессирующим

уменьшением баланса массы, связанным с дефицитом осадков.

Уменьшение количества осадков также означает уменьшение облачности и, соответственно, рост притока радиации. Последнее было установлено на Алтае (Торопов и др., 2020): в 2008–2017 гг. радиационный баланс теплого полугодия в высокогорьях Алтая вырос в среднем на 15 Вт/м² по сравнению с 1980–1990 гг. Это внесло вклад в деградацию оледенения, косвенным подтверждением чего служит установленный нами рост экспозиционной контрастности распределения ледников (увеличение прихода радиации, в первую очередь, действовало на ледники южных экспозиций).

ДИСКУССИЯ

Оценки масштабов оледенения в МЛП. Единственная реконструкция оледенения Южно-Чуйского хребта на максимум МЛП (Нарожный, Окишев, 1999) была создана путём использования аэрофотоснимков 1952 года и крупномасштабных топокарт (1:25000 и 1:50000) издания 1962 г. Для реконструкции проводилось дешифрирование морен и не реконструировались ледники, исчезнувшие до 1952 г. Суммарная площадь реконструированных

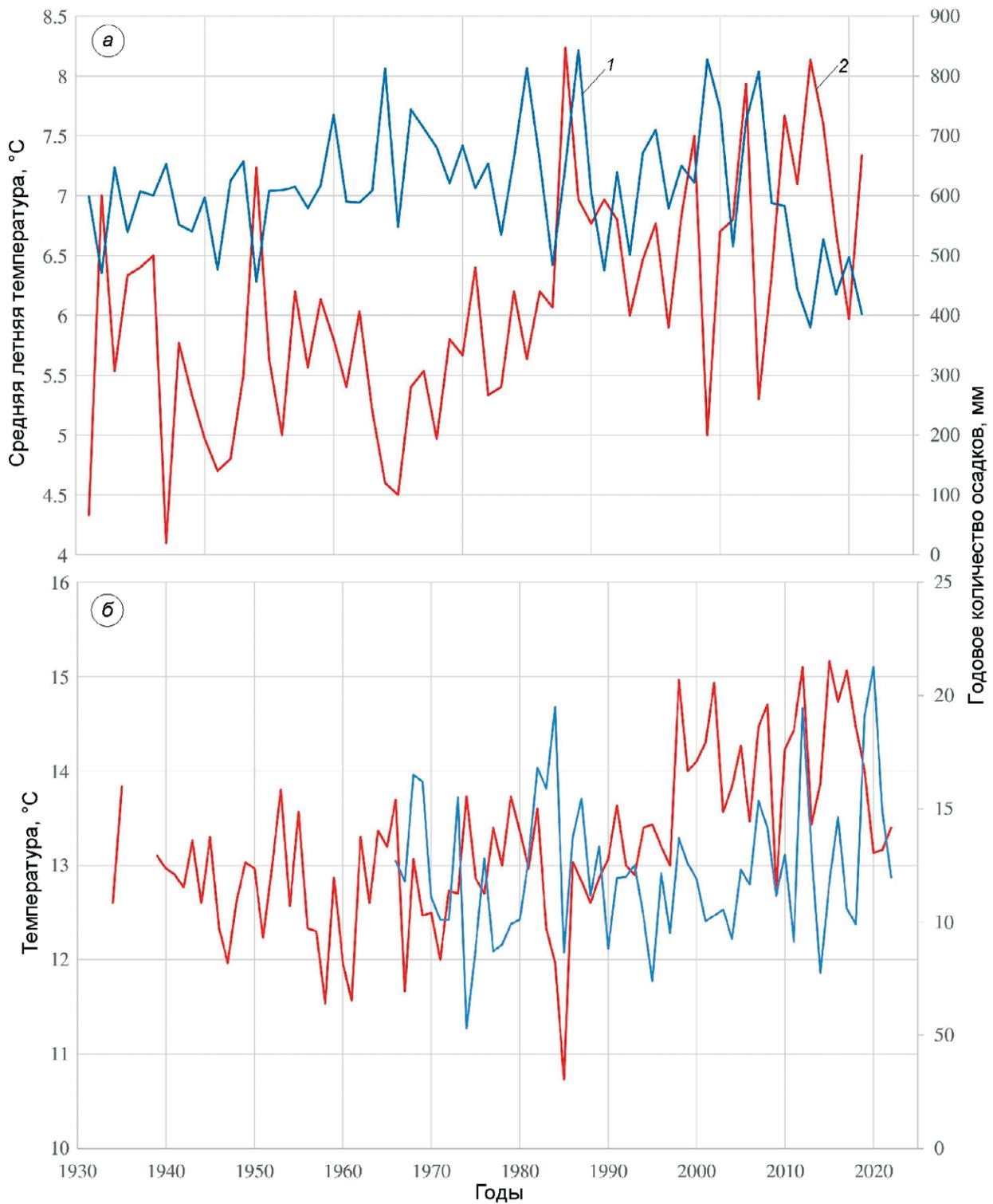


Рис. 5. Изменение средней летней температуры (1) и годового количества осадков (2) по данным метеостанций Кара-Тюрек (а) и Кош-Агач (б)

Fig. 5. Changes in mean summer temperature (1) and annual precipitation (2), Kara-Turek weather station (a) and Kosh-Agach weather station (b)

ледников составила 255.69 км². Это существенно меньше, чем по нашим данным (313.19 км²). К сожалению, и в указанной выше работе, и в последующих (Окишев, 2011), не приводятся контуры реконструированных ледников, что препятствует прямому сопоставлению результатов. Вероятно, основные различия связаны с недоучётом в работе (Нарожный, Окишев, 1999) площади исчезнувших ледников, деградировавших ледниковых притоков крупных ледников и ледников площадью менее 0.1 км².

Оценки площади оледенения в 1950–60-х годах. По данным Каталога ледников СССР (полевые данные 1963–1964 гг. и дешифрирования АФС 1955 г.) оледенение хребта было представлено 219 ледниками суммарной площадью 221.3 км². В работе (Торопов и др., 2020) на основе дешифрирования снимков Согона за 1968 г. площадь ледников хребта оценена величиной 165 км². Наша данные, полученные по результатам дешифрирования космических снимков Согона 1962 года (332 ледника суммарной площадью 232.72±9.57 км²), оказались относительно близки к данным Каталога Ледников СССР, и мы получили более полную картину оледенения за счет выделения большого количества ранее не отмеченных в каталоге малых ледников (наиболее крупный – площадью 0.61 км², также 14 ледников в интервале от 0.2 до 0.6 км², остальные – площадью менее 0.2 км²). Сопоставить наши результаты с сильно отличающейся от них оценкой площади ледников по состоянию на 1968 г. в работе (Торопов и др., 2020) затруднительно, так как в указанной статье не приводятся контуры дешифрированных ледников.

Оценка площади оледенения в 2000 г. В работе (Нарожный, Окишев, 1999) площади ледников оценены по состоянию на 1995 г. (202.06 км²) на основе анализа аэрофотоснимков 1952 г. и результатов наземных наблюдений, однако контуры ледников не приведены. В работах (Никитин, 2009; Котляков и др., 2023) путём коррекции данных 1952 г. с учетом темпов деградации оледенения и данных дистанционного зондирования для отдельных ледников по состоянию на 2003 г. получена величина 201.8 км². Наша оценка для 2000 г. (159.22±16.12 км²), с одной стороны, учитывает изменения, произошедшие с 1995 года, с другой стороны, получена на основе однородного во времени отношении материала.

Оценка площади современного оледенения. Самая современная оценка площади оледенения Южно-Чуйского хребта получена в рамках проекта «Каталог ледников России» на 15 августа 2017 г. (Sentinel-2) величиной 118.0 км² (Торопов и др., 2020). В более поздней статье почти это же значение (118.1 км²) указано для 2018 г. (Котляков и др., 2023). Согласно нашим данным, для 2021 г. получена несколько большая величина:

122.62 км². Сопоставление контуров ледников обоих каталогов показало близкую картину для крупных ледников, причем отличия в положении границ ледников отражают объективно происходящее сокращение ледников. В то же время использование снимков более высокого разрешения позволило нам выделить большое количество малых ледников (72 ледника с площадями в интервале 0.1–0.01 км²), не отмеченных в Каталоге ледников России. Отличаются и подходы к выделению границ между смежными ледниками: например, в Каталоге ледников России Большой Талдуриинский ледник все еще указывается как единый ледник, хотя уже около 2000 г. разные потоки ледника обособились и имеют в настоящее время контакт только в верхней части области питания. Соответственно, в нашем каталоге это не единый ледник, а несколько ледников.

В качестве примера упомянутых различий мы приводим фрагмент космического снимка в верховьях рек Аккол и Верхний Тураюк (рис. 6). Софийский ледник, бывший единым еще в 2017 г., в 2021 г. распался на ледники № 204 и 206, что нашло отражение в изменении контуров в нижней части рисунка. В верхней части рисунка видны ледники № 188, 190, 193, 194, 195, 196, 197, не отмеченные в Каталоге ледников России, но указанные в нашем каталоге 2021 года.

Оценка скорости сокращения ледников Южно-Чуйского хребта. Согласно (Нарожный, Окишев, 1999), сокращение ледников со времени максимума МЛП по 1995 год составило 21%, т.е. в среднем 0.15% в год. Согласно нашей реконструкции, за близкий по продолжительности интервал времени с максимума МЛП по 2000 г. скорость сокращения ледников была выше более чем вдвое и составила 49.2%, т.е. в среднем 0.33% в год. Это связано как с большей площадью ледников в максимум МЛП, так и с меньшей площадью ледников в 2000 г.

Для более поздних этапов деградации оледенения согласно (Торопов и др., 2020) средняя скорость сокращения ледников составляла 0.52% в год за 1968–2008 гг., 0.58% за 1968–2017 гг. и 0.87% за 2008–2017 гг. Для интервала 1962–2021 гг. мы определили существенно большую среднюю скорость сокращения: 0.80% в год, что связано, как показано выше, со значительно большими площадями оледенения, реконструированными нами для 1962 г. по сравнению с оценками (Торопов и др., 2020) для 1968 г.

Сопоставление с оценками деградации оледенения в соседних районах Алтая и других горных регионах. Согласно нашей оценке (Ganyushkin et al., 2023), площадь ледников ближайшего и наиболее схожего по параметрам оледенения и климату Северо-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г. сократилась на 61%, что очень близко к установленной



Рис. 6. Сравнение контуров ледников в Каталоге ледников России и нашем каталоге. Условные обозначения: 1 – контуры ледников в 2017 г. согласно Каталогу ледников России, 2 – контуры ледников в 2021 г. согласно нашему каталогу

Fig. 6. Comparison of the contours of glaciers in the Catalog of Russian Glaciers and our catalogue. Legend: 1 – contours of glaciers according to the Catalog of Russian Glaciers, 2 – contours of glaciers for 2021 according to our catalog

нами величине сокращения оледенения Южно-Чуйского хребта за тот же период (60.8 %). Это близко и к среднему сокращению ледников после максимума МЛП для юга Алтая (59%) (Ganyushkin et al., 2022).

Массив Таван-Богдо-Ола, расположенный примерно в 55 км южнее, с максимума МЛП по 2021 г. потерял 45.6% своей площади (Ganyushkin et al., 2022); меньшее сокращение можно объяснить большей абсолютной высотой массива (до 4374 м) и более крупными ледниками (суммарная площадь оледенения в МЛП 353.4 ± 15.33 км²), что обеспечило большую устойчивость ледников.

В европейских Альпах общая площадь ледников за период 1850–2000 гг. сократилась на 54.5% (Zemp et al., 2008), что близко к нашей оценке по Южно-Чуйскому хребту для аналогичного периода (49.2%). Это связано с положением обеих территорий примерно на одной широте и близкой абсолютной высоте.

О сокращении ледников после максимума МЛП в других горных странах известно существенно меньше, исследованы, как правило, отдельные ледниковые центры. В Центральных и Западных Гималаях длина и площадь 220 ледников с максимума МЛП по 2005–2015 гг. сократилась на 35 и 31%, соответственно, средний подъём границы питания с максимума МЛП к первой декаде XXI столетия составил 123 м (Qiao, Yi, 2017). В юго-восточном Тибете с максимума МЛП длины ледников в среднем уменьшились примерно на 27%, а граница питания поднялась на 136 м (Loibl et al., 2014). Меньшие сокращения ледников высочайших хребтов Центральной Азии связаны с большими размерами ледников и их вертикальным диапазоном, что обеспечивает их относительную устойчивость.

Ускорение отступления ледников в последние десятилетия, отмеченное нами для Южно-Чуйского хребта, совпадает с общим современным трендом (Hugonnet et al., 2021).

ВЫВОДЫ

В результате нашей работы реконструировано оледенение Южно-Чуйского хребта в максимум малого ледникового периода; выявлен большой, по сравнению с Каталогом ледников СССР, масштаб оледенения по состоянию на 1962 г., реконструировано оледенение по состоянию на 2000 г.; создан наиболее современный каталог ледников по состоянию на 2021 г., получена картина поэтапного сокращения ледников с малого ледникового периода по 2021 г.

По результатам исследования рассчитаны более высокие скорости сокращения ледников после максимума МЛП (61% площади и 59–64% объема),

чем те, что содержатся в более ранних оценках других авторов.

Установлены следующие особенности изменений ледниковой системы хребта: подъем нижнего предела распространения ледников на 300 м (до высоты 2566 м, что выше максимума высотного распределения цирков); подъем максимума распределения льда на 100 м до высоты 3200 м; ускорение отступления ледников на каждом последующем этапе с достижением в период 2000–2021 гг. средней скорости около 1.5% в год; увеличение после 1962 г. экспозиционного контраста в распределении ледников, что, вероятно, связано с увеличением притока солнечной радиации в летнее время; ускорение деградации ледниковых языков после 2000 г., распад сложных долинных ледников на простые долинные и карово-долинные (например, Большой Талдуринский, Софийский).

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке РНФ, проект № 22-67-00020 “Изменения климата, ледников и ландшафтов Алтая в прошлом, настоящем и будущем как основа модели адаптации населения внутриконтинентальных горных районов Евразии к климатообусловленным изменениям среды”.

Acknowledgements. The study was supported by Russian National Science Foundation, project No. 22-67-00020 “Changes in climate, glaciers and landscapes of Altai in the past, present and future as the basis for a model of adaptation of the population of the intracontinental mountainous regions of Eurasia to climate-conditioned environmental changes”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко М.Ф., Сюбаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV–XX веках по данным дендрохронологии. Томск: Изд-во ТГУ, 1977. С. 196–202.
- Галахов В.П., Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т. Колебания ледника Малый Актру (Русский Алтай) за период инструментальных наблюдений с 1952 по 2013 год // Криосфера Земли. 2015. № 2 (19). С. 81–86.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Дешифрирование гляциогенных комплексов по космическим снимкам горного массива Монгун-Тайга // География и природные ресурсы. 2018. № 1 (1). С. 167–177.
- Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Банцев Д.В., Терехов А.В., Кунаева Е.П., Курочкин Ю.Н., Андреева Т.А., Волкова Д.Д. Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2021. № 4 (61). С. 500–520.
- Ивановский Л.Н., Паньчев В.А. Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников АК-Туру на

- Алтае Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока АН СССР. 1978. С. 127–138.
- Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А. Ледники в горах России (Кавказ, Алтай, Камчатка) в первой четверти XXI века // Лёд и Снег. 2023. № 2 (63). С. 157–173. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020114>
- Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И. Об оценке объема льда горных ледников // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 5–15. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-5-15>
- Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова Л.А., Овчинников И.Ю. Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период // Лёд и Снег. 2016. № 1 (56). С. 103–118. <https://doi.org/10.15356/20766734-2016-1-103-118>
- Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. Абсолютный и относительный возраст морен стадий Актру и историческая стадия ледников Центрального Алтая по данным лихенометрии и дендрохронологии // Лёд и Снег. 2022. № 3 (62). С. 387–409. <https://doi.org/10.31857/S2076673422030140>
- Нарожный Ю.К., Окишев П.А. Динамика ледников Алтая в регрессивную фазу малого ледникового периода // Материалы гляциологических исследований. 1999. № 87. С. 119–123.
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // Материалы гляциологических исследований. 2009. № 107. С. 87–96.
- Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 2011. 382 с.
- Ревакин В.С. Оледенение Южно-Чуйского хребта на Алтае // Материалы гляциологических исследований. 1966. № 12. С. 194–199.
- Сапожников В.В. Катунь и её истоки: путешествия 1897–1899 годов. Томск: Паровая типо-литография П.И. Макушина, 1901. 271 с.
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 118–130.
- Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
- Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 331 p.
- Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using different methods // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 6. P. 2313–2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E. Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum // Environmental Earth Sciences. 2015. № 3 (74). P. 1883–1904. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantsev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // Remote Sensing. 2022. № 6 (14). 1508 p. <https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E., Agatova A., Neppop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sensing. 2023. № 8 (15). 2186 p.
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Käab A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // Nature. 2021. № 7856 (592). P. 726–731.
- Käab A., Haeberli W., Gudmundsson G. Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps // Permafrost and Periglacial Processes. 1997. № 8. P. 409–426.
- Kurowsky L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe // Pencks Geogr. Abhandlungen. 1891. № 5. P. 119–160 (In German).
- Loibl D., Lehmkuhl F., Grieflinger J. Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation // Geomorphology. 2014. № 214. P. 22–39.
- Qiao B., Yi C. Reconstruction of Little Ice Age glacier area and equilibrium line attitudes in the central and western Himalaya // Quaternary International. 2017. № 444. P. 65–75.
- Rodríguez E., Morris C.S., Belz J.E. A global assessment of the SRTM performance // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 2006. № 3 (72). P. 249–260.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: B. Orlove, E. Wiegandt, B.H. Luckman (Eds.). Darkening Peaks: Glacial Retreat, Science and Society. University of California Press, 2008. P. 152–167.

Citation: Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Griga S.A., Derkach E.S., Ostanin O.V., Gorbunova Yu.A., Rasputina V.A., Chistyakov K.V. Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 497–512. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040024

Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age

D. A. Ganyushkin^{1,#}, D. V. Bantsev¹, S. A. Griga¹, E. S. Derkach¹,
O. V. Ostanin², Yu. A. Gorbunova¹, V. A. Rasputina¹, K. V. Chistyakov¹

¹*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, Saint Petersburg, Russia;*

²*Altai State University, Barnaul, Russia*

#e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Received May 6, 2024 / Revised June 21, 2024 / Accepted October 7, 2024

The extent of glaciation of the South Chuya Range in the LIA and the analysis of its subsequent gradual reduction were assessed. Based on interpretation of Corona, Landsat-7, Sentinel-2, World View-3 satellite images and analysis of field data, the reconstruction and cataloging of glaciers for the LIA maximum, for 1962 and 2000/21 were carried out. For each time slice, the morphology of glaciers, their altitudinal and aspect distribution were analyzed, and the changes that occurred in the glaciation pattern were revealed. The range area covered by glaciers at LIA maximum is estimated as 313.19 km². The estimate of the glacier area for 1962 is approximately 11 km² higher than given in the USSR Glacier Inventory. Higher rates of glacier shrinkage after the LIA maximum were identified (61% of area and 59–64% of volume) than in earlier estimates by other authors (21%). The lower limit of glacier extent shifted upward by 300 m, and the altitudinal maximum of ice distribution – by 100 m. Glacier retreat accelerated at each successive stage, reaching in 2000/21 an average rate of about 1.5% per year of their area at the beginning of this last stage. Differences in the distribution of glaciers by their aspect have increased. At the last stages of glacier retreat there was an accelerated degradation of glacier tongues and disintegration of complex valley glaciers into simple valley and cirque-valley glaciers (Bolshoi Taldurinsky, Sofiysky glaciers).

Keywords: Altai, Glacier reconstruction, Little Ice Age, Glacier dynamics

REFERENCES

- Adamenko M.F., Syubaev A.A. *Dinamika klimata na territorii Gornogo Altaya v XV – XX vekah po dannym dendrochronologii*. Climate dynamics in the territory of the Altai Mountains in the XV – XX centuries according to dendrochronology. Tomsk: Tomsk State University, 1977: 196–202. [In Russian].
- Galaxov V.P., Samoilova S.Yu., Shevchenko A.A., Sheremetov R.T. Fluctuation of Maly Aktru glacier (Russian Altai) for the period of instrumental observations from 1952 to 2013. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 2 (19): 81–86.
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Interpretation of glaciogenic complexes from satellite image of the Mongun-Taiga mountain range. *Geografiya i Prirodny'e Resursy* Geography and Natural Resources. 2018. 1 (1): 167–177.
- Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Bantsev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N., Andreeva T.A., Volkova, D.D. Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021b, 61 (4): 500–520. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>. [In Russian].
- Ivanovskiy L.N., Panychev V.A. Development and age of the terminal moraines of the XVII–XIX centuries. Ak-Turu glaciers in Altai. *Processy sovremennogo rel'efoobrazovaniya v Sibiri*. Processes of modern relief formation in Siberia. Irkutsk: V. B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1978: 127–138. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Nikitin S.A. Glaciers in the Russian Mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the First Quarter of the 21st Century. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 157–173. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020114>. [In Russian].
- Macheret Yu.Ya., Kutuzov S.S., In Matskovsky. V., Lavrentiev I. On the assessment of the volume of ice of mountain glaciers. *Led i sneg. Ice and Snow*. 2013, 53(1): 5–15 [In Russian].

- <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-5-15>
[In Russian].
- Nazarov A.N., Myglan V.S., Orlova V.A., Ovchinnikov I.Yu. Activity of the Malyi Aktru Glacier (Central Altai) and changes in the forest boundary in the Aktru basin for the historical period. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 1 (56): 103–118.
<https://doi.org/10.15356/20766734-2016-1-103-118>
[In Russian].
- Nazarov A.N., Solomina O.N., Myglan V.S. Absolute and relative age of moraines of the Aktru and Historical stages of glaciers of Central Altai based on lichenometry and dendrochronology. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 387–409.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030140>
[In Russian].
- Narozhny Yu.K., Okishev P.A. Dynamics of Altay glaciers in regression phase of Little Ice Age. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1999, 87: 119–123. [In Russian].
- Nikitin S.A. Regularities of the distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of their reserves and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
- Okishev P.A. *Reljef i oledenenie Russkogo Altaja*. Relief and glaciation of the Russian Altai. Tomsk: Tomsk University Press, 2011: 382 p. [In Russian].
- Revyakin V.S. Glaciation of the Uzhno-Chuiskiy range on Altai. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1966, 12: 194–199.
- Sapozhnikov V.V. Katun` i eyo istoki : puteshestviya 1897–1899 godov. Katun and its sources: travels of 1897–1899. Tomsk: Steam typo-lithography by P.I. Makushin, 1901: 271 p. [In Russian].
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A. Modern degradation of mountain glaciation of Altai, its consequences and possible causes. *Meteorologia i Gidrologia. Meteorology and Hydrology*. 2020, 5: 118–130. [In Russian].
- Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya. Essays of the Altai glacierization*. Moscow: Geografiz, 1949: 373 p. [In Russian]
- Barsch D. *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Berlin: Springer-Verlag, 1996: 331 p.
- Frey H., Machgut H., Huss M., Haggel S., Bayracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M. Estimation of the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using various methods. *Cryosphere*. 2014, 8 (6): 2313–2333.
<https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E. Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 3 (74): 1883–1904.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantsev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sensing*. 2022, 6 (14): 1508.
<https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E., Agatova A., Ne-pop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sensing*. 2023, 8 (15): 2186. <https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*. 2021, 7856 (592): 726–731.
- Kääb A., Haeberli W., Gudmundsson G. Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997, 8: 409–426.
- Kurowsky L. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 119–160.
- Loibl D., Lemkul F., Griesinger J. Reconstruction of glacier retreat since the Little Ice Age in Southern Tibet by mapping glaciers and calculating the height of the equilibrium. *Geomorphology*. 2014, 214: 22–39.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.018>
- Qiao B., Yi C. Reconstruction of Little Ice Age glacier area and equilibrium line attitudes in the central and western Himalaya. *Quaternary International*. 2017, 444: 65–75.
- Rodríguez E., Morris C.S., Belz J.E. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 2006, 3 (72): 249–260.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: B. Orlove, E. Wiegandt, B.H. Luckman. *Darkening Peaks: Glacial Retreat, Science and Society*. University of California Press, 2008: 152–167.