

УДК 551.324.63

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛЕДНИКОВ ХРЕБТА ЦАМБАГАРАВ (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

© 2026 г. Д. А. Ганюшкин^{1*}, Д. В. Банцев¹, С. А. Грига¹, Е. С. Деркач¹,
О. В. Останин², Ю. А. Горбунова¹, В. С. Распутина¹, И. В. Волков¹, Ю. Н. Курочкин¹,
А. С. Алексейкова¹, Д. Отгонбаяр³, С. Хадбаатар⁴

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

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

³Западный региональный филиал Национального университета Монголии

⁴Кафедра географии факультета математики и естествознания
Монгольского национального университета образования

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

Поступила в редакцию 11.07.2025 г.

После доработки 11.09.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Проведена оценка масштабов и пространственного распределения современного оледенения хребта Цамбагарав (Монголия), а также динамики ледников в последние несколько десятилетий. на основе анализа данных полевых исследований 2016–2024 гг. и спутниковых снимков. В 2023 г. оледенение хребта Цамбагарав было представлено 73 ледниками суммарной площадью 61.08 км², средневзвешенная по площади высота фирновой границы составила 3733 м, вертикальный диапазон оледенения — 1224 м. 98.5% ледниковой площади было приурочено к 8 ледниковым комплексам, ядром которых являлись ледники плоской вершины. 89% поверхности ледников свободно от моренного материала. Преобладают ледники северной экспозиции. Установлено ускорение отступания большинства ледников начиная с 2015 г. Выявлено, что скорости движения льда на языке ледника Эрэгтийн в 2024 г. возросли в 3–9 раз относительно 2005–2006 гг. Площадь оледенения с 2015 по 2023 г. сократилась на 7.02 км² (10%), с 2020 по 2023 г. — на 4.13 км² (6.3%). Ускорение сокращения ледников происходило на фоне повышения летних температур в среднем на 1.7 °С в период 1991–2024 гг. по отношению к интервалу 1961–1990 гг. (метеостанция Ховд).

Ключевые слова: Монгольский Алтай, отступление ледников, горные ледники

DOI: 10.7868/S2412376526010059

ВВЕДЕНИЕ

Постановка проблемы. 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). Аналогичные процессы зафиксированы и на Алтае (Ganyushkin et al., 2017).

Район исследования — горный массив Цамбагарав, с приблизительными координатами 48.6° с.ш., 90.8° в.д. (рис. 1). Массив протягивается с северо-запада на юго-восток приблизительно на 40 км. Главная вершина (гора Цаст-Ула) в северо-западной части массива достигает высоты 4208 м, одна вершина в центральной части массива высотой 4149 м, ещё несколько пиков превышают высоту 4000 м. На высотах более 3800 м располагаются существенные площади поверхностей выравнивания, их изолированные участки расчленены трогами.

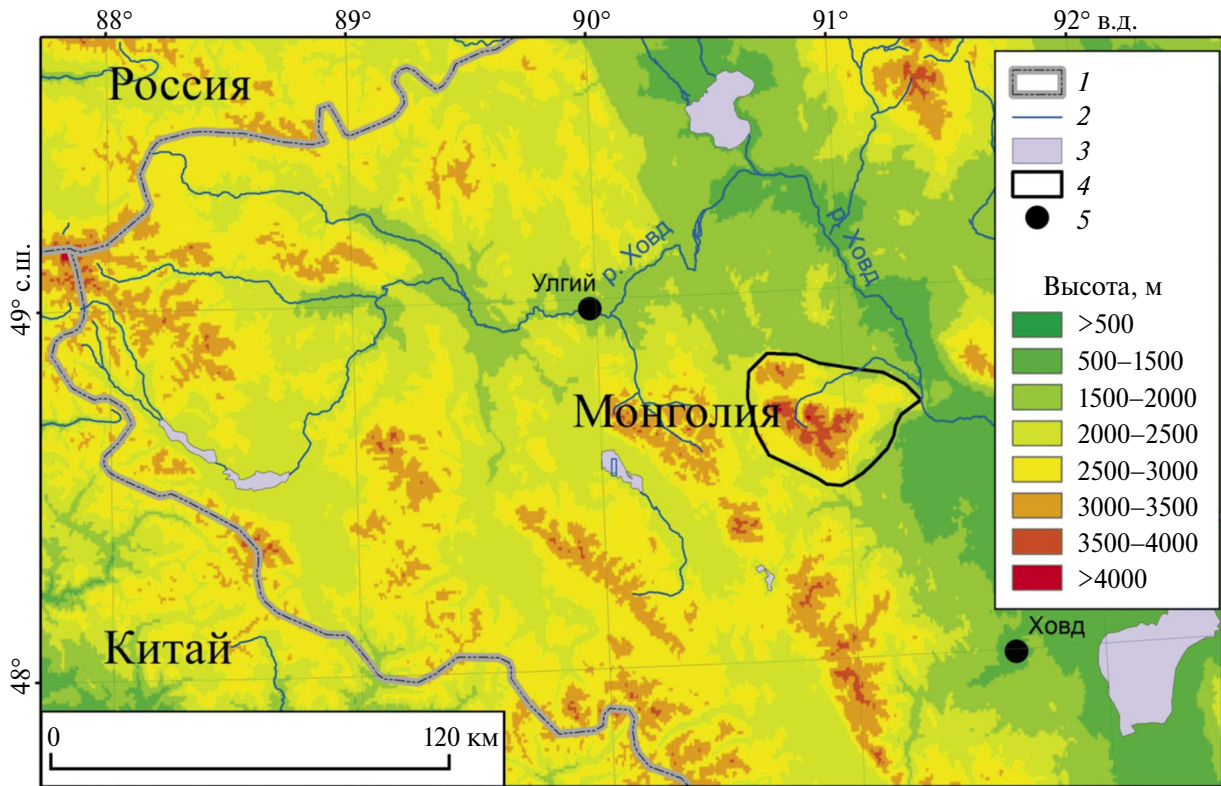


Рис. 1. Положение района исследований. 1 — государственные границы, 2 — реки, 3 — озёра, 4 — район исследования, 5 — ближайшие метеорологические станции

Fig. 1. Location of the study area. 1 — state borders, 2 — rivers, 3 — lakes, 4 — study area, 5 — nearest weather stations

Цамбагарав — один из крупнейших центров современного оледенения Алтая. Первые научные данные о ледниках хр. Цамбагарав (на горе Цаст) относятся к работе (Бямба, Селиванов, 1971); на основе анализа аэрофотоснимков были выделены 18 ледников суммарной площадью около 18 км². По мере появления новых дистанционных данных и методов их обработки с этого времени информация о ледниках хребта обновлялась и уточнялась (табл. 1).

Полевые исследования ледников хр. Цамбагарав в последние два десятилетия проводятся различными интернациональными коллективами исследователей. Рассматриваются разные аспекты современной динамики ледников хребта Цамбагарав (Kadota et al., 2011; Agatova et al., 2022; Агатова и др., 2022; Плюснин, Китов, 2023), ведутся палеогляциологические (Herren et al., 2013); гляциогидрологические (Bantsev et al., 2019; Пряхина и др., 2021, 2024; Бородавко и др., 2022; Demberel et al., 2025) исследования.

Наиболее детальные исследования оледенения хребта до настоящего момента — это работы (Отгонбаяр, 2013; Ганюшкин и др., 2016), в результате которых проведена каталогизация ледников массива и оценена суммарная площадь оледенения. Группа исследователей СПбГУ ведёт полевые работы на территории хребта Цамбагарав начиная с 2016 г. (полевые сезоны 2016, 2017, 2019, 2024 гг.), в том числе и в сотрудничестве с коллегами из Института им. Соболева СО РАН, и с коллегами из Монголии. Наблюдения последних лет показали ускорение сокращения ледников, что требует серьёзного уточнения созданных ранее схем и каталогов оледенения, что стало первой из задач данного исследования. Вторая задача работы — детальное исследование особенностей оледенения хребта: высотного, экспозиционного и морфологического характера оледенения, выявление положения фирновой границы на ледниках, оценка степени покрытия ледников мореной. Третья задача — анализ динамики ряда ледников, на которых проводится полевой мониторинг, с привлечением данных дешифрирования космических снимков и данных других авторов.

Таблица 1. Оценки оледенения хр. Цамбагарав по данным разных авторов**Table 1.** Estimates of glaciation of the Tsambagarav Ridge according to different authors

Год, для которого приведены данные	Число ледников	Площадь оледенения, км ²	Материалы	Источник
1940-е, 1985	5	115.9		(Baast, 1998)
1947–1950, 1972	-	80.2	Аэрофотоснимки и топокарты	(Dashdeleg, 1990)
1948	-	105.1	Топокарта 1:100000	(Kadota, Davaa, 2004)
1963	-	74.8	Космоснимки Corona	(Kadota, Davaa, 2004)
Середина 60-х	18	25	Аэрофотоснимки	(Бямба, Селиванов, 1971)
1977		132.24	Landsat 1	(Davaagatan, Orkhonselenge, 2020).
1987	61	84.8	Аэрофотоснимки 1:45000	(Klinge, 2001)
1991	30	86.6	Landsat	(Kamp et al., 2013)
1991		84.73	Landsat 5	(Davaagatan, Orkhonselenge, 2020)
1992	-	91.0	Landsat	(Davaa, Basandorj, 2005)
1998	30	76.6	Landsat	(Kamp et al., 2013)
2000	-	74.8	Landsat	(Kadota, Davaa, 2004)
2002	-	71.5	Landsat	(Davaa, Basandorj, 2005)
2002	51	72.51	Landsat	(Ганюшкин, Чистяков, 2014)
2002		72.04	Landsat 5	(Davaagatan, Orkhonselenge, 2020)
2006	67	71.3	Spot4	(Ganiushkin et al., 2015)
2008	40	73.18	Landsat	(Отгонбаяр, 2013)
2011	27	69.3	Landsat	(Kamp et al., 2013)
2015	67	68.41	Landsat	(Ганюшкин и др., 2016)
2015	68	68.10±0.11	Геоeye-1	(Ganyushkin et al., 2022)
2020	?	65.21	Канопус-В МСС, Ресурс-П Геотон Мультиспектр	(Бородавко и др., 2022)

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования на территории хребта Цамбагарав проводились в 2016, 2017, 2019, 2024 гг., всего были исследованы 17 ледников в бассейнах рек Зуслан, Эрэгтийн, Хойт и Ямат. Проводилось GPS-маркирование границ

ледников, установка реперных меток и повторные измерения положения границ ледников относительно этих меток, повторные фотографирование ледников. Летом 2024 г. выполнены детальные исследования ледника Эрэгтийн, включавшие БПЛА-съёмку, GNSS-съёмку, масс-балансовые наблюдения в области абляции

ледника. Дополнительно проводилось исследование скорости движения ледника Эрэгтийн с помощью GNSS-приёмника, зафиксировано изменение координат реек за период с 3 по 17 августа 2024 г.

Для каталогизации современных ледников помимо полевых данных проводилось дешифрирование спутниковых снимков Sentinel-2 от 2 сентября 2023 г. с разрешением 10 м. Использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета) и 8–4–3. Дешифрирование выполняли в ручном режиме в среде ArcGIS. Минимальный размер ледников, включённых в каталог, составил 0.01 км².

Систематическая ошибка определена как ± 1 пиксель (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:

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

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

Для оценки ошибки оператора проводилось повторное дешифрирование всего массива ледников. Суммарная ошибка повторного дешифрирования составила 0.33 км², т.е. около 0.5%. Такая малая величина связана с низкой степенью загрязнённости льда моренным материалом, поэтому контуры ледников имеют отчётливый характер.

Положение фирновой границы определяли по снимкам. Для оценки её высоты применялось последнее (на 2023 г.) обновление цифровой модели рельефа (далее — ЦМР) FABDEM V1-2 с 30-метровым разрешением. Эта же модель использовалась для определения параметров ледников (минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников). Для 10 малых ледников, где фирновая граница не определялась на снимках, она рассчитывалась методом Куровского (средневзвешенная по площади высота ледника) (Kurowski, 1891), показавшим в более ранних исследованиях свою высокую точность для малых ледников Алтая (Ганюшкин и др., 2021).

Дешифрирование космических снимков выполняли для отдельных ледников с целью

дополнения данных наземного наблюдения и получения более полной картины их динамики. Для этого использовались снимки Corona (11.08.1968), LANDSAT 5 (17.07.1991, 10.09.1991, 26.07.2006), LANDSAT 7 (24.07.2000, 18.08.2000), Sentinel-2 (03.09.2019).

При анализе экспозиционного распределения оледенения для получения более точной картины и решения проблемы недоучёта экспозиций притоков крупных ледников, авторы использовали функцию Aspect в программе ArcGIS, при которой каждый пиксель ЦМР получает своё значение экспозиции в градусах. Далее выполняется подсчёт площадей оледенения по каждому градусу экспозиции склона, которые для упрощения визуализации группировались по секторам, соответствующим 8 румбам.

Для оценки толщины льда применена модель GlabTop2 (Glacier bed topography 2) (Frey et al., 2014). Это модификация оригинальной концепции (Linsbauer et al., 2012; Paul, Linsbauer, 2012), в которой предполагается постоянное напряжение сдвига на ложе вдоль всей центральной линии ледника и его ламинарное течение. Основное отличие GlabTop2 по сравнению с GlabTop состоит в том, что наклон поверхности вычисляется не вдоль осевой линии ледника, а как средний наклон поверхности. Входные данные — информация о границах ледника и рельефе его поверхности в виде ЦМР.

Толщина льда в модели оценивается по формуле (2):

$$h = \tau / \rho g f \sin \alpha, \quad (2)$$

где h — толщина льда, м; τ — напряжение сдвига на ложе, кПа; ρ — плотность льда, 900 кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с²; α — угол наклона поверхности ледника, °; f — коэффициент формы поперечного сечения ледника (0.8).

Автоматизированная реализация модели — GlabTop2-ру. Это пакет на языке Python, который вычисляет распределение толщины льда. GlabTop2-ру использует функции Python 3.8 и PCRaster. Модель полностью основана на концепциях, описанных в (Frey et al., 2014).

Особенность модели — присвоение нулевого значения толщины льда границам ледников, в том числе на ледоразделах, что часто не соответствует действительности. Для более кор-

ректного моделирования полигоны смежных ледников объединялись в один. Подобная обработка позволяет избежать занижения толщины на ледоразделах. Однако принималось допущение, что напряжение базального сдвига на ложе, получаемое из данных о высотном диапазоне ледника, считается для одного объединённого контура. В результате чем меньше реальный высотный диапазон ледника, тем больше завышается его толщина в объединённом контуре. Завышение не локально, а равномерно распределяется по леднику. Точность определения толщины и объёма ледников в модели, таким образом, определяется точностью определения границ ледников и угла наклона их поверхности.

В исследовании применялись метеорологические данные по метеостанции Ховд, расположенной на высоте 1405 м на расстоянии примерно 75 км к юго-востоку от хребта.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На 2023 г. выделено 73 ледника суммарной площадью $61.08 \pm 2.12 \text{ км}^2$ (рис. 2; табл. 2). Вертикальный диапазон оледенения составил 1224 м, при этом он полностью совпадает с вертикальным диапазоном крупнейшего ледника Эрэгтийн (№ 8). Склоны северных и южных экспозиций очень сильно различаются по вертикальному распространению ледников, что наиболее отчётливо представлено на примере ледника Эрэгтийн, язык которого спускается до высоты 2987 м, и ледников противоположного склона (№ 64, 65, 66), края которых находятся в интервале высот 3565–3661 м, высота фирновой границы различается от 3630 до 3954–4108 м соответственно. Очевидно, инсоляция охватывает мощное влияние на условия существования ледников.

Расчёты объёма ледников хребта Цамбагарав на основе модели GlabTop2 дали суммарное для всех ледников значение $3.966 \pm 0.19 \text{ км}^3$.

Высотное распределение оледенения носит нормальный характер, отражая, с одной стороны, снижение с высотой температуры воздуха, а с другой — уменьшение площади подстилающей поверхности (рис. 3, а). В то же время снижение площадей с высотой не имеет равномерного характера, нарушаясь в интервале 3400–3600 м, где расположена существенная часть цирков и некоторые поверхности выравнивания (например, водоразделы рек Ямаат и Намаржааны). Выше

этого уровня, в интервале высот 3600–3800 м, доля поверхностей, покрытых ледниками, резко возрастает (см. рис. 3, б), что соответствует переходу из области абляции в область аккумуляции ледников.

Ранее было отмечено, что основные ледники хребта Цамбагарав сгруппированы в семи ледниковых комплексах с едиными зонами питания. В текущей статье сохранили принятую ранее индексацию комплексов, с учётом разделения комплекса Е на два отдельных комплекса (Е1 и Е2 соответственно), хотя разделение их на отдельные ледники выполнено по гидрологическому принципу, а не по морфологическому, принятому ранее. Соответственно, приведённая в каталоге морфология ледников характеризует преимущественно область абляции ледников, тогда как наиболее крупные и протяжённые по вертикали ледники включают в себя участки оледенения на поверхностях выравнивания, по морфологии соответствующие ледникам плоских вершин. Чтобы более точно охарактеризовать соотношение между разными в морфологическом отношении ледниками, мы разделили всю территорию, занятую ледниками, на участки рельефа неледниковой и ледниковой генезиса (табл. 3). Неледниковый рельеф разделён на следующие типы: поверхности выравнивания (далее — ПВ), соответствующие ледникам плоской вершины в центральных частях ледниковых комплексов; слаборасчленённые склоны средней крутизны (далее — СС), соответствующие склоновым ледникам; крутые склоны (далее — КС), соответствующие височим ледникам. Границы между данными типами поверхностей не всегда отчётливы, приняты уклоны поверхности 9° и 19° . Гляциальный рельеф в зоне развития ледников разделили на цирки и кары (далее — Ц, К), соответствующие каровым и верхним участкам долинных ледников, а также трог (далее — Т), соответствующие языкам долинных ледников.

Как показывает анализ данных (см табл. 3), 98.5% ледниковой площади в хребте Цамбагарав приходится на ледниковые комплексы. Такое компактное расположение ледников усиливает их способность воздействия на микроклимат и повышает их устойчивость к изменениям климата, минимизируя влияние нагреваемых в летнее время внеледниковых поверхностей с низким альбедо. Существование ледниковых комплексов обеспечивается наличием высоко расположенных поверхностей выравнивания, на которых располагается

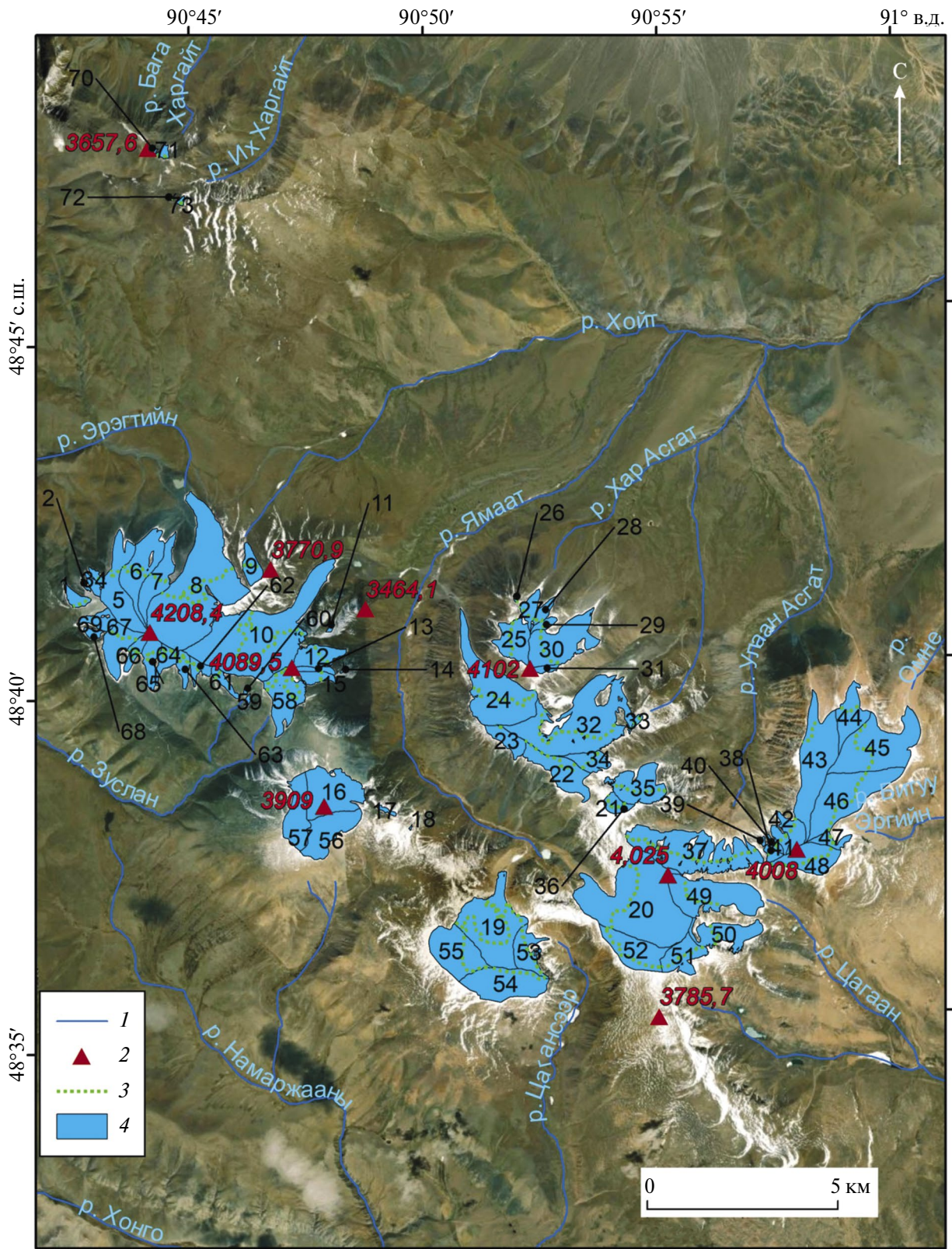


Рис. 2. Ледники хребта Цамбагарав по состоянию на 2023 г. 1 — реки, 2 — вершины, 3 — фирновая граница, 4 — ледники

Fig. 2. Glaciers of the Tsambagarav ridge as of 2023. 1 — rivers, 2 — peaks, 3 — equilibrium line, 4 — glaciers

Таблица 2. Каталог ледников хребта Цамбагарав по состоянию на 2023 г. Обозначения в таблице: N — номер ледника; λ — долгота центральной точки; φ — широта центральной точки; S , км² — площадь ледника; H_{\min} — высота нижней точки ледника, м; H_{\max} — высота верхней точки ледника, м; $H_{\text{Гк}}$ — высота фирновой границы, определенная методом Куровского; $H_{\text{Гс}}$ — высота фирновой границы, определенная по снимку; α_{\max} — максимальный уклон ледника, °; α — средний уклон ледника, °; A — средняя экспозиция ледника; L — длина ледника, м; M — морфологический тип ледника; Δ — ошибка определения площади, км²

Table 2. Catalogue of glaciers of the Tsambagarav Range as of 2023.

Designations in the table: N — glacier number; λ — longitude of the central point; φ — latitude of the central point; S , км² — glacier area; H_{\min} — height of the lower point of the glacier, m; H_{\max} — height of the upper point of the glacier, m; $H_{\text{Гк}}$ — height of the firn line determined by the Kurovsky method; $H_{\text{Гс}}$ — height of the firn boundary determined from the image; α_{\max} — maximum slope of the glacier, °; α — average slope of the glacier, °; A — average exposure of the glacier; L — length of the glacier, m; M — morphological type of the glacier; Δ — error in determining the area, км²

N	λ , ° ' " E	φ , ° ' " N	H_{\min} , М	H_{\max} , М	$H_{\text{Гк}}$	M	S	$H_{\text{Гс}}$, t	α_{\max}	α	A	L	Δ
<i>Бассейн р. Эрэгтийн, 8 ледников суммарной площадью 8.67 км²</i>													
1	90 41 59.052	48 41 26.280	3367	3763	3597	вис	0.21	3698	32.6	26.5	N	828	0.02
2	90 42 13.023	48 41 35.276	3401 ¹	3718	3606	вис	0.02		34.7	33.5	NW	404	0.01
3	90 42 23.153	48 41 35.997	3388 ¹	3885	3688	вис	0.12		36.7	32.9	NW	775	0.02
4	90 42 27.792	48 41 43.059	3378 ¹	3783	3617	вис	0.09	3641	35.0	31.8	NW	605	0.01
5	90 42 57.669	48 41 32.386	3222 ¹	4202	3790	скл	1.33	3685	40.8	20.2	N	3229	0.08
6	90 43 25.826	48 41 49.707	3195 ¹	4198	3597	скл	1.18	3616	34.3	18.2	N	2930	0.08
7	90 43 44.741	48 41 38.156	3185 ¹	4200	3663	скл	0.83	3604	33.6	19.2	N	2827	0.06
8	90 44 33.980	48 41 30.132	2978 ¹	4202	3666	дол	4.87	3631	56.9	20.0	N	4329	0.13
<i>Бассейн р. Хойт, 1 ледник площадью 0.35 км²</i>													
9	90 45 46.478	48 41 45.377	3342 ¹	3874	3635	скл	0.35	3631	36.0	25.8	N	1153	0.03
<i>Бассейн р. Ямаат (в Хойт), 17 ледников суммарной площадью 18.85 км²</i>													
10	90 45 52.459	48 40 46.508	3077 ¹	4165	3706	дол	4.62	3654	51.2	19.7	NE	4044	0.14
11	90 47 23.911	48 40 49.890	3443	3587	3521	вис	0.03		28.4	25.5	N	329	0.01
12	90 47 4.471	48 40 26.611	3327	4083	3696	кар-дол	0.59	3614	47.5	28.9	NE	1529	0.04
13	90 47 2.084	48 40 15.315	3653	4074	3823	скл	0.14	3778	36.3	22.4	E	1192	0.03
14	90 47 35.988	48 40 13.977	3447	3599	3555	вис	0.01		38.9	30.0	N	294	0.01
15	90 47 1.760	48 40 8.965	3527	4066	3829	вис	0.24	3755	42.7	25.4	E	1009	0.03
16	90 47 14.374	48 38 30.055	3316 ¹	3754	3624	вис	1.55		43.3	14.8	NE	1677	0.07
17	90 48 23.998	48 38 12.701	3531	3627	3582	вис	0.05		33.2	29.0	N	129	0.01
18	90 48 53.382	48 37 57.126	3489	3606	3572	вис	0.01		44.7	31.1	NE	171	0.00
19	90 50 31.750	48 36 30.065	3173 ¹	3796	3624	кар-дол	2.38	3606	46.6	12.1	N	2535	0.08
20	90 53 38.774	48 36 43.939	3262 ¹	3954	3750	скл	4.40	3723	40.0	10.8	W	3041	0.11
21	90 53 14.196	48 38 8.850	3761	3847	3813	плоск	0.20	3814	21.9	12.4	SW	461	0.02
22	90 52 9.165	48 38 38.802	3577 ¹	4051	3894	скл	1.01	3973	50.8	14.6	S	1648	0.06

Таблица 2. Продолжение

<i>N</i>	$\lambda, \text{ }^\circ \text{ ' ' E}$	$\varphi, \text{ }^\circ \text{ ' ' N}$	$H_{\min}, \text{ м}$	$H_{\max}, \text{ м}$	$H_{\text{рк}}$	<i>M</i>	<i>S</i>	$H_{\text{fs}}, \text{ t}$	α_{\max}	α	<i>A</i>	<i>L</i>	Δ
23	90 51 3.382	48 39 7.598	3799	4140	4050	плоск	0.42	4120	48.9	16.8	S	794	0.03
24	90 50 50.137	48 39 49.975	3058	4140	3756	дол	2.43	3796	42.9	17.7	N	3335	0.09
25	90 51 18.455	48 40 31.170	3687	4065	3969	плоск	0.77	3946	43.5	17.2	NW	1036	0.04
26	90 51 22.661	48 41 6.171	3684	3813	3756	вис	0.01	3785	40.4	37.6	N	172	0.00
<i>Бассейн р. Хар Асгат (в Хойт), 7 ледников суммарной площадью 5.74 км²</i>													
27	90 51 40.962	48 40 58.324	3433	4028	3774	вис	0.27	3896	44.1	32.0	N	1169	0.03
28	90 51 56.816	48 40 54.153	3431	4021	3754	вис	0.18	3916	37.4	32.2	NE	1133	0.03
29	90 51 57.565	48 40 43.920	3676	4029	3873	вис	0.13	3896	40.3	27.8	E	821	0.02
30	90 52 17.870	48 40 27.960	3344	4065	3758	кар-дол	1.53	3927	44.8	20.7	NE	2318	0.07
31	90 51 54.836	48 40 6.201	3914	4070	4014	плоск	0.12		43.2	14.5	SE	758	0.02
32	90 52 36.081	48 39 19.627	3264	4138	3701	дол	3.45	3770	64.1	18.8	N	2508	0.20
33	90 53 49.539	48 39 17.730	3721	3916	3808	скл	0.06	3823	38.0	28.4	E	598	0.01
<i>Бассейн р. Улаан Асгат (в Хойт), 11 ледников суммарной площадью 7.90 км²</i>													
34	90 52 47.111	48 38 45.998	3588	3986	3840	дол	0.42	3871	37.0	18.8	SE	1477	0.04
35	90 53 47.674	48 38 22.813	3304	3848	3599	кар-дол	1.06	3632	51.9	27.2	N	1408	0.07
36	90 53 30.938	48 38 5.402	3801	3848	3826	плоск	0.06	3842	16.3	11.4	S	281	0.01
37	90 54 53.235	48 37 25.431	3230	3928	3577	кар	2.59	3601	52.2	29.7	N	1302	0.21
38	90 56 33.934	48 37 19.211	3727	3988	3919	вис	0.13	3924	50.0	23.6	NW	481	0.02
39	90 56 23.621	48 37 30.220	3547	3723	3648	вис	0.02		50.3	38.7	N	271	0.01
40	90 56 38.352	48 37 27.061	3567	3987	3881	вис	0.10	3924	56.1	29.9	NW	716	0.02
41	90 56 46.190	48 37 32.565	3549	3988	3840	вис	0.18	3900	54.0	28.8	NW	870	0.02
42	90 57 2.071	48 37 37.300	3435	3988	3855	вис	0.42	3856	44.9	19.5	N	1408	0.04
43	90 57 35.796	48 38 36.267	3362	3946	3766	скл	2.15	3679	46.3	9.1	NW	2895	0.10
44	90 58 23.398	48 39 13.784	3356	3799	3656	кар	0.77	3630	39.0	13.9	N	2007	0.05
<i>Бассейн р. Омне (в Хойт), 1 ледник площадью 2.31 км²</i>													
45	90 58 56.035	48 38 45.374	3322	3817	3655	кар	2.31	3723	28.0	8.9	NE	3228	0.08
<i>Бассейн р. Битуу Эргийн, 2 ледника суммарной площадью 2.32 км²</i>													
46	90 58 13.075	48 38 5.014	3616	3943	3773	скл	2.08	3772	59.1	8.0	E	3385	0.07
47	90 57 48.953	48 37 28.021	3455	3943	3803	скл	0.24	3842	63.1	20.8	E	1400	0.03
<i>Бассейн р. Цагаан, 4 ледника суммарной площадью 4.34 км²</i>													
48	90 57 22.122	48 37 13.974	3718	3988	3883	скл	0.93	3893	37.6	14.9	SE	1334	0.04

Таблица 2. Окончание

<i>N</i>	$\lambda, \text{ }^\circ \text{ '' E}$	$\varphi, \text{ }^\circ \text{ '' N}$	$H_{\min}, \text{ м}$	$H_{\max}, \text{ м}$	$H_{\text{гк}}$	<i>M</i>	<i>S</i>	$H_{\text{гс}}, \text{ т}$	α_{\max}	α	<i>A</i>	<i>L</i>	Δ
49	90 55 15.190	48 36 46.561	3387	3954	3687	дол	1.82	3734	55.4	14.7	E	2653	0.08
50	90 55 29.369	48 36 13.544	3413	3934	3601	кар-дол	0.88	3612	59.4	15.2	NE	1824	0.08
51	90 54 32.994	48 35 56.666	3546	3898	3810	скл	0.72	3829	44.5	13.2	S	1231	0.05
<i>Бассейн р. Цагансээр, 3 ледника суммарной площадью 3.22 км²</i>													
52	90 53 32.228	48 36 3.443	3605	3873	3762	скл	1.10	3733	26.0	9.5	W	2388	0.06
53	90 51 14.097	48 36 7.263	3348	3808	3699	кар	0.63	3721	59.3	16.9	NE	1384	0.06
54	90 50 43.938	48 35 41.146	3605	3808	3733	плоск	1.49	3792	39.0	11.7	S	903	0.06
<i>Бассейн р. Намаржааны, 2 ледника суммарной площадью 2.43 км²</i>													
55	90 49 43.344	48 36 9.872	3539	3778	3673	скл	1.37	3728	16.8	9.1	W	1927	0.05
56	90 47 8.258	48 37 57.380	3559	3762	3693	плоск	1.06		40.5	11.0	SE	882	0.05
<i>Бассейн р. Зуслан, 13 ледников суммарной площадью 4.82 км²</i>													
57	90 46 29.892	48 38 13.357	3612	3763	3714	плоск	0.94		22.4	9.4	NW	739	0.05
58	90 46 20.344	48 39 53.466	3447	4083	3810	кар-дол	1.10	3909	40.5	20.6	S	1921	0.06
59	90 45 33.304	48 39 52.239	3579	3680	3631	вис	0.03		30.9	21.6	SW	129	0.01
60	90 45 31.687	48 40 0.305	3637	3722	3681	вис	0.02		24.1	21.0	SW	214	0.01
61	90 45 3.071	48 40 9.682	3620	4095	3889	вис	0.20	3995	36.5	25.5	SE	1097	0.03
62	90 44 32.488	48 40 20.377	3659	4138	3990	вис	0.21	4019	46.0	30.4	S	721	0.03
63	90 44 13.227	48 40 23.102	3653	4166	3974	вис	0.23	4089	41.1	28.0	S	1037	0.02
64	90 43 51.112	48 40 29.704	3609	4182	3987	вис	0.29	4108	39.6	29.3	S	1077	0.03
65	90 43 32.173	48 40 30.892	3565	4201	3937	вис	0.42	3983	41.5	25.5	S	1445	0.04
66	90 43 12.572	48 40 38.331	3661	4200	3972	вис	0.25	3954	38.9	26.4	SW	1219	0.03
67	90 42 50.356	48 40 43.240	3589	4201	3893	скл	0.74		42.1	21.1	S	2009	0.05
68	90 42 19.028	48 40 55.330	3581	3897	3736	вис	0.09		35.8	32.2	NW	542	0.01
69	90 42 29.572	48 41 5.712	3479	4080	3829	скл	0.31		41.0	31.1	W	1095	0.04
<i>Бассейн р. Бага Харгайт, 2 ледника суммарной площадью 0.09 км²</i>													
70	90 44 7.432	48 47 41.212	3500	3629	3579	вис	0.01		39.3	34.4	NE	204	0.01
71	90 44 20.021	48 47 40.153	3367	3609	3500	вис	0.08		39.3	33.5	N	360	0.01
<i>Бассейн р. Их Харгайт, 2 ледника суммарной площадью 0.04 км²</i>													
72	90 44 27.554	48 47 1.195	3480	3614	3572	вис	0.01		39.3	32.4	NE	242	0.01
73	90 44 39.316	48 46 57.899	3438	3611	3542	вис	0.03		39.9	33.3	N	280	0.01
Сумма или среднее							61.08	3733					2.12

Примечания. ¹ Гипсометрические данные, полученные в ходе полевых работ 2024 г.

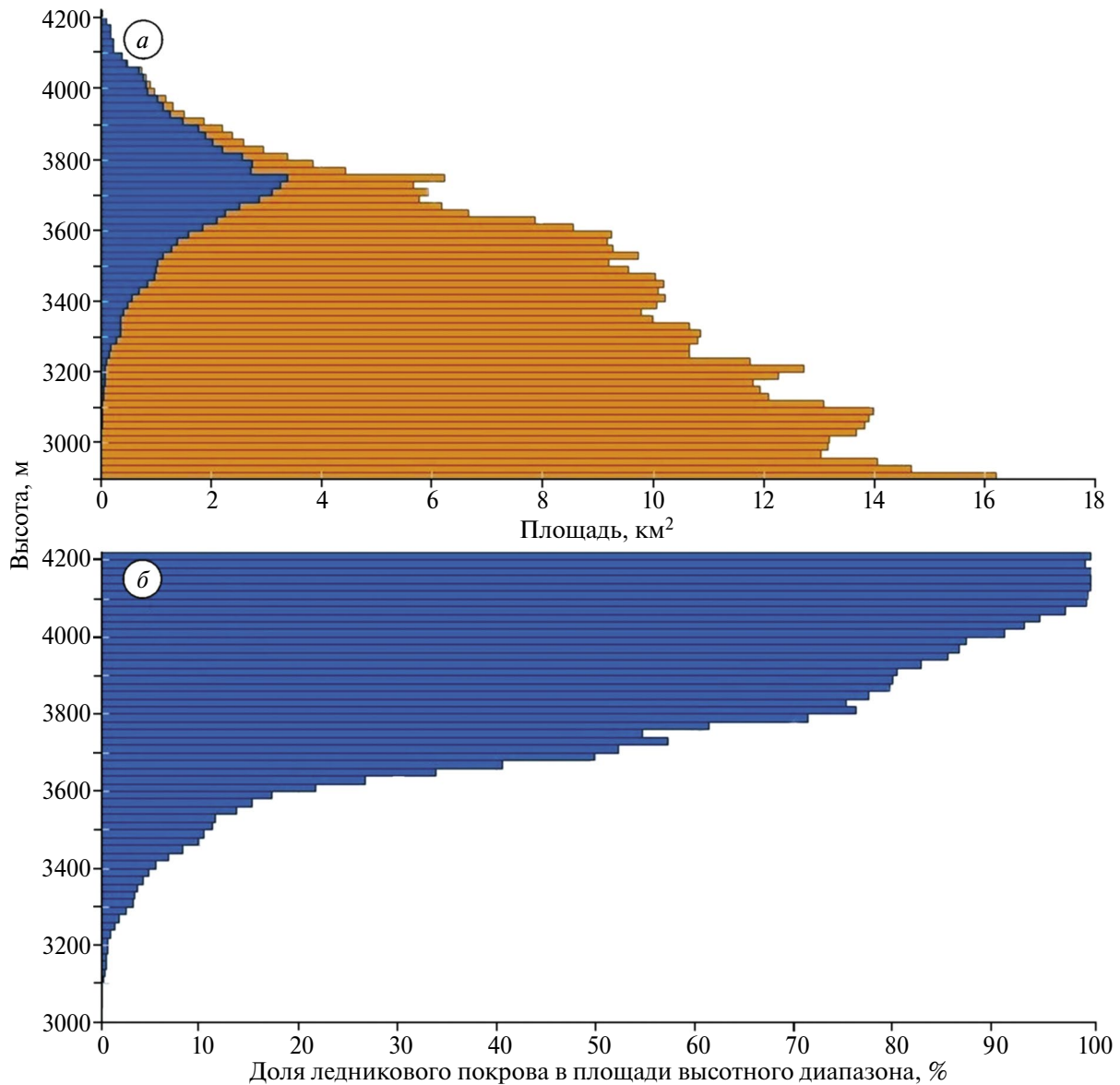


Рис. 3. (а) Распределение абсолютной площади ледников, км², по высотным интервалам (1) и площади поверхности высотных интервалов, км², (2). (б) Доля площади ледников в пределах высотного интервала, %

Fig. 3. (a) Distribution of absolute glacier area, km², by altitude intervals (1) and surface area of altitude intervals, km², (2). (b) Share of glacier area within an altitude interval, %

ядро ледниковых комплексов и большая часть их областей питания. Вместе с периферическими частями (СС) эти участки составляют 14.8% комплекса А, 77.5% комплекса Б, 88% комплекса В, 53.6% комплекса Г, 78.6% комплекса Д, 30.8% комплекса Е1, 23.7% комплекса Е2, 54.2% комплекса Ж. Предполагается, что в связи с наиболее развитым альпинотипным рельефом комплекс А — наиболее неустойчивый, и в условиях дальнейшего потепления будут интенсивно открываться скальные ледораз-

делы. Такой процесс уже идёт в юго-западной и южной частях комплекса.

Приблизительно 89% поверхности ледников полностью свободно от моренного материала. Сравнительно слабое загрязнение льда моренным материалом связано с группировкой ледников в комплексы и малой площадью скальных выходов в верхних частях этих комплексов, вследствие чего большая часть моренного материала появляется только в краевых частях лед-

Таблица 3. Ледниковые комплексы и их морфология

Table 3. Glacial complexes and their morphology

Ледниковый комплекс	Суммарная площадь км ²	Морфологические типы подледниковых поверхностей					
		Генезис подледного рельефа	Негляциальный			Гляциальный	
			Типы подледниковых поверхностей	ПВ	СС	КС	КЦ
А	17.85		0.32	2.62	2.30	8.25	4.36
Б	3.55		1.59	1.16	0.07	0.73	-
В	5.87		1.76	3.41	-	0.60	0.10
Г	11.51		2.08	4.09	-	3.59	1.75
Д	9.31		4.57	2.75	0.91	1.08	-
Е1	7.79		0.85	1.55	0.18	2.54	2.67
Е2	1.31		0.12	0.19	-	0.75	0.25
Ж	3.01		0.37	1.26	0.76	0.62	-
Вне комплексов	0.88		-	0.35	0.48	0.05	-
Итого	61.08		11.66	17.38	4.72	18.21	9.13

ников. Развитие ледников плоской вершины обеспечивает высокую долю покрытия наиболее высоко расположенных поверхностей ледниковым покровом, что приводит к малому поступлению моренного материала на поверхность ледников.

Распределение площади оледенения по экспозициям (рис. 4, а) выявило преимущественную

приуроченность ледников к северным склонам, т.е. подтверждается указанная выше высокая степень влияния инсоляции на пространственное положение ледников. В то же время следует учитывать, что хребет имеет в целом субширотную протяжённость, что создаёт чисто геоморфологические предпосылки к малому развитию ледников на склонах западных и восточных экспозиций. Для того чтобы свести геоморфологическую со-

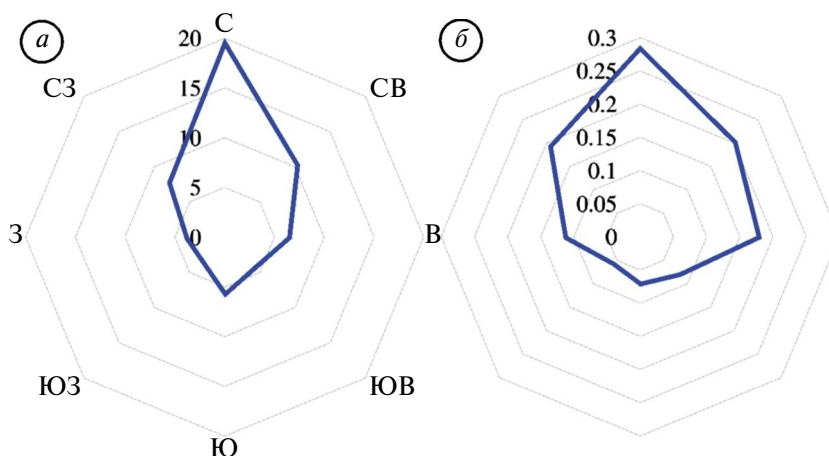


Рис. 4. Распределение по экспозициям абсолютной (а) и относительной (б) площади ледников
Fig. 4. Distribution of absolute (a) and relative (b) glacier area by aspects, km²

ставлявшую в распределении ледников к минимуму, вычислено отношение абсолютных площадей оледенения каждой отдельной экспозиции к площадям поверхностей соответствующих экспозиций в интервале высот более 3000 м. Экспозиционное распределение полученных относительных величин (см. рис. 4, б) даёт основание говорить также о дополнительном факторе развития ледников: метелевом переносе снега с наветренных на подветренные склоны восточных экспозиций.

Динамика ледников хребта Цамбагарав. Исследования динамики ледниковых фронтов

для хребта Цамбагарав выявили высокую степень индивидуальности поведения ледников (табл. 4). Так, малые ледники № 5–7 в краевой части в последние годы сильно забронированы мореной, что снижает скорости их отступления. Некоторое снижение скорости отступления отмечается также и у одного из крупных ледников (№ 20), но в данном случае это вызвано отступанием языка ледника внутрь цирка. В целом для крупных ледников и для ледников с хорошо выраженным языком отмечается ускорение отступления фронтов ледников после 2015–2016 гг.

Таблица 4. Изменения длины ледников хребта Цамбагарав

Table 4. Changes in the length of glaciers of the Tsambagarav ridge

№ ледника	Период	Уменьшение длины, м	Средняя скорость отступления, м/год	Источник
8	1968–2005	85.0 ± 1.8	2.3	Снимки Landsat 5 и Corona
	2005–2008	20.0	6.6	Полевые наблюдения (Kadota et al., 2011)
	2008–2013	26.9 ± 15.0	5.4	Снимки Landsat 7, полевые наблюдения
	2013–2016	11.6	3.5	Полевые наблюдения
	2016–2017	5.5	5.5	Полевые наблюдения
	2017–2019	8.6	4.3	Полевые наблюдения
	2019–2024	45.2	8.04	Полевые наблюдения
5	1968–2005	350.0 ± 31.8	9.5	Снимки Landsat 5 и Corona
	2005–2016	91.6 ± 30.0	8.3	Полевые наблюдения, снимки Landsat 5
	2016–2019	10.0	3.33	Полевые наблюдения
	2019–2024	29.0	5.8	Полевые наблюдения
6	1968–2005	350.0 ± 31.8	9.5	Снимки Landsat 5 и Corona
	2005–2016	91.6 ± 30.0	8.3	Снимки Landsat 5, полевые наблюдения
	2016–2024	44.0	5.5	Полевые наблюдения
7	1968–2005	189.0 ± 31.8	5.1	Снимки Landsat 5, Corona
	2005–2016	122.5 ± 30.0	11.1	Снимки Landsat 5, полевые наблюдения
	2016–2024	46.4	5.8	Полевые наблюдения
9	1968–2004	196.5 ± 16.8	5.5	Снимки Landsat 7 и Corona
	2004–2015	42.1 ± 15.5	3.8	Снимки Landsat 7, WorldView-2
	2015–2016	9.4 ± 0.5	9.4	Полевые наблюдения, снимки WorldView-2
	2016–2017	7.2	7.2	Полевые наблюдения
	2017–2019	6.5	3.25	Полевые наблюдения
	2019–2024	91.3	18.2	Полевые наблюдения

Таблица 4. Окончание

№ ледника	Период	Уменьшение длины, м	Средняя скорость отступления, м/год	Источник
10	1968–2000	112.4 ± 16.8	3.5	Снимки Landsat 7 и Corona
	2000–2015	70 ± 15.5	4.7	Снимки Landsat 7, WorldView-2
	2015–2017	40 ± 0.5	20.0	Полевые наблюдения, снимки WorldView-2
	2017–2019	37.5	17.75	Полевые наблюдения
	2019–2024	163	30.6	Полевые наблюдения
16	1968–2000	174.0 ± 16.8	5.4	Снимки Corona Landsat 7
	2000–2015	98.7 ± 15.5	6.6	Снимки Landsat 7, WorldView-2
	2015–2019	225.8 ± 0.5	56.4	Снимки WorldView-2, полевые наблюдения,
	2019–2024	98.3	19.7	Полевые наблюдения
19	1968–2004	215.0 ± 16.8	6.0	Снимки Landsat 7 и Corona
	2004–2015	50.5 ± 15.5	4.6	Снимки Landsat 7, снимки WorldView-2
	2015–2017	11.5 ± 0.5	5.25	Снимки WorldView-2, полевые наблюдения.
	2017–2019	31.4	15.7	Полевые наблюдения
	2019–2024	72.2	14.4	Полевые наблюдения
20	1968–2000	405 ± 16.8	12.7	Снимки Landsat 7 и Corona
	2000–2015	344.2 ± 15.5	22.9	Снимки, Landsat 7, WorldView-2
	2015–2019	37.8 ± 0.5	9.45	Снимки WorldView-2, полевые наблюдения
	2019–2024	51.0	10.25	Полевые наблюдения
22	1968–2004	159 ± 16.8	4.4	Снимки Landsat 7, Corona
	2004–2015	79.0 ± 15.5	7.2	Снимки Landsat 7, World View-2
	2015–2017	36.0 ± 0.5	18.0	World View-2, полевые наблюдения,
	2017–2019	2.75	1.4	Полевые наблюдения
	2019–2024	57.7	11.5	Полевые наблюдения
Среднее	1968–2000	-	6.4	–
	2000–2004	-	7.5	–
	2004–2005	-	7.6	–
	2005–2008	-	8.4	–
	2008–2013	-	8.3	–
	2013–2015	-	8.1	–
	2015–2016	-	15.0	–
	2016–2017	-	13.6	–
	2017–2019	-	12.3	–
2019–2024	-	13.0	–	

Ледник Эрэгтийн (№ 8) (рис. 5) — сложный долинный ледник площадью $4.87 \pm 0.13 \text{ км}^2$, крупнейший на территории горного хребта Цамбагарав. Ледник берёт начало на северном склоне главной вершины массива (Цаст-Ула, 4208 м). В области питания ледника, простирающейся, по данным 2024 г., до высоты в среднем 3630 м, расположены два цирка северной экспозиции, эффективно накапливающих снег, поступающий с основного водораздельного гребня с лавинами и метелевым переносом. Верхняя часть основного (западного) цирка имеет вид почти отвесной стены (имеющей некоторое сходство с Аккемской

стенной Белухи) высотой 250–300 м. Она также служит источником ледяных обвалов на днище цирка. Восточный ледниковый поток начинается на высоте около 4000 м в цирке, врезанном в северный склон водораздела р. Эрэгтийн и Ямаат. Ниже уровня 3700 м ледниковые потоки образуют единый ледниковый язык. Язык имеет выпуклую форму, в верхней части лежит на одном высотном уровне с гребнями окаймляющих его боковых морен. На высоте около 3400–3450 м язык ледника натекает на подлёдный ригель, в результате здесь образуется зона сераков и повышенной трещиноватости.

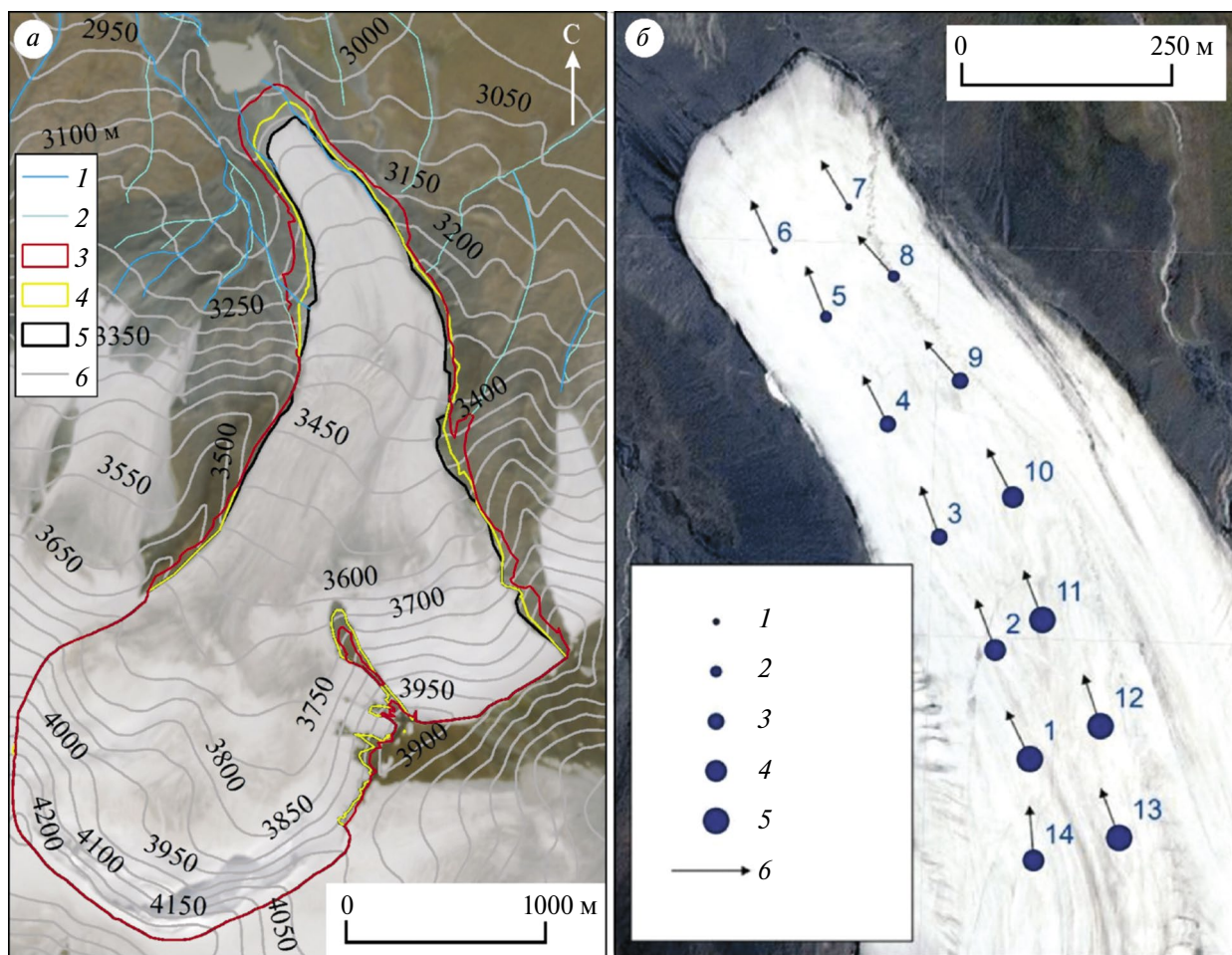


Рис. 5. Ледник Эрэгтийн.

(а) Сокращение ледника с 1968 по 2024 г. 1 — современные водотоки, 2 — водотоки на 1968 г., контуры ледника: 3 — на 1968 г., 4 — на 2015 г., 5 — на 2024 г., 6 — изогипсы.

(б) Смещение реек с 3 по 17 августа 2024 г. Смещение: 1 — менее 16 см, 2 — 16–25 см, 3 — 26–35 см, 4 — 36–45 см, 5 — более 45 см; 6 — направление смещения реек

Fig. 5. Eregtiyn Glacier.

(а) Glacier shrinkage from 1968 to 2024. 1 — modern watercourses, 2 — watercourses in 1968, glacier outlines: 3 — in 1968, 4 — in 2015, 5 — in 2024, 6 — isohypses.

(б) Displacement of the stakes from August 3 to 17, 2024. Displacement: 1 — less than 16 cm, 2 — 16–25 cm, 3 — 26–35 cm, 4 — 36–45 cm, 5 — more than 45 cm; 6 — direction of displacement of the stakes

Все перечисленные факторы обеспечивают относительно большую толщину ледника — до 180 м (Kadota et al., 2011); даже у края ледника толщина льда, согласно георадиолокационным данным, составляет 40–50 м, вследствие чего образуется крутой лоб (рис. 6). Нижняя часть долины, в которой располагается ледник, имеет открытую форму, отчего сам ледник и его моренный комплекс МЛП возвышаются над окружающими участками. До недавнего времени это обуславливало веерообразный характер стока с ледника, о чём подробнее будет сказано ниже.

Ледниковая поверхность практически не несёт моренного материала, что связано со сплошным покрытием льдом верхней части склона горы Цаст-Ула и отсутствием здесь скальных выходов; только на лбу ледника отмечаются слои льда, загрязнённого внутренней мореной, вытаявающей у края.

Как следствие всех перечисленных морфологических особенностей, в настоящее время ледник Эрэгтийн спускается ниже всех прочих ледников массива (до 2987 м) и демонстрирует наибольшую устойчивость к изменению климата, отступая медленно относительно и других ледников массива (см. табл. 4), и ледников региона в целом.

Отмечено, что с 2019 г. отступление ускорилося и идёт заметная потеря толщины ледника. Сопоставление высоты современной нижней точки ледника (2987 м) и высоты точки с этими же координатами по данным ЦМР SRTM по состоянию на 2000 г. (3062 м) даёт основание предполагать здесь исчезновение слоя льда в 75 м, т.е. отрицательный баланс массы в 66 м водного эк-

вивалента за 24 года, в среднем 2.75 м в.э. в год. Конечно, такие оценки имеют малую точность из-за низкого разрешения модели SRTM, однако геофизические исследования 2007–2009 гг. выявили среднюю толщину ледника в области абляции в 135 м, причём даже в нижней точке измерений над крутым ледниковым лбом она составляла 107 м (Kadota et al., 2011) соответственно. С июня 2005 по сентябрь 2008 г. эти же авторы зафиксировали снижение поверхности ледника в области абляции в интервале от 2.8 до 8.3 м. Наши измерения абляции на языке ледника, проведённые в диапазоне высот 3036–3217 м в период с 03.08.2025 по 17.08.2025 выявили снижение поверхности ледника в интервале 0.62–0.73 м.

Значительное уменьшение толщины льда на языке леднике подтверждается сравнением фотографий ледника, сделанных в 2011 и 2024 гг. (см. рис. 6): в 2011 г. поверхность ледника на высотах 3150–3200 м находилась на одном уровне с восточной береговой мореной, а к 2024 г. она уже располагалась на 20–25 м ниже.

Причиной медленного отступления ледника может быть изменение скорости движения льда. В ходе работ летом 2024 г. проводилось исследование скорости движения ледника Эрэгтийн с помощью GNSS-приёмника. Зафиксировано изменение координат реек за период с 3 по 17 августа 2024 г. (см. рис. 5, б).

Самая низкая скорость движения ледника наблюдалась по рейкам, расположенным ближе всего к краю ледника. Так, координаты реек № 6 и № 7 изменились лишь на 8 и 13 см. Скорость движения ледника увеличивалась в направлении

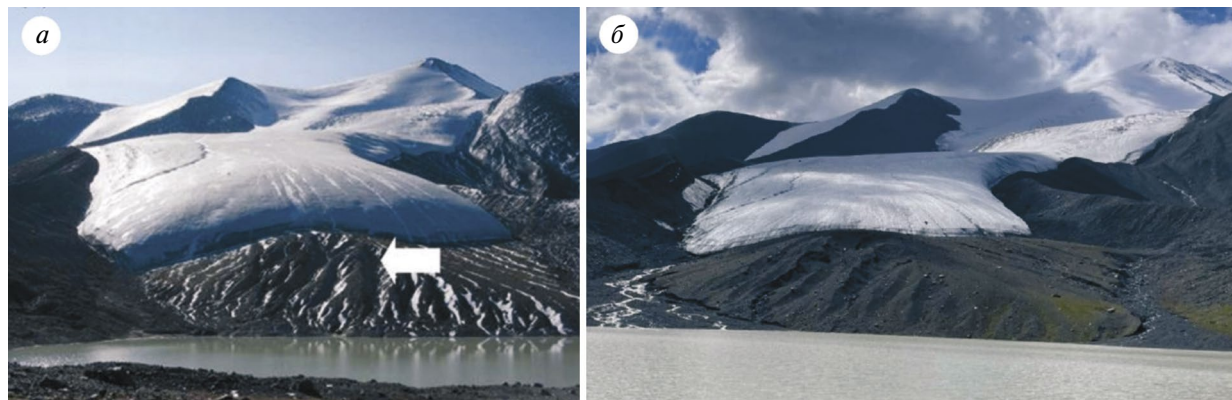


Рис. 6. Ледник Эрэгтийн в 2011 (Kadota et al., 2011) (а) и в 2024 г. (б)

Fig. 6. Eregetiin Glacier in 2011 (Kadota et al., 2011) (a) and in 2024 (b)

с севера на юг. Южные рейки № 12 и № 13 переместились сильнее всего — на 51 см. Они расположены в другом конце рассматривавшегося участка ледника, в его более высокой южной части.

В 2005/06 г. японско-монгольский коллектив учёных (Kadota et al., 2011) проводил исследования скорости движения ледника Эрэгтийн и установил практически полное постоянство скорости движения льда в течение года. Сопоставление наших данных с их результатами показало значительное увеличение скорости движения льда в летний период. Так, на уровне 3117 м ими были зафиксированы средние суточные скорости 0.68 см/день, по нашим рейкам № 3 и № 4 получены скорости 2.3 и 1.85 см/день на высотах 3131 и 3096 м соответственно; далее их группой на высоте 3164 установлена средняя скорость 0.16 см/день, у нас практически на той же высоте (3166 м, рейка № 11) она составила 3.29 см/день; на высоте 3197 м японо-монгольская группа измерила среднюю скорость 0.41 см/день, у нас для высоты 3196 м (рейка № 12) она составила 3.64 см. Таким образом, скорости движения льда в нижней части ледника возросли многократно. Поскольку толщина льда с учётом отступления ледника за 19 лет должна была существенно сократиться, скорости, наоборот, должны были упасть. Возможно, произошло повышение температуры ледника, а вода на контакте ледника с ложем стала способствовать его более высокой скорости движения. Это, с одной стороны, должно препятствовать ускорению отступления края ледника, а с другой стороны — способствовать снижению его толщины благодаря более активному выносу льда к его фронту.

Наблюдающееся в 2019–2024 гг. ускорение отступления ледника подтверждает предположения о том, что увеличение скорости движения льда уже не вполне компенсирует убыль льда у фронта ледника, соответственно, в ближайшие годы следует ожидать постепенного ускорения отступления ледника, хотя значительная толщина его края не даёт оснований ожидать скорости сокращения более 10 м в год. Ещё один начавшийся в последние 1–2 года процесс — обнажение скального выступа в районе ледопада на высоте около 3350 м, что в перспективе может привести к началу обособления ледниковых потоков из западного и восточного цирков. Отмечено, что восточный ледниковый поток, имеющий меньший вертикальный диапазон и меньшую видимую

толщину, вероятно, будет в перспективе быстрее деградировать.

Ещё один из важных аспектов динамики ледника Эрэгтийн — изменение связанных с ним гидрологических объектов. В 1960-е годы ледник в восточной его части повсеместно возвышался над окаймляющим его моренным валом МЛП, в результате чего существовало четыре водотока, по которым сток с этой части ледника уходил через морену и впадал в р. Хойт. В последующем снижение толщины льда постепенно приводило к отмиранию этих водотоков, однако вплоть до 2023 г. значительная часть стока с ледника в его восточной части уходила через термокарстовый тоннель сквозь морену на высоте около 3200 м и не попадала в расположенное в непосредственной близости от ледника моренно-подпрудное озеро Нурган. Как следствие — поверхностный сток из озера был слабо выражен (Пряхина и др., 2021).

Постепенное снижение поверхности ледника привело летом 2023 г. к переориентированию водного потока в направлении конца ледника. Этот процесс сопровождался размывом внутреннего склона морены и переносом большого количества твёрдого материала потоком непосредственно в озеро. Следствие этого — переполнение озера и усиление размыва морены в месте стока, усиления последнего с врезанием русла ниже плотины и образованием эрозионной ложбины с крутыми стенками. При посещении этой территории в 2024 г. также отмечался повышенный уровень озера, связанный с тем, что весь сток с ледника теперь направляется в озеро. Конфигурация озера также изменилась: на южном берегу вынос потоком рыхлого материала привёл к отодвиганию его берега на северо-запад на расстояние до 40 м. В то же время повышение уровня озера спровоцировало активизацию термокарстовых процессов в его северо-восточной части с развитием там залива и отступанием береговой линии на север и северо-запад на расстояние до 45 м.

Осреднение всех данных по отступанию десяти рассмотренных ледников (см. табл. 4) позволило установить, что в XXI в. происходит постепенное ускорение отступления ледников, особенно выраженное начиная с 2015/16 г. Ускорение сокращения площади и длины ледников, очевидно, связано с повышением летних температур в среднем на 1.7 °С, отмеченного в период 1991–2024 гг. по отношению к интервалу 1961–

1990 г. на м/с Ховд (рис. 7) и на 1.5 °С на м/с Улгий. Предположено, что ускорение отступления ледников после 2016 г. — это реакция фронта ледника на резкое начало упомянутого потепления в середине 1990-х гг. Таким образом, характерное время реакции большинства ледников хребта на изменения термического режима составляет около 20 лет. Ещё один существенный показатель, подтверждающий предыдущий вывод, — увеличение безморозного периода между исследуемыми периодами на 14 дней (м/с Ховд) и 13 дней (м/с Улгий), т.е. можно уверенно предполагать, что сезон абляции начинается раньше и заканчивается позже, что также способствует увеличению абляции. Следует также отметить и достаточно высокий коэффициент линейного тренда средних летних температур в регионе, составляющий около 0.5 °С/10 лет и предполагающий достижения отметки этой температуры в 20.7 °С в 2040 г. В свою очередь, чувствительного для ледников увеличения количества годовых и летних осадков как положительной части БМЛ в районе массива практически не наблюдается. На обеих метеостанциях такая прибавка средних годовых сумм осадков за 63 года составила всего 2 мм, а суммы летних осадков в среднем остались неизменными.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление полученных значений современной площади ледников хребта Цамбагарав с более ранними оценками разных авторов (см. табл. 1) даёт основание говорить о сокращении ледников хребта, причём это сокращение ускоряется в последние годы. Так, с 2015 г. (Ganyushkin et al., 2022) зафиксировано сокращение площади оледенения в $7.02 \pm 2.23 \text{ км}^2$ (1.25% в год) и с 2020 г. (Бородавко и др., 2022) в 4.13 км^2 (2.11% в год). Схожее ускорение сокращения площадей ледников отмечено и в других районах Алтая: до 1.52% в год в 2000–2021 гг. в Южно-Чуйском хребте, тогда как в интервале 1962–2000 гг. она составляла в среднем 0.83% в год (Ганюшкин и др., 2024), почти двукратное ускорение в 2000–2021 гг. (до 0.69% в год) по отношению к интервалу 1850–2000 гг. (0.36% в год) для Северо-Чуйского хребта (Ganyushkin et al., 2023), ускорение сокращения от 0.87% в год в 1960–2001 гг. до 2.0% в год в 2001–2015 гг. у ледников Шапшальского хребта (Ганюшкин и др., 2021).

Оценка объёма современного оледенения ($3.966 \pm 0.19 \text{ км}^3$) значительно превышает оцен-

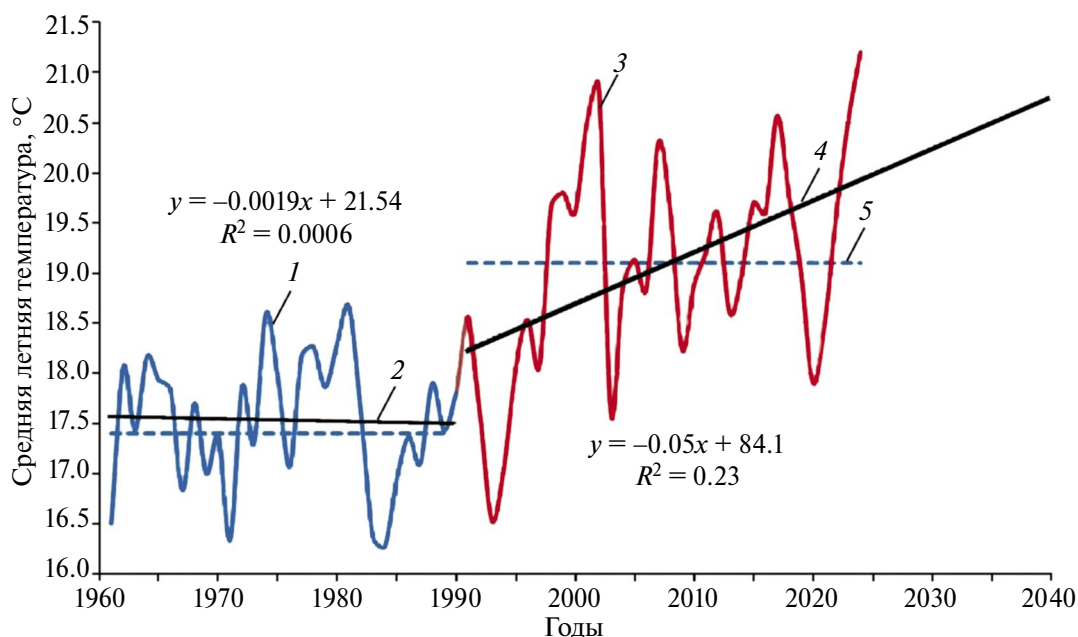


Рис. 7. Изменения средней летней температуры по данным метеостанции Ховд.

1 — температура в 1961–1990 гг., 2 — линейная аппроксимация в 1961–1990 гг., 3 — температура в 1991–2024 гг., 4 — линейная аппроксимация в 1991–2024 гг., 5 — средние значения для периодов

Fig. 7. Changes in average summer temperature according to data from the Khovd weather station

1 — temperature in 1961–1990, 2 — linear approximation in 1961–1990, 3 — temperature in 1991–2024, 4 — linear approximation in 1991–2024, 5 — average values for the periods

ку (2.98 км^3), выполненную в работе (Бородавко и др., 2022), что, вероятно, связано с другими методами расчётов, когда использовался метод VAS (volume-area scaling), при котором объёмы ледников рассчитываются через эмпирические степенные зависимости, связывающие площади ледников с их объёмами (Никитин, 2009). Отмечено, что возможности применения этого метода для ледников хребта Цамбагарав ограничены из-за большого развития здесь ледников склонового типа и ледников плоской вершины, для которых мало эмпирических данных, в связи с чем подобные расчёты могут давать большую ошибку.

Аналогично, отмеченное ускорение отступления фронтов ледников, зафиксированное после 2015 г., установлено и в других районах Алтая: у ледника Большой Маашей (Северо-Чуйский хребет) после 2010 г. (Ganyushkin et al., 2023), у пяти крупнейших долинных ледников массива Таван-Богдо-Ола после 2009–2010 гг. (Ganyushkin et al., 2022), у ледников Восточный Мугур и Селиверстова (массив Монгун-Тайга) начиная с 2013–2016 гг. (Ганюшкин и др., 2024).

Установленные высокие скорости сокращения ледников хребта Цамбагарав в последние годы хорошо согласуются с общемировой тенденцией (Zemp et al., 2025), согласно которой в 2012–2023 гг. ежегодная потеря льда была на $36 \pm 10\%$ выше, чем в 2000–2011 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Один из основных результатов проведённой работы — создание нового каталога ледников с границами ледников, выделенными по гидрологическому принципу. Установленные масштабы оледенения хребта Цамбагарав — 73 ледника суммарной площадью $61.08 \pm 2.12 \text{ км}^2$ — свидетельствуют о том, что этот центр оледенения остаётся одним из крупнейших на Алтае. Доминируют ледники северной и северо-восточной экспозиции. 98.5% площади ледников хребта приходится на ледниковые комплексы с единой областью питания, ядром которых являются плосковершинные ледниковые участки. Вертикальный высотный диапазон более 1200 м, компактность пространственного распределения ледников и развитие ледниковых комплексов, малая степень загрязнённости льда — все эти факторы способствуют относительной устойчивости оледенения к изменениям климата. Для ледника Эрэгтийн также установлено увеличение скорости движения льда относительно 2005–2008 гг.,

что является одним из факторов, способствующих относительно медленному отступанию его фронта. Тем не менее общемировая и региональная тенденция к ускорению сокращения ледников (Zemp et al., 2025) в последнее десятилетие проявилась на территории хребта как для ряда конкретных ледников, так и для всего оледенения в целом. Скорости уменьшения длины ледников резко возросли после 2015 г., средняя скорость сокращения суммарной площади оледенения в 2020–2023 гг. достигла 2.11% в год.

Благодарности. Исследования производились 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

- Агатова А.Р., Непон Р.К., Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Грига С.А., Овчинников И.Ю. Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 17–34.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010113>
- Бородавко П.С., Мельник М.А., Волкова Е.С., Демберел О. Внутроструктурная трансформация водно-ледниковых ресурсов хребта Цамбагарав (Монгольский Алтай) // География и природные ресурсы. 2022. Т. 43. № 4 С. 112–120.
<https://doi.org/10.15372/GIPR20220413>
- Бямба Ж., Селиванов Е.И. Современное оледенение Монголии // Известия Всесоюзного геогр. об-ва. 1971. Т. 103. № 3. С. 249–254.
- Ганюшкин Д.А., Грига С.А., Горбунова Ю.А. Ускоренное сокращение ледников массива Монгун-Тайга (Алтай) в XXI столетии / Состояние горных ледников в условиях современного изменения климата. Сб. тезисов Всероссийской открытой конференции. Нальчик, Издательская типография “Принт Центр”, 2024. С. 14–15.
- Ганюшкин Д., Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (Северо-Западная

- Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-437-452>
- Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Грига С.А., Деркач Е.С., Останин О.В., Горбунова Ю.А., Распутина В.А., Чистяков К.В. Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта (Алтай) с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2024. Т. 64. № 4. С. 497–512.
<https://doi.org/10.31857/S2076673424040024>
- 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.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В. Горные геосистемы внутриконтинентальных регионов Азии — структура и современная динамика // *Вопросы географии*. 2014. №. 137. С. 83–106.
- Даиделег Н. Современные ледники Монголии / Национальный атлас Монгольской Народной Республики. Улан-Батор, Москва: Академия наук Монголии и Академия наук СССР. 1990. 60 с.
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // *Материалы гляциологических исследований*. 2009. № 107. С. 87–96.
- Отгонбаяр Д. Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав). Барнаул: Бизнес-Коннект. 2013. 156 с.
- Плюснин В.М., Китов А.Д. Динамика внутриконтинентальных ледников Сибири и Восточной Азии с Малого ледникового периода // *География и природные ресурсы*. 2023. Т. 44. № 4. С. 25–36.
- Пряхина Г.В., Кашкевич М.П., Попов С.В., Распутина В.А., Боронина А.С., Ганюшкин Д.А., Агатов А.Р., Непоп Р.К. Формирование и развитие моренного (приледникового) озера Нурган, Северо-Западная Монголия // *Криосфера Земли*. 2021. Т. 25. № 4. С. 26–35.
- Пряхина Г.В., Распутина В.А., Зеленукина Е.С., Банцев Д.В., Крыжановская А.Э. Особенности гидрологического режима приледниковых моренных озёр Алтая // *Лёд и Снег*. 2024. Т. 64. № 2. С. 202–212.
- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I. Specific Effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing and Field Data // *Remote Sensing*. 2022 V. 14. № 4.
<https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Baasst P. Modern Glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar. Ulaanbaatar, 1998. 162 p.
- Bantcev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Ekaykin A.A., Veres A.N., Tokarev I.V., Shtykova N.B., Andreeva T.A. The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data // *Geosciences (Switzerland)* 2019 V. 9. № 7
<https://doi.org/10.3390/geosciences9070297>
- Davaa G., Basandorj J. Changes in hydrological systems of Mongolia / 13th International Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific, Final Report, 25 November 2005 Bali. 2005. Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 2005. P. 113–122
- Davaagatan T., Orkhonselenge A. Modern Glacier Dynamics in Mt. Tsambagarav in the Mongolian Altai Mountain Range // *Mongolian Geoscientist*. 2020. V. 51. P. 12–20.
<https://doi.org/10.5564/mgs.v51i0.1458>
- Demberel O., Dash C., Dugersuren B., Bayarmaa M., Seong Y.B., Chakraborty E., Dorjsuren B., Singh A., Ganhyuyag N. Erratum to: Flooding (or Breaching) of Inter-Connected Proglacial Lakes by Cascading Overflow in the Arid Region of Western Mongolia (Mt. Tsambagarav, Mongolian Altai) / *Journal of Mountain Science*. 2025. V. 22. P. 1888–1888.
<https://doi.org/10.1007/s11629-025-9551-1>
- 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. V. 74. P. 1883–1904
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop 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. V. 15. № 8. 2186 p.
<https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // *Remote Sensing* 2022. V. 14. № 6. 1508 p.
<https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantcev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V. Present Glaciers and Their Dynamics in the Arid Parts of the Altai Mountains // *Geosciences (Switzerland)* 2017. V. 7. № 4. 117 p.
<https://doi.org/10.3390/geosciences7040117>

- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The Onset of Neoglaciation 6000 Years Ago in Western Mongolia Revealed by an Ice Core from the Tsambagarav Mountain Range // *Quaternary Science Reviews* 2013. V. 69 P. 59–68.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.025
- Kadota T., Davaa G.A. Preliminary Study on Glaciers in Mongolia / *Proceedings of The 2nd International Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. Ulaanbaatar: Institute of Meteorology and Hydrology. 2004. P. 100–102.
- Kadota T., Gombo D., Kalsan P., Namgur D., Ohata T. Glaciological Research in the Mongolian Altai, 2003–2009 // *Bulletin of Glaciological Research*. 2011. V. 29. P. 41–50.
https://doi.org/10.5331/bgr.29.41
- Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A. The Glaciers of Mongolia // *INSTAAR Occasional Paper*. 2013. № 61. 43 p
- Klinge M. Glacial-Geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia // *Aachener Geographische Arbeiten*, Aachen. 2001. 135 p.
- Kurowski L. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn- Gruppe // *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891. № 5. P. 115–160.
- Linsbauer A., Paul F., Haerberli W. Modeling Glacier Thickness Distribution and Bed Topography over Entire Mountain Ranges with GlabTop: Application of a Fast and Robust Approach // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2012. V. 117. № 7. P. 1–17.
https://doi.org/10.1029/2011JF002313
- Paul F., Linsbauer A. Modeling of Glacier Bed Topography over Glacier Outlines, Central Branch Lines, and a DEM // *International Journal of Geographical Information Science* 2012. V. 26. P. 1173–1190.
https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859
- Zemp M., Jakob L., Dussaillant I., Nussbaumer S.U., Gourmelen N., Dubber S.A.G., Abdullahi S., Andreassen L.M., Berthier E., Bhattacharya A., Blazquez A., Boehm Vock L.F., Bolch T., Box J., Braun M.H., Brun F., Cicero E., Colgan W., Eckert N., Farinotti D., Florentine C., Floricioiu D., Gardner A., Harig C., Hassan J., Hugonnet R., Huss M., Jóhannesson T., Liang C.-C.A., Ke C.-Q., Khan S.A., King O., Kneib M., Krieger L., Maussion F., Mattea E., McNabb R., Menounos B., Miles E., Moholdt G., Nilsson J., Pálsson F., Pfeffer J., Piermattei L., Plummer S., Richter A., Sasgen I., Schuster L., Seehaus T., Shen X., Sommer C., Sutterley T., Treichler D., Velicogna I., Wouters B., Zekollari H., Zheng W., *The GlaMBIE Team*. Community Estimate of Global Glacier Mass Changes from 2000 to 2023 // *Nature*. 2025. V. 639. P. 382–388.
https://doi.org/10.1038/s41586-024-08545-z

Citation: Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Griga S.A., Derkach E.S., Ostanin O.V., Gorbunova Yu.A., Rasputina V.S., Volkov V., Kurochkin Yu.N., Alekseykova A.S., Otgonbayar D., Khadbaatar S. Current State of Glaciers of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 59–80. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010059

Current State of the Glaciers in the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai)

© 2026 D. A. Ganyushkin^{a, #}, D. V. Bantsev^a, S. A. Griga^a, E. S. Derkach^a, O. V Ostanin^b, Yu. A. Gorbunova^a, V. S. Rasputina^a, I. V. Volkov^a, Yu. N. Kurochkin^a, A. S. Alekseykova^a, D. Otgonbayar^c, S. Khadbaatar^d

^aSt. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^bAltai State University, Barnaul, Russia

^cWestern Regional Branch of National University of Mongolia

^dDepartment of Geography, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Mongolian National University of Education

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

Received July 11, 2025; revised September 11, 2025; accepted December 29, 2025

Assessment of scales and spatial distribution of the present-day glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolia) as well as dynamics of glaciers over the last few decades was performed. The work was based on the field studies of 2016–2024 and the analysis of satellite images of different years. In 2023, glaciation of the Tsambagarav Ridge consisted of 73 glaciers with a total area of 61.08 km², the average weighted altitude of the firn line was 3733 m, the vertical range of glaciation was 1224 m. 98.5% of the glacier area was concentrated in 8 glacier complexes, with the flat-top glaciers as their core. 89% of the glacier surfaces were

completely free of moraine material. Glaciers of the northern aspect predominated. Acceleration of retreat of the most glaciers since 2015 has been found. The rates of ice movement on the tongue of the Erehtin glacier in 2024 increased by 3–9 times relative to 2005–2006. The area of glaciation reduced by 7.02 km² (10%) from 2015 to 2023, and by 4.13 km² (6.3%) from 2020 to 2023. The acceleration of the glacier retreating was accompanied by rising of the mean summer temperature by 1.7 °C between 1991 and 2024 as compared to the period from 1961 to 1990.

Keywords: Mongolian Altai, glacier retreat, mountain glaciers

REFERENCES

- Agatova A.R., Nepop R.K., Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Griga S.A., Ovchinnikov I.Yu. Influence of the 1988 Earthquake on Glacierization and Relief of the Tsambagarav Massif (Western Mongolia). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 17–34. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010113> [In Russian].
- Borodavko P.S., Mel'nik M.A., Volkova E.S., Demberel O. Intrastructural Transformation of Water–Glacial Resources of Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai). *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2022, 43 (4): 386–393. <https://doi.org/10.1134/s1875372822040060> [In Russian].
- Byamba Zh., Selivanov E.I. Present glaciations of Mongolia. *Izvestiya Vsesoyuznogo Geograficheskogo Obshchestva*. Bulletin of the All Union Geographical Society. 1971, 3 (103): 249–254 [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Griga S.A., Gorbunova Yu.A. Uskorennoe sokrashchenie lednikov massiva Mongun-Tajga (Altaj) v XXI stoletii / Sostoyanie gornyh lednikov v usloviyah sovremennogo izmeneniya klimata. *Sbornik tezisev Vserossijskoj otkrytoj konferencii*. Accelerated Reduction of the Mongun-Taiga Massif Glaciers (Altai) in the 21st Century. The state of Mountain Glaciers in the Context of Modern Climate Change. Collection of abstracts of the All-Russian open conference. Nalchik, Publishing House Print Center, 2024: 14–15. [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent Glacierization of the Tsambagarav Ridge (North-Western Mongolia) and Its Changes Since the Little Ice Age Maximum. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 437–452. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-437-452> [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Bantcev D.V., Griga S.A., Derkach E.S., Ostanin O.V., Gorbunova, Y.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. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040024> [In Russian].
- 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. 2021, 61 (4): 500–520. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040104> [In Russian].
- Ganushkin D.A., Chistyakov K.V. Mountain Geosystems of the Intracontinental Regions of Asia Structure and Modern Dynamics. *Voprosy geografii*. Problems of Geography. 2014, 137: 83–106 [In Russian].
- Dashdeleg N. *Sovremennye ledniki Mongolii* Modern Glaciers of Mongolia. National Atlas of the Peoples Republic of Mongolia. Ulaanbaatar, Moscow: Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR, 1990: 60 p. [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].
- Otgonbayar D. *Sovremennoe oledenenie Mongol'skogo Altaya (na primere khrebtov Munkhkhayrhan, Sutay, gornogo uzla Tsambagarav)* Modern Glaciation of the Mongolian Altai (on the Example of Munhairhan and Sutai Mountain Ranges and Tsambagarav Mountain Knot). Barnaul: Business Connect, 2013: 156 [In Russian].
- Plyusnin V.M., Kitov A.D. The Dynamics of Intracontinental Glaciers of Siberia and East Asia Since the Little Ice Age *Geografija i Prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources 2023, 44 (4): 25–36. [In Russian].
- Pryakhina G.V., Kashkevich M.P., Popov S.V., Rasputina V.A., Boronina A.S., Ganyushkin D.A., Agatova A.R., Nepop R.K. Formation and Evolution of Moraine-Dammed (Periglacial) Lake Nurgan, Northwestern Mongolia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere 2021, 25 (4): 26–35. [In Russian].
- Pryakhina G.V., Rasputina V.A., Zelepukina E.S., Bantcev D.V., Kryzhanovskaya A.E. Characteristics of the Hydrological Regime of the Periglacial Moraine Lakes in the Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (2): 202–212. <https://doi.org/10.31857/S2076673424020033> [In Russian].
- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I. Specific effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing

- and Field Data. *Remote Sensing*. 2022, 14 (4). <https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Baasst P.* Modern Glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar. Ulaanbaatar, 1998: 162 p.
- Bantcev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Ekaykin A.A., Veres A.N., Tokarev I.V., Shtykova N.B., Andreeva T.A.* The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data. *Geosciences (Switzerland)*. 2019, 9 (7) <https://doi.org/10.3390/geosciences9070297>
- Davaa G., Basandorj J.* Changes in Hydrological Systems of Mongolia / 13th International Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific, Final Report, 25 November 2005 Bali. Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 2005:113–122
- Davaagatan T., Orkhonselenge A.* Modern Glacier Dynamics in Mt. Tsambagarav in the Mongolian Altai Mountain Range. *Mongolian Geoscientist*. 2020, 51, 12–20. <https://doi.org/10.5564/mgs.v51i0.1458>
- Demberel O., Dash C., Dugersuren B., Bayarmaa M., Seong Y.B., Chakraborty E., Dorjsuren B., Singh A., Ganhuyag N.* Erratum to: Flooding (or Breaching) of Inter-Connected Proglacial Lakes by Cascading Overflow in the Arid Region of Western Mongolia (Mt. Tsambagarav, Mongolian Altai). *Journal of Mountain Science*. 2025, 22: 1888–1888. <https://doi.org/10.1007/s11629-025-9551-1>
- 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., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop 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>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev 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.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantcev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V.* Present Glaciers and Their Dynamics in the Arid Parts of the Altai Mountains. *Geosciences (Switzerland)*. 2017, 7 (4): 117. <https://doi.org/10.3390/geosciences7040117>
- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M.* The Onset of Neoglaciation 6000 Years Ago in Western Mongolia Revealed by an Ice Core from the Tsambagarav Mountain Range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68.
- Kadota T., Davaa G.* A Preliminary Study on Glaciers in Mongolia. Proc. of the 2nd Intern. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia. 2004: 100–102.
- Kadota T., Gombo D., Kalsan P., Namgur D., Ohata T.* Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009. *Bulletin of Glaciological Research*. 2011. 29: 41–50. <https://doi.org/10.5331/bgr.29.41>
- Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A.* The Glaciers of Mongolia. INSTAAR Occasional Paper. 2013, 61: 43 p.
- Klinge M.* Glacial-Geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia. *Aachener Geographische Arbeiten*, Aachen. 2001: 135 p.
- Kurowski L.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 115–160.
- Linsbauer A., Paul F., Heberly U.* Modeling the Distribution of Glacier Thickness and Bed Relief over Entire Mountain Ranges Using GlatTop: the Application of a Fast and Reliable Approach. *Journal of Geophysical Research: The Surface of the Earth*. 2012, 117 (3): 1–17. <https://doi.org/10.1029/2011JF002313>
- Paul F., Linsbauer A.* Modeling of Glacier Bed Relief Based on Glacier Contours, Central Branches and DEM. *International Journal of Geographical Informatics*. 2012, 26 (7): 1173–1190. <https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859>
- Zemp M., Jakob L., Dussaillant I., Nussbaumer S.U., Gourmelen N., Dubber S. A. G., Abdullahi S., Andreasen L.M., Berthier E., Bhattacharya A., Blazquez A., Boehm Vock L.F., Bolch T., Box J., Braun M.H., Brun F., Cicero E., Colgan W., Eckert N., Farinotti D., Florentine C., Floricioiu D., Gardner A., Harig C., Hassan J., Hugonnet R., Huss M., Jóhannesson T., Liang C.-C.A., Ke C.-Q., Khan S.A., King O., Kneib M., Krieger L., Maussion F., Mattea E., McNabb R., Menounos B., Miles E., Moholdt G., Nilsson J., Pálsson F., Pfeiffer J., Piermattei L., Plummer S., Richter A., Sasgen I., Schuster L., Seehaus T., Shen X., Sommer C., Sutterley T., Treichler D., Velicogna I., Wouters B., Zekollari H., Zheng W., The GlaMBIE Team.* Community Estimate of Global Glacier Mass Changes from 2000 to 2023. *Nature*. 2025, 639: 382–388. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-08545-z>