

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-437-452

Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода

© 2016 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, Д. Отгонбаяр², К.В. Чистяков¹, Е.П. Кунаева³, И.В. Волков¹^{1*}Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;²Ховдский университет, г. Ховд, Монголия;³Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина, Санкт-Петербург, Россия^{1*}Ganushkinspbgu@mail.ru

Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum

D.A. Ganyushkin^{1*}, D. Otgonbayar², K.V. Chistyakov¹, E.P. Kunaeva³, I.V. Volkov¹^{1*}Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Khovd University, Khovd, Mongolia;³Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Russia^{1*}Ganushkinspbgu@mail.ru

Received March 18, 2016

Accepted August 31, 2016

Keywords: arid climate, flat-top and valley glaciers, glacier dynamics, Little Ice Age, north-western Mongolia.

Summary

Characteristics of glacierization of the Tsambagarav mountain ridge were determined on the basis of images obtained from satellites Corona, Landsat-5, Spot-4, Landsat-8 together with results of field investigations. Inventories of glaciers located on the ridge had been prepared for three time periods: 1968, 2006, and 2015. Glacierization of the ridge during the Little Ice Age (LIA) maximum was then reconstructed. In 2015, 67 glaciers formed the ridge glacierization with their total area 68.41 km². Mean weighed altitude of the firn line averaged 3748 m. The flat-top glaciers accounted for almost 40% of the glacierization area, and the glaciers composed 6 complexes. For the period of the LIA maximum, 73 glaciers had been reconstructed, their total area was 128.4 km², and the calculated firn line altitude – 3583 m; these glaciers were combined into two complexes where the flat-top glaciers predominated as well. By 1968, the area of the glacierization decreased by 36%, and the firn line altitude increased by 89 m. By 2006, area of glaciers decreased down to 71.32 km², and the firn line altitude increased more by 60 m. Finally, in 2006–2015, area of the glacierization contracted additionally by 2.91 km², and the firn line altitude still more increased by 16 m. Over the whole period from the LIA maximum, the flat-top glaciers reduced the most. The general rate of contraction of glaciers tends to increase. Reconstructed rates of retreating of the valley glaciers of the Tsambagarav ridge are similar to estimates of other researchers made for the nearest centers of glacierization. Continuation of the current trend to a rise of summer temperature and a growth of precipitation should result in primary fast degradation of the flat-top glaciers and reorganization of morphological structure of the glacierization.

Поступила 18 марта 2016 г.

Принята к печати 31 августа 2016 г.

Ключевые слова: аридный климат, динамика ледников, ледники, малый ледниковый период, северо-западная Монголия.

На основе полевых наблюдений и дешифрирования космических снимков составлены каталоги и карты современных ледников горного хребта Цамбагарав, существующих в условиях аридного климата северо-западной Монголии. Реконструированы положение, размеры и характеристики ледников хребта в малый ледниковый период и проанализированы особенности их последующего сокращения.

Введение

Хр. Цамбагарав вытянут с северо-запада на юго-восток приблизительно на 40 км. В плане он имеет форму треугольника, обращённо-

го широким основанием к северу (рис. 1). Границей гор Цамбагарав на севере и северо-востоке служит впадина бессточного оз. Баян-Нур (урез воды 1577 м), на северо-западе – урочище Омно-Олон-Нур (1750–1850 м) с многочис-

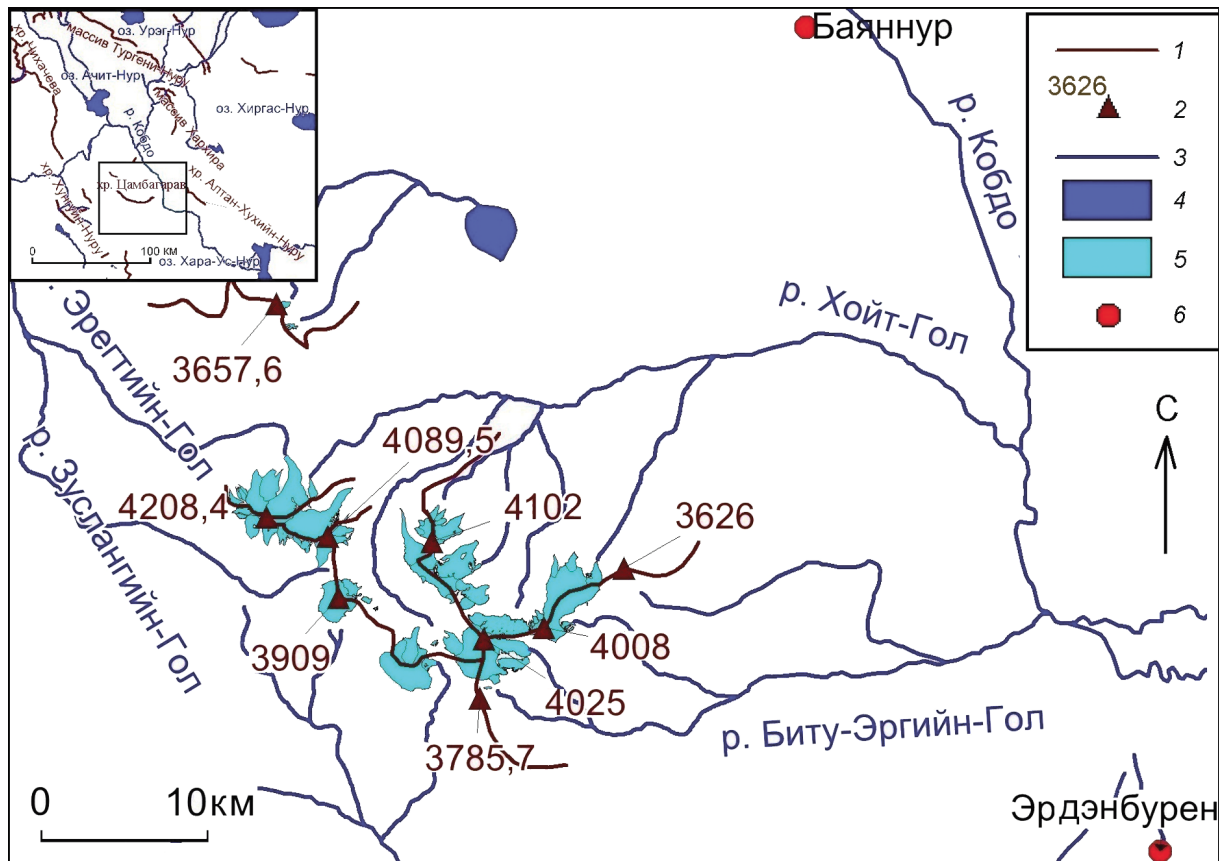


Рис. 1. Географическое положение хр. Цамбагарав:
 1 – горные хребты; 2 – горные вершины, м; 3 – реки; 4 – озёра; 5 – ледники; 6 – метеорологические станции

Fig. 1. Geographical position of the Tsambagarav range:
 1 – mountain ridges; 2 – mountain tops, m; 3 – rivers; 4 – lakes; 5 – glaciers; 6 – meteorological stations

ленными озёрами; вероятно, в прошлом здесь существовало более крупное озеро. На западе граница массива проходит по широкой долине р. Зуслангийн-Гол (2000–2200 м). Южная граница – нечёткая, а поверхность массива в этом направлении полого снижается. Наиболее выраженный в рельефе рубеж с этой стороны – долина р. Хонгор-Олонгийн-Гол (2350–2200 м), отделяющая хр. Цамбагарав от возвышений массива Сайрын-Ула. На востоке хребет постепенно снижается в направлении долины р. Кобдо, прорезающей его с севера на юг в интервале отметок уреза воды около 1300–1200 м.

В геоморфологическом отношении можно говорить о наличии двух параллельных друг другу ступеней. Уступ нижней ступени ограничивает массив с севера. Здесь наблюдается крутой склон, вероятно, обусловленный разломом, с высотой подножий около 2000 м и верхней частью на уровне 3200–3600 м (верхняя точка

3657,6 м), представляющей собой поверхность выравнивания. Высота поверхности выравнивания к югу постепенно снижается и к подножию второй ступени составляет 2500–3000 м. Вторая ступень также приурочена к разлому восточно-юго-восточного простирания с амплитудой высот более 1 км; этот разлом ограничивает с севера наиболее высокую часть хребта. Оледенение хребта полностью относится к бассейну р. Кобдо, за исключением двух малых ледников на северной периферии хребта, находящихся в бассейне бессточного оз. Баян-Нур.

Самая высокая часть горных сооружений Цамбагарав образована субширотным хребтом дугообразной формы, обращённым к югу и сочленяющимся в районе горы Хух-Нур с субмеридиональным хребтом. Субширотный хребет представляет собой уплощённое водораздельное пространство протяжённостью около 30 км и шириной от 2–3 до 0,5 км, находящееся в ин-

Таблица 1. Оценки оледенения хр. Цамбагарав по данным разных авторов*

Год, для которого приведены данные	Число ледников	Площадь оледенения, км ²	Материалы	Источник
1940-е, 1985?	5	115,9	?	[22]
1947–1950, 1972?	–	80,2	Аэрофотоснимки и топокарты	[23]
1948	–	105,1	Топокарта 1:100 000	[16]
1963	–	≈74,8	Космоснимки Corona	[16, 17]
Середина 1960-х?	18	25	Аэрофотоснимки 1:45 000	[3]
1987	61	84,8		[24]
1991	30	86,6	Landsat	[5]
1992	–	91,0		[4]
1998	30	76,6		[5]
2000	–	74,8		[16, 17]
2002	–	71,5		[4]
2002	51	72,51		[25]
2008	40	73,18		[1]
2011	27	69,3		[5]

*Прочерки – отсутствие данных о количестве ледников.

тервале высот 3600–4200 м, которое обрывается на север крутым уступом, подчёркнутым цирками и карами, до высоты около 3000 м; южный склон – относительно пологий. Субмеридиональный хребет в верхней части также имеет выровненный рельеф. Верхняя ступень на севере не превышает ширины 500 м, но к югу постепенно расширяется до 2,5–3,5 км. При этом высота осевой части с севера на юг постепенно снижается с 4100–4000 до 3600–3700 м. С запада и востока этот хребет ограничен крутыми уступами с хорошо выраженными цирками и карами.

Климатические особенности хр. Цамбагарав связаны с его положением в центральной части Евразии, характеризующейся малым годовым количеством осадков. Преобладает северо-западное направление основных влагонесущих потоков. Имеющиеся климатические данные относятся к предгорьям, где расположены гидрометеостанции (ГМС) Баяннур (примерно в 35 км к северо-востоку от ледниковой части хребта на высоте 1364 м) и Эрдэнбурен (высота 1250 м, 35 км к юго-востоку от ледников). Согласно данным ГМС Баяннур, средняя летняя температура составляет 16,5 °С, среднее годовое количество осадков – 87 мм (по данным измерений за 1995–2004 гг.); для ГМС Эрдэнбурен эти величины равны 16,6 °С и 78 мм соответственно (по данным измерений за 1962–2002 гг.) [1]. Ещё одна ГМС – Толбо расположена примерно в 45 км к юго-западу от ледников хребта на высоте 2111 м, но её данные не вполне точно ха-

рактеризуют климат этого центра оледенения, поскольку в результате её положения у крупного оз. Толбо-Нур среднее многолетнее количество осадков здесь составляет 333 мм (за 1966–2002 г.) при значительной для такой высоты средней летней температуре 13,7 °С [1].

Постановка проблемы

Схемы оледенения и оценки площадей ледников до сих пор делались на основе дистанционных наблюдений (табл. 1). Непосредственные наблюдения в пределах данного центра оледенения начаты сравнительно недавно [1, 2]. Несмотря на многочисленность имеющихся оценок, их точность часто ограничена исходным материалом. Наименее надёжны оценки, полученные по топографическим картам. Как показывает сопоставление топографических карт исследуемого района с одновозрастными космическими снимками, скопления снега и льда на первых не всегда можно идентифицировать как ледники. Нередко это – сезонный снег, наледи, а контуры собственно ледников показаны на картах часто упрощенно. В работе [3] оценивается только площадь сплошных фирновых полей. Оценки площадей и количества ледников у разных авторов сильно отличаются, что нельзя объяснить только разными датами снимков. Скорее всего, это связано с разными методиками и подходами к дешифрированию у разных авторов. Например, для

1991 и 1992 гг. оценки площади оледенения в работах [4] и [5] отличаются на 4,4 км², хотя, естественно, подобного прирастания площади ледников за один год произойти не могло.

Реконструкции оледенения хр. Цамбагарав в малый ледниковый период (МЛП) и оценки его сокращения, как и оценки изменений его структуры, пока отсутствуют, что, наряду с разобщённостью имеющихся оценок современного оледенения, и определяет актуальность настоящей статьи.

Материалы и методы

В данной работе используются результаты дешифрирования снимков для различных временных срезов: 1968 г. — снимки Corona (11.08.1968); 2006 г. — SPOT-4 (22.09.2006 05:14:12 UTC) и Landsat-5 (26.07.2006 04:35 UTC); 2015 г. — Landsat-8 (04.08.2015). Кроме того, вспомогательным материалом при реконструкции служили имеющиеся в свободном доступе в Интернете космические снимки территории с пространственным разрешением 2,5 м (программа SAS-планета). Для получения первичных данных со снимков и проведения по ним предварительных расчётов снимки были радиометрически нормализованы и географически привязаны по орбитальным данным в формате Norad Tie. Выполнена автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных по математической модели, описывающей углы ориентации спутника и камеры в момент съёмки (строгая модель). Определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны (46). Затем снимки были ортотрансформированы по ЦМР ASTER GDEM v. 2 (30 м), использовался умеренно подчёркивающий фильтр.

Было выполнено мануальное дешифрирование в программе MapInfo. Для определения точности дешифрирования границ ледников проводилось повторное дешифрирование десяти крупнейших ледников хр. Цамбагарав. Погрешность определения их площадей составила менее 2,5%. При создании каталогов ледников по результатам дешифрирования использовались результаты картометрических измерений (на основе топографических карт масштаба 1:100 000), при этом высоты верхней и нижней точек ледников и фирновой

границы определялись по топографической основе (с точностью около 5 м) и GPS-привязкам (точность 2–5 м). Ледники в МЛП реконструировались по дешифрированию окаймляющих их незадернованных морен. Положение фирновой границы на реконструированных ледниках рассчитывалось по методу Куровского [6].

При создании схем и каталогов ледников одной из проблем было выделение их границ. Это связано с развитием в пределах хребтов ледниковых комплексов, центры которых занимают плосковершинные ледники. От них в разных направлениях расходятся выводные долинные и висячие ледники. Плосковершинные ледники часто имеют куполообразную форму и радиальное центробежное движение льда при очень малых уклонах (2–3° и менее). При малых уклонах и отсутствии чётко выраженных ледоразделов проведение границ ледников по бассейновому принципу нецелесообразно, поскольку тогда происходит разделение единого морфологически плосковершинного ледника, части которого присоединяются к выводным ледникам в качестве верхней части их областей питания. Это не позволяет чётко отследить характер эволюции ледников разных морфологических типов. В подобных случаях за основу проведения границ ледников был взят морфологический принцип.

Результаты

Современное оледенение. По состоянию на 2015 г. на территории хребта насчитываются 67 ледников суммарной площадью 68,41 км² (табл. 2); средневзвешенная высота фирновой границы составляет 3748 м. На сниженной периферии хр. Цамбагарав расположены два каровых ледника (№ 66, 67), удалённых от основного массива ледников. При малой высоте горного обрамления (около 3600 м) ледники существуют за счёт выгодной теневой и подветренной северо-восточной экспозиции, а также повышенной концентрации снега в карах. Основные ледники хр. Цамбагарав группируются в семи ледниковых комплексах (рис. 2–4).

Комплекс ледников вершины Цаст-Ула (4208 м) (комплекс А, см. рис. 2) образован 21 ледником суммарной площадью 20,05 км². Это — крупнейший ледниковый комплекс дан-

Таблица 2. Каталог ледников хр. Цамбагарав по состоянию на 2015 г. (бассейн р. Кобдо, оз. Хиргис-Нур (область внутреннего стока)*)

Номер ледника	Бассейн	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>Z1</i>	<i>Z2</i>	<i>Zf</i>	<i>A1, A2**</i>
1	Р. Эрегтийн-Гол	Висячий	0,29	1,20	3800	3340	3570 ¹	СЗ
2			0,05	0,63	3720	3400	3560 ¹	
3			0,15	0,82	3800	3370	3585 ¹	
4			0,11	0,67	3750	3260	3505 ¹	
5		Долинный	1,86	2,72	4160	3360	3640 ²	СВ,С
6		Карово-долинный	1,57	1,95	3860	3230	3700 ²	СВ
7		Долинный	4,86	4,34	4208	3000	3690 ²	С
8	Р. Хойт-Гол	Висячий	0,37	1,32	3880	3430	3655 ¹	С
9	Р. Ямат-Гол	Долинный	4,71	4,86	4090	3100	3700 ²	СВ
10		Висячий	0,06	0,57	3800	3490	3645 ¹	
11		Карово-долинный	0,63	1,60	4090	3560	3840 ²	В
12			0,41	1,60	4090	3660	3875 ¹	
13		Карово-висячий	0,04	0,31	3840	3720	3780 ¹	ЮВ
14		Карово-долинный	1,24	1,24	4089	3430	3680 ²	Ю, ЮЗ
15		Каровый	0,45	0,45	3980	3730	3855 ¹	Ю
16	Висячий	0,60	0,60	4060	3660	3860 ¹		
17		0,84	0,84	4208	3540	3874 ¹		
18		1,07	1,07	4160	3560	3860 ¹	ЮЗ	
19		0,13	0,13	3930	3430	3680 ¹	З	
20	Карово-долинный	0,38	0,38	3990	3400	3695 ¹	ЮЗ	
21	Плосковершинный	0,23	0,23	4208	4000	—		
22	Р. Зуслангийн-Гол, Намаржаны-Гол, Ямат-Гол	Плосковершинный	3,59	1,45	3909	3540	3740 ²	—
23	Р. Ямат-Гол	Карово-висячий	0,43	0,43	3760	3300	3530 ¹	СВ
24		0,01	0,01	3520	3440	3480 ¹		
25		Склоновый	0,10	0,10	3580	3460	3520 ¹	
26		Карово-висячий	0,03	0,03	3550	3400	3475 ¹	
27	Р. Цагансээр-Гол, Намаржаны-Гол, Ямат-Гол	Плосковершинный	5,13	3,24	4000	3560	3870 ²	—
28	Р. Ямат-Гол	Карово-долинный	1,26	2,22	3920	3220	3660 ²	С
29	Р. Цагансээр-Гол	Каровый	0,41	0,92	3880	3490	3620 ²	В
30	Р. Ямат-Гол	Карово-висячий	0,07	0,43	3690	3515	3603 ¹	СВ
31		Карово-долинный	0,95	1,44	3770	3400	3585 ²	СЗ
32	Р. Ямат-Гол, Цагансээр-Гол, Цаган-Гол, Улаан-Асгат	Плосковершинный	5,88	1,84	4025	3710	3830 ²	—
33	Р. Улаан-Асгат	Карово-висячий	3,1	2,35	3920	3180	3600 ²	С
34		Долинный	1,77	2,53	3960	3400	3680 ¹	В
35	Р. Цаган-Гол	Карово-долинный	1,02	1,81	3840	3370	3605 ¹	
36		Каровый	0,23	0,57	3750	3500	3650 ²	ЮВ
37			0,05	0,49	3610	3490	3550 ¹	В
38	Р. Улаан-Асгат	Висячий	0,04	0,48	3940	3740	3840 ¹	СЗ
39			0,05	0,37	3950	3750	3850 ¹	
40			0,11	0,54	3940	3600	3770 ¹	
41		Карово-висячий	0,17	0,70	3920	3560	3740 ¹	
42		Висячий	0,31	1,30	3830	3570	3700 ¹	
43	Р. Омне-Гол	Каровый	0,42	1,11	3740	3520	3630 ¹	С
44		Каровый	0,72	1,44	3670	3460	3565 ¹	
45	Р. Биту-Эргийн-Гол	Висячий	0,01	0,16	3660	3460	3560 ¹	ЮВ
46		Каровый	0,16	0,82	3840	3480	3660 ¹	В
47		Карово-висячий	0,04	0,40	3790	3590	3690 ¹	СВ
48		Р. Омне-Гол, Биту-Эргийн-Гол, Улаан-Асгат, Цаган-Гол	Плосковершинный	8,27	4,00	4008	3650	3830 ¹
49	Р. Биту-Эргийн-Гол	Карово-висячий	0,04	0,37	3680	3540	3610 ¹	СВ
50	Р. Улаан-Асгат, Ямат-Гол	Плосковершинный	0,43	0,44	3890	3720	3805 ¹	—
51	Р. Улаан-Асгат	Карово-долинный	1,40	2,02	3880	3545	3715 ¹	СВ
52	Р. Хар-Асгат-Гол	Каровый	0,10	0,59	3740	3620	3680 ¹	
53		Долинный	3,20	3,13	3400	3280	3750 ²	
54	Р. Ямат-Гол	Долинный	2,70	4,12	4149	3080	3730 ²	СЗ
55		Плосковершинный	2,18	1,07	4149	3860	3940 ²	ЮЗ
56		Карово-висячий	0,08	0,39	3980	3840	3910 ¹	
57		Висячий	0,20	0,68	3850	3820	3835 ¹	ЮВ
58	Р. Ямат-Гол, Хар-Асгат-Гол	Плосковершинный	1,03	1,40	4102	3760	3830 ²	—
59	Р. Хар-Асгат-Гол	Карово-долинный	1,40	2,11	4020	3290	3680 ²	СВ
60		Склоновый	0,17	0,68	3940	3660	3800 ¹	
61		Висячий	0,19	0,97	3880	3410	3645 ¹	
62		0,28	0,95	3940	3430	3685 ¹		
63	Р. Ямат-Гол	Висячий	0,09	0,42	3870	3630	3750 ¹	СЗ
64		Каровый	0,16	0,68	4010	3600	3805 ¹	
65		Висячий	0,01	0,18	3760	3700	3730 ¹	
66	Р. Бага-Хоргайт	Каровый	0,21	0,76	3650	3400	3525 ¹	СВ
67	Р. Их-Хоргайт		0,16	0,57	3650	3540	3595 ¹	
Сумма или среднее			68,41	1,28	3895	3505	3735	

**S* – площадь ледника, км²; *L* – наибольшая длина ледника, км; *Z1* – высота нижней точки ледника, м; *Z2* – высота верхней точки ледника, м; *Zf* – высота фирновой границы, м; *A1* – экспозиция области питания; *A2* – экспозиция области абляции; ¹ – индекс, обозначающий, что значение высоты фирновой границы получено как средняя высота ледника; ² – индекс, обозначающий, что значение высоты фирновой границы получено по спутниковым снимкам. **Если дана одна экспозиция, то экспозиции области питания и области абляции совпадают; если дано две экспозиции, то первая экспозиция относится к области питания, а вторая – к области абляции.

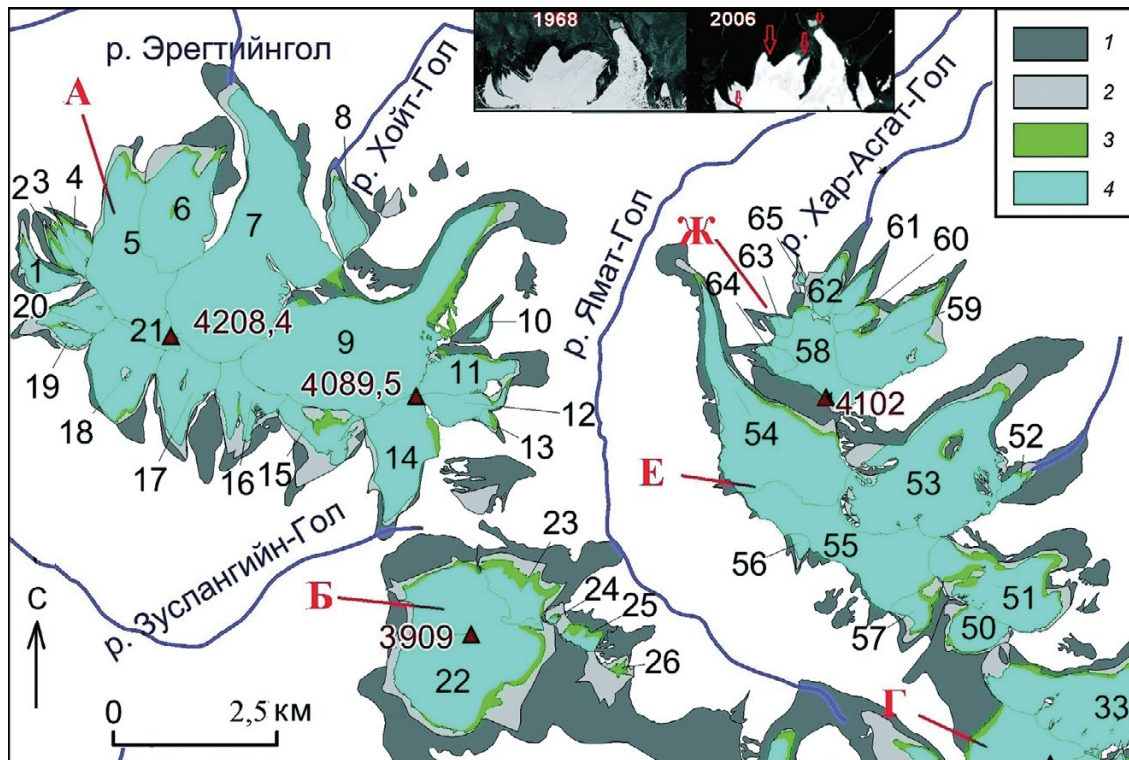


Рис. 2. Изменение оледенения западной части хр. Цамбагарав после максимума малого ледникового периода: 1 – сокращение ледников с максимума малого ледникового периода по 1968 г.; 2 – сокращение ледников с 1968 г. по 2006 г.; 3 – сокращение ледников с 2006 по 2015 г.; 4 – ледники в 2015 г. (с указанием номеров по табл. 2). А, Б, Г, Е, Ж – ледниковые комплексы. На врезке показаны фрагменты космических снимков Corona (1968 г.) и Landsat-5 (2006 г.), стрелками показаны участки с видимыми изменениями ледников. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Fig. 2. Changes of the glaciation in western part of the Tsambagarav mountain ridge after the Little Ice Age maximum: 1 – reduction of the glaciers from the LIA maximum to 1968; 2 – reduction of the glaciers from 1968 to 2006; 3 – reduction of the glaciers from 2006 to 2015; 4 – glaciers in 2015 (with numbers from Table 2). А, Б, Г, Е, Ж – indices of glacial complexes. Inset shows fragments of satellite imagery Corona (1968) and Landsat-5 (2006), areas with well seen changes of the glaciers are shown by arrows. Other legend keys according to Fig. 1

ного центра оледенения. Центром комплекса служит небольшой плосковершинный ледник на высотах 4000–4200 м, полностью расположенный в фирновой зоне. На северо-восточном склоне комплекса развиты кары и цирки, причём с запада на восток глубина расчленения рельефа возрастает. Как результат, на северо-восточном склоне имеются крупные долинны и карово-долинны ледники, языки крупнейших из них спускаются до высоты 3000 м. Фирновая граница на ледниках северо-восточного склона комплекса А располагается в интервале высот 3500–3750 м. Ледники юго-западного макросклона, преимущественно висячие, в 3–10 раз меньше и короче ледников северо-восточного склона. Языки ледников здесь не опускаются ниже 3400 м, а фирновая граница находится на высотах 3680–3875 м.

Расположенные юго-западнее комплексы горы Ямат (3909 м, комплекс Б, площадь 4,02 км²) и находящейся в 7 км от неё комплекс безымянной вершины высотой около 4000 м (комплекс В, площадь 6,8 км²) представлены плосковершинными ледниками (№ 22, 27) куполообразной формы, ледниками с округлыми в плане очертаниями, а также выводными ледниками. Лёд растекается радиально и относительно симметрично из центральных, наиболее высоких участков. Участки поверхностей выравнивания, на которых находятся данные комплексы, соединяются перемычкой шириной 0,4–1,0 км. Судя по топографическим картам, ещё в середине XX в. эта перемычка была покрыта снежно-фирновым панцирем. На северо-восток, в сторону трога р. Ямат-Гол, поверхности выравнивания обрываются крутым уступом; в тех ме-

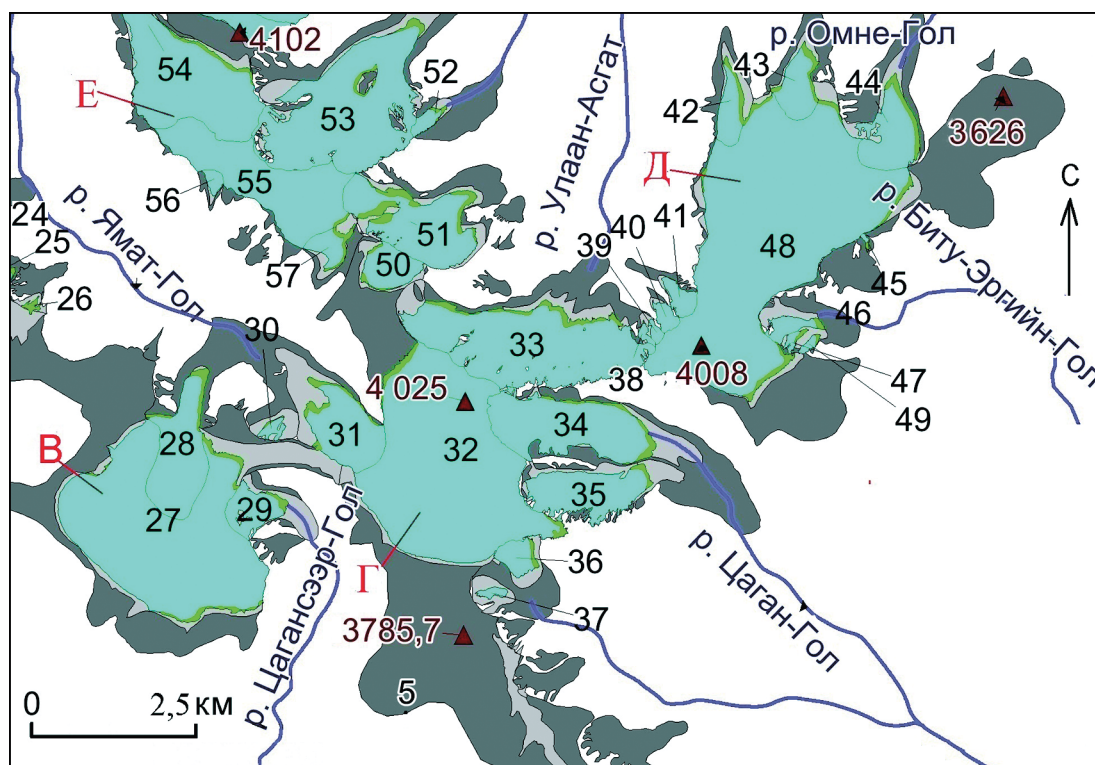


Рис. 3. Изменение оледенения восточной части хр. Цамбагарав после максимума малого ледникового периода: В, Г, Д, Е – ледниковые комплексы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2

Fig. 3. Changes of the glaciations of the eastern part of Tsambagarav mountain ridge after the Little Ice Age maximum: В, Г, Д, Е – indices of glacial complexes. Other legend keys according to Fig. 1 and 2

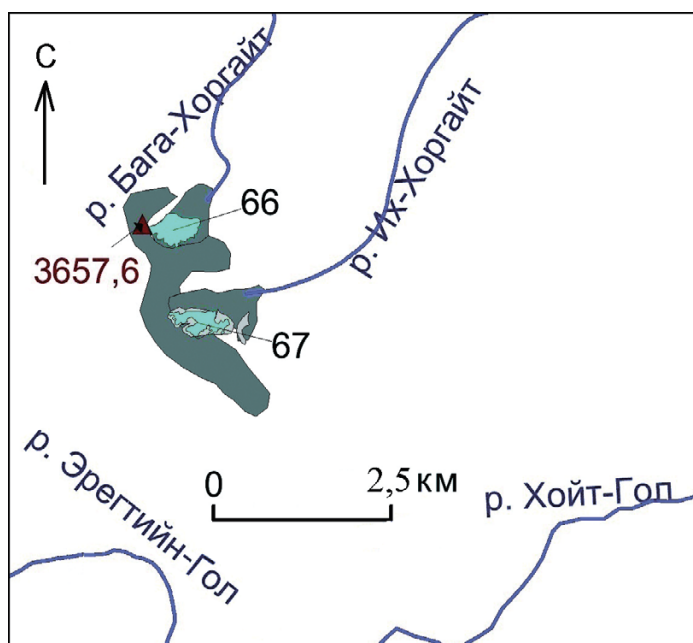


Рис. 4. Изменение оледенения северной части хр. Цамбагарав после максимума малого ледникового периода: Условные обозначения см. на рис. 1 и 2

Fig. 4. Changes of the glaciations of the northern part of Tsambagarav mountain ridge after the Little Ice Age maximum: Legend keys according to Fig. 1 and 2

стах, где в склон врезаны кары, расположены каровые и карово-долинные ледники. Кроме того, комплекс В имеет выводной ледник на восток,

в долину р. Цагансээр-Гол. Высота нижней границы плосковершинных ледников находится на уровне 3540–3560 м, высота фирновой границы

составляет 3725 м. Выводные ледники спускаются в долину р. Ямат-Гол до высот 3180–3200 м и в долину р. Цагансээр-Гол до высоты 3480 м. Благодаря повышенной концентрации снега на выводных ледниках, расположенных на подветренных склонах, фирновая граница на них расположена на 100–300 м ниже, чем на смежных плосковершинных ледниках.

Комплекс Г (площадь 12,95 км²), расположенный на пересечении субширотного и субмеридионального хребтов, при близких к плосковершинному леднику комплекса В размерах плосковершинного ледника № 32, отличается более высоким положением нижней границы (на 150 м). Это связано с большей максимальной (4025 м, гора Хух-Нур) и средней высотой участка поверхности выравнивания, к которой приурочен данный ледник. В интервале высот 3850–3750 м поверхность выравнивания обрывается в сторону глубоко врезанных цирков к северо-западу (долина р. Ямат-Гол), юго-западу (долина р. Цагансээр-Гол), востоку и юго-востоку (долины р. Цаган-Гол и её притоков), северо-востоку (долина р. Улаан-Асгат). Таким образом, данный сдвиг нижней границы ледника вверх имеет преимущественно геоморфологическую причину. Положение комплекса на стыке и в створе верховьев нескольких долин обуславливает большее расчленение рельефа, развитость цирков и каров и как следствие – большое число выводных ледников (№ 31, 33–36), развивающихся не только на наветренных склонах. Одновременно высокое положение днищ цирков и каров способствует большей относительно комплексов Б и В площади выводных ледников, среди которых есть даже один долинный (№ 34). Высота фирновой границы на выводных ледниках находится в интервале 3600–3680 м.

Комплекс Д, расположенный восточнее всех прочих, несмотря на значительную площадь центрального плосковершинного ледника № 48 (8,27 км²), имеет сравнительно небольшие выводные ледники, которые не опускаются ниже 3450 м. Это связано как с меньшей абсолютной высотой комплекса (до 4008 м), так и с невыгодным, с точки зрения питания, положением ледников комплекса в орографической (ветровой) тени расположенных западнее более высоких участков хребта. Фирновая граница на выводных ледниках находится в диапазоне 3560–3850 м

и зависит от экспозиции. Суммарная площадь ледников этого комплекса – 10,34 км².

Центр расположенного севернее *комплекса Е* – плосковершинный ледник № 55, приуроченный к вершине 4148,8 м. Поверхность выравнивания, к которой тяготеет ледник, расположена на высотах более 3850 м. В соответствии с этим высота нижней границы ледника лимитируется расположенными по периметру этого участка стенками цирков и обрывистыми склонами трогов. Связанные с ледником № 55 прочие ледники комплекса за счёт высокого положения цирков и каров, в которых происходит их питание (с увеличением абсолютной высоты снижается абляция, а количество осадков возрастает, соответственно выше становится аккумуляция), имеют относительно крупные размеры: наиболее протяжённый из них ледник № 54 имеет вертикальный диапазон более 1 км и язык его достигает высоты 3080 м. Фирновая граница на выводных ледниках комплекса находится в диапазоне высот 3680–3910 м.

Ещё дальше к северу находится *комплекс Ж*. Несмотря на то, что его максимальная абсолютная высота 4102 м лишь немного уступает высшей точке комплекса Е, он имеет сравнительно небольшие размеры (суммарная площадь ледников 3,32 км²). Это связано как с небольшой площадью участка поверхности выравнивания, к которому приурочен центральный плосковершинный ледник № 58, так и со слабым развитием каров и цирков на его периферии, вероятно, из-за её удалённости от верховьев речных долин. Фирновая граница на ледниках периферии комплекса находится на высотах 3645–3805 м. Помимо относящихся к указанным комплексам ледников, имеются ещё пять малых ледников, недавно обособившихся от комплексов Б и Ж, а также два малых ледника на сниженной северной периферии массива (№ 66, 67).

В морфологической структуре оледенения хр. Цамбагарав самая важная роль принадлежит плосковершинным ледникам, доля площади которых в суммарной площади оледенения составляет почти 40% (см. табл. 2). Они не только участвуют в непосредственном питании периферии ледниковых комплексов, но также, представляя собой своеобразные приёмники-распределители твёрдых осадков, косвенным образом питают эти ледники снегом, сдуваемым с

их поверхности. Как показывают расчёты, для плосковершинных ледников горного массива Монгун-Тайга, ледниковые комплексы которого имеют большое сходство с комплексами хр. Цамбагарав, от 20 до 80% выпадающего здесь снега сдувается с их поверхности и переносится на соседние ледники [7]. Низкая концентрация снега на поверхности плосковершинных ледников находит отражение в среднем положении фирновой границы на 130–230 м выше (3834 м), чем на ледниках других типов. Данная высота наиболее приближена к уровню климатической снеговой границы, хотя с учётом сниженной концентрации снега на плосковершинных ледниках она должна располагаться несколько ниже, но выше, чем на долинных ледниках (3702 м). В наиболее грубом приближении за неё можно принять среднюю для этих групп ледников величину, т.е. около 3770 м.

Долинные ледники в основном развиты на северных склонах ледниковых комплексов. Крупнейший из них (№ 7) достигает площади 4,86 км², длины 4,34 км и вертикального диапазона 1,2 км, что соответствует общему вертикальному диапазону оледенения хр. Цамбагарав. На территории хребта альпинотипный рельеф развит относительно слабо, а кары находятся главным образом на больших высотах в верховьях долинных ледников, поэтому собственно каровые ледники играют незначительную роль в общей структуре оледенения.

Распределение ледников по экспозициям отражает не только различия в инсоляции, но и положение относительно влагонесущих атмосферных потоков. Преобладание северо-западного направления переноса приводит к тому, что снег перемещается на подветренные склоны. Поэтому самые благоприятные условия для существования ледников отмечаются на северо-восточных склонах, несущих наибольшее оледенение (см. табл. 2), даже несмотря на несколько более низкое положение фирновой границы на склонах северной экспозиции. Помимо групп ледников, приуроченных к той или иной экспозиции, была выделена группа ледников на субгоризонтальных поверхностях со слабовыраженными экспозиционными различиями, куда были отнесены почти все плосковершинные ледники, в сумме составляющие более 35% всей площади оледенения.

Малый ледниковый период. Согласно реконструкции авторов, в максимум МЛП оледенение хр. Цамбагарав было представлено 73 ледниками суммарной площадью 128,4 км². С максимума МЛП площадь оледенения сократилась на 47%. Средневзвешенное положение фирновой границы составляло 3585 м, что на 165 м ниже, чем в настоящее время. Ниже всего (до высоты 2670 м) спускались ледники в долине р. Ямат-Гол – это примерно на 300 м ниже, чем в настоящее время.

В малый ледниковый период плосковершинные ледники массива сливались, образуя в плане единый ледник сложной конфигурации, объединявший все ледниковые комплексы за исключением комплекса А. Оледенение высокогорной части хребта имело сплошной характер, средняя интенсивность оледенения (отношение площади оледенения к длине несущего водораздела) составляла 1,3 км²/км. Более трети ледников были висячими и развивались на крутых склонах под плосковершинными ледниками. Основная часть этих ледников к настоящему времени исчезла. По площади доминировали плосковершинные ледники (свыше 44%), поэтому более 40% площади оледенения было приурочено к субгоризонтальным поверхностям. На склонах максимальное развитие имели ледники северо-восточной (20,4%) и северной (15,3%) экспозиций.

К 1968 г. площадь оледенения сократилась до 82,69 км², т.е. примерно на 36%, фирновая линия поднялась на 89 м. К 2006 г. произошло дальнейшее сокращение площади ледников до 71,32 км², а высота фирновой линии по отношению к 1968 г. поднялась на 60 м. Наконец, в период 2006–2015 гг. площадь оледенения уменьшилась дополнительно на 2,91 км², а высота фирновой границы поднялась ещё на 16 м (табл. 3). Если сокращение ледников после максимума МЛП началось около 1820 г. (по аналогии с результатами реконструкции оледенения МЛП близко расположенного горного массива Монгун-Тайга [8]), то можно констатировать, что с конца 1960-х годов, а особенно в 2006–2015 гг., темпы сокращения ледников и подъёма фирновой границы были существенно выше, чем в среднем с максимума МЛП, что можно объяснить изменением климата в неблагоприятную для ледников сторону.

Таблица 3. Средние скорости сокращения оледенения хр. Цамбагарав с максимума малого ледникового периода по 2015 г.

Параметры	1820–1968 гг.	1968–2006 гг.	2006–2015 гг.
Средняя абсолютная скорость сокращения площади оледенения, км ² /год	0,31	0,30	0,32
Средняя относительная скорость сокращения площади оледенения, %/год	0,24	0,36	0,45
Средняя скорость подъёма фирновой границы, м/год	0,6	1,6	1,8

Таблица 4. Изменения морфологической структуры оледенения и экспозиционного распределения ледников хр. Цамбагарав в период с максимума малого ледникового периода по 2015 г.*

Тип и экспозиция ледников	Максимум МЛП – 1968 гг.	1968–2006 гг.	2006–2015 гг.
<i>Морфологический тип ледников</i>			
Долинные	6,98/22,7	1,50/7,1	0,53/2,7
Карово-долинные	5,03/23,4	2,50/19,2	0,63/5,7
Каровые	5,09/66,4	1,00/31,1	0,28/8,4
Карово-висячие	0,25/38,5	1,08/19,4	0,39/8,9
Висячие	2,26/21,8	1,31/20,2	0,29/5,7
Склоновые	0,07/20,6	1,03/36,4	0,09/25,0
Плосковершинные	25,99/45,6	2,99/9,8	0,70/2,6
Присклоновые	0,08/100,0	0/0	0/0
<i>Экспозиция ледников</i>			
С	4,54/20,9	1,81/12,1	0,44/3,8
СВ	8,96/37,1	2,05/11,8	1,04/6,1
В	4,43/35,2	2,26/32,5	0,21/4,5
ЮВ	1,1/60,8	0,56/50,0	0,12/20,0
Ю	0,58/19,7	0,89/21,4	0,13/4,0
ЮЗ	1,08/16,2	0,09/2,6	0,03/0,9
З	0,11/13,6	0,19/21,8	0/0,0
СЗ	1,14/22,3	0,91/15,5	0,24/4,7
Субгоризонтальные поверхности	23,81/45,2	2,70/9,7	0,69/2,8

*В числителе – уменьшение площади ледников, км²; в знаменателе – уменьшение площади ледников данной группы, %.

В период с максимума малого ледникового периода по 1968 г. наибольшее абсолютное сокращение испытали плосковершинные ледники (более половины площади всех деградировавших участков оледенения, табл. 4), а наибольшее относительное сокращение характерно для каровых и плосковершинных ледников; исчез и единственный присклоновый ледник. Сильное сокращение площади плосковершинных ледников произошло в основном в результате исчезновения крупного плосковершинного ледника в верховьях рек Их-Хоргайт и Бага-Хоргайт, распада единого плосковершинного ледника, объединявшего комплексы Б, В и Г, а также деградации его южной лопасти в верховьях правого притока р. Цаган-Гол. Последнее представляет собой наиболее яркий пример связи между деградацией плосковершинных ледников и распо-

ложенных непосредственно под ними каровых ледников. Первичная причина – деградация плосковершинных ледников за счёт подъёма положения фирновой границы с высоты около 3600 м до 3700–3800 м. Расположенные ниже каровые ледники (в данном случае они приурочены к серии каров с высотой днищ около 3400 м) перестают получать питание сдуваемым с поверхности плосковершинных ледников снегом и быстро исчезают.

Изменение экспозиционного распределения ледников в период с максимума МЛП по 1968 г. соответствовало изменениям морфологической структуры оледенения – наибольшие площади потеряли ледники субгоризонтальных поверхностей. Сильно сократились и ледники северо-восточных склонов, главным образом за счёт деградации каровых ледников в верховьях

р. Ямат-Гол и правого притока р. Цаган-гол. В период 1968–2006 гг. тенденции предыдущего этапа продолжились. Наибольшее абсолютное сокращение испытали плосковершинные ледники (исчезла перемычка между ледниковыми комплексами В и Г), наибольшее относительное сокращение – склоновые ледники, что обусловлено распадом плосковершинных ледников в предыдущий период, и каровые ледники. Наиболее устойчивыми были долинные ледники.

Ледники субгоризонтальных поверхностей, а также подветренных северо-восточных и восточных склонов потеряли наибольшие площади. Это связано с преимущественной деградацией ледников, не входивших в ледниковые комплексы и располагавшихся на сниженных участках хребта между комплексами А, Б, В и Г, а также к югу от последнего. К 1968 г. ледники существовали здесь только на подветренных склонах, что указывает на подъём климатической снеговой границы выше этих сниженных участков. В результате при дальнейшем изменении климата в неблагоприятную для оледенения сторону эти ледники легко деградировали, что и внесло основной вклад в изменение распределения оледенения по экспозициям.

В 2006–2015 гг. различия в скорости абсолютного сокращения площади плосковершинных ледники разных морфологических типов уменьшились, что связано с их деградацией на пониженных участках водоразделов в предыдущий период. Снизилось абсолютное и относительное сокращение каровых ледников с исчезновением наиболее низко расположенных среди них в 1968–2006 гг. В то же время продолжилось быстрое относительное уменьшение площади склоновых ледников – остатков ледниковых перемычек между комплексами.

На протяжении всего периода с максимума МЛП по 2015 г. наибольшее относительное сокращение ледников отмечалось на склонах юго-восточной экспозиции. Ввиду орографических особенностей хребта эти склоны имеют очень небольшую протяжённость, мало расчленены и имеют большие уклоны. Как следствие, ледники здесь на протяжении всех рассматриваемых периодов времени были малы и наименее устойчивы к климатическим изменениям. Ещё одна особенность изменений экспозиционного распределения ледников – большое абсолютное

Таблица 5. Динамика отступления долинных ледников хр. Цамбагарав в разные периоды*

Номер ледника	1820–1968 гг.	1968–2006 гг.	2006–2015 гг.	1820–2015 гг.
5	218/1,5	140/3,7	80/8,9	438/2,2
7	492/3,3	140/3,7	29/3,2	661/3,4
9	831/5,6	216/5,7	135/15,0	1182/6,1
54	284/1,9	355/9,3	169/18,8	808/4,1
53	933/6,3	438/11,5	89/9,9	1460/7,5
34	1290/8,7	758/19,9	85/9,4	2133/10,9

*В числителе – всего, м; в знаменателе – средняя скорость за данный период, м/год.

сокращение ледников северо-восточной экспозиции, превышавшее соответствующие значения всех прочих экспозиций. Несмотря на это в распределении ледников по экспозициям преобладали ледники северо-восточных склонов. Во многом это связано с тем, что при распаде и деградации ледников других экспозиций ледниковые потоки северо-восточных экспозиций сохранялись и становились новыми самостоятельными ледниками (например, ледники № 30, 47, 49).

Механизмы деградации ледников горного узла Цамбагарав преимущественно сводятся к линейному отступанию ледников, процессы бронирования выражены слабо и отмечаются только в карах на некоторых периферийных участках района оледенения. Причина – незначительная степень загрязнённости ледниковых поверхностей из-за малых площадей скальных выходов. При рассмотрении средних расчётных скоростей отступления долинных ледников обращает на себя внимание тенденция к увеличению скоростей отступления с запада на восток (табл. 5). Вероятно, в рассматриваемый период ухудшение условий питания ледников в большей степени проявлялось в районах, расположенных в ветровой тени наиболее высоких участков данного горного хребта, т.е. возросла контрастность в увлажнённости разных частей ледникового узла.

Пока сложно судить о степени неравномерности отступления ледников данного центра оледенения в связи с малой продолжительностью рядов наблюдений. Скорости отступления в общем увеличиваются, что хорошо согласуется с общей тенденцией изменения оледенения хр. Цамбагарав, отмеченной нами ранее. В перспективе, при сохранении нынешней тенденции к освобождению скальных выходов на стыке

плосковершинных и выводных ледников, следует ожидать увеличения степени забронированности последних. Однако серьёзно влиять на механизмы сокращения ледников этот процесс будет не ранее, чем через несколько десятилетий.

Обсуждение результатов

Оледенение хр. Цамбагарав представляет собой наиболее отчётливый пример характерного для юго-востока Русского Алтая и северо-запада Монгольского Алтая существования ледниковых комплексов, в которых центральное положение занимают плосковершинные ледники. Нигде в регионе они не имеют такого развития и не достигают таких размеров (до 5–8 км²), как в хр. Цамбагарав. Несмотря на высоту фирновой границы (3748 м), на 300–400 м превышающую высоту фирновой границы таких центров оледенения, как массив Табын-Богдо-Ола (примерно в 200 км на западе-северо-западе) и хр. Чихачева (около 150 км на северо-северо-западе), и на 100–200 м выше, чем в массивах Хархира и Турген (примерно 100 км к северо-северо-востоку), оледенение хр. Цамбагарав по площади уступает лишь первому из них и превышает прочие. Это связано с большой абсолютной высотой и уплощённой формой водоразделов (согласно картометрическим измерениям площадь хребта на высотах более 3720 м составляет 60,98 км² при суммарной протяжённости несущих оледенение участков хребта около 40 км), обеспечивающих также компактность оледенения.

Нижняя граница долинных ледников варьирует в довольно широких пределах – от 3000 до 3400 м. При этом значения ледникового коэффициента k снижаются в направлении с запада на восток. Так, долинные ледники комплекса А имеют значения k , равные 2,66, 1,49 и 2,86 (ледники № 5, 7 и 9 соответственно). Эти ледники получают основное питание в высокогорных (около 4000 м) карах, верхние части трогов расширены и разветвлены, а в области абляции, наоборот, сужены. Превышение площади аккумуляции над площадью абляции здесь компенсируется тем, что область абляции для ледников № 7 и 9 имеет вертикальную протяжённость примерно на 200 м больше, чем область аккумуляции. Похожая ситуация отмечается на

наветренном склоне ледникового комплекса Е (ледник № 54, $k = 2,33$, вертикальный диапазон области абляции на 230 м больше, чем у области аккумуляции). Однако далее к востоку, вероятно, сказывается уменьшение количества осадков в ветровой тени, поэтому значение перераспределённых осадков возрастает. Так, у ледника № 53 значение k составляет 0,94, а нижняя граница ледника поднимается до 3280 м, ещё далее, к юго-востоку, у ледника № 34 эти величины равны 0,60 и 3400 м соответственно.

Повышенная концентрация твёрдых осадков на ледниках подветренных склонов хр. Цамбагарав может быть объяснена ролью плосковершинных ледников, снег с которых сдувается на подветренные склоны. Так, для ледников массива Монгун-Тайга, имеющих большое морфологическое сходство с ледниками хр. Цамбагарав и находящихся в схожих климатических условиях, рассчитанные нами значения коэффициента концентрации снега составили в среднем от двух до трёх для долинных и от трёх до восьми для каровых и карово-долинных ледников [7].

Для расчёта приблизительных условий существования современных ледников хр. Цамбагарав мы использовали высотный градиент количества осадков, рассчитанный при сопоставлении данных ГМС Баяннур и Эрдэнбурен. Получена величина 7,7 мм/100 м, близкая к значению градиента, установленного нами для массива Монгун-Тайга (7 мм/100 м). Для расчётов был выбран ледник № 53 (высота фирновой границы 3750 м) площадью 3,2 км². Рассчитанное количество осадков на высоте фирновой границы составило 270 мм. Поскольку средняя летняя температура на ГМС Эрдэнбурен (16,6 °С) практически не отличается от температуры на ГМС Баяннур, определить высотный температурный градиент по этой паре станций нельзя. Возможное решение данной проблемы – использование полученной нами для Алтае-Саянской горной страны [9] зависимости

$$Gt = 1,264p^{-0,1297}, \quad (1),$$

где Gt – высотный градиент температуры, °С/100 м; p – среднее годовое количество осадков в высотном поясе между двумя точками расчёта, мм.

Полученное значение градиента температуры составило 0,65 °С. Необходимо также учесть тем-

пературный скачок при переходе от неледниковой поверхности к ледниковой. Для ледника Селиверстова в массиве Монгун-Тайга, близкого по размерам к леднику № 53, средняя летняя величина температурного скачка равна $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ [10]. Кроме того, возможно использование величины, которая, исходя из длины ледника (3,13 км), согласно [11], должна составлять $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Расчёты таяния проводились по полученной нами [12] для ледников массива Монгун-Тайга (имеющих большую степень морфологического сходства с ледниками хр. Цамбагарав и находящимися в схожих климатических условиях) формуле зависимости абляции от температуры:

$$Ab = 36,144t_f^2 + 294,6t_f + 511,6, \quad (2)$$

где Ab – абляция слоя воды, мм; t_f – средняя температура лета на фирновой границе ледника.

Расчитанное значение средней летней температуры на фирновой границе составило: $0,62\text{ }^{\circ}\text{C}$ при допущении величины температурного скачка $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}$ при принятии величины температурного скачка $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это даёт величины абляции/аккумуляции 708 и 518 мм соответственно. При полученном ранее годовом количестве осадков коэффициент концентрации будет равен 2,62 или 1,92. Такое высокое значение данной характеристики вполне объяснимо, если учитывать, что над областью питания ледника с её наветренной юго-западной стороны расположен плосковершинный ледник площадью $2,2\text{ км}^2$.

Согласно результатам реконструкции швейцарскими и российскими учёными аккумуляции на основе результатов бурения плосковершинного ледника № 55 (ледниковый комплекс Е), в период 1815–2009 гг. её величина составляла 329 ± 91 мм [2]. Наши расчёты для места бурения (4130 м) по алгоритму, аналогичному расчётам для фирновой границы ледника № 53, дают годовое количество осадков около 300 мм при практически нулевой годовой абляции, что вполне укладывается в рамки данной оценки.

Большинство реконструкций оледенения в максимум малого ледникового периода относится к Русскому Алтаю. Так, П.А. Окишев (1982) оценивает подъём снеговой границы на Русском Алтае за период с максимума МЛП в 70 м [13]. Оценка П.А. Окишева получена другим методом – по формуле Л.А. Варданянца, в которой

депрессия фирновой границы рассчитывается по изменению длины ледника и высоты его нижней точки и для другого интервала времени (с максимума МЛП по 1982 г.). Наш опыт исследования динамики ледников Алтая даёт основание полагать, что эта формула мало применима для небольших каровых и висячих ледников, а также для плосковершинных ледников.

Ф. Лемкюль [14] для массива Турген реконструировал 56% сокращения площади оледенения с максимума МЛП по 1991 г. и 81 м подъёма границы питания ледников, а для соседнего массива Хархира – 31% и 76 м соответственно. Эти величины существенно меньше полученных нами для хр. Цамбагарав (47% и 165 м). Отличия связаны с методическими вариациями: Лемкюль рассчитывал депрессию границы питания в основном по крупным долинным ледникам методом TSAM (toe-to-summit altitude method), при котором высота границы питания определяется как средняя арифметическая между верхней и нижней точками ледника. Кроме того, в данных Лемкюля нет вклада 24-х лет после 1991 г. Не учитывалось, что оледенение хр. Цамбагарав имеет существенно большую долю плосковершинных ледников, быстрее реагирующих на изменения климата.

В горном массиве Монгун-Тайга, согласно реконструкции оледенения комплекса главной вершины, выполненной Р.М. Мухаметовым [15], с максимума МЛП по 1986 г. суммарная площадь ледников сократилась на 49,3%. По нашей оценке, сделанной для всей территории массива Монгун-Тайга, ледники с максимума МЛП по 2013 г. уменьшили площадь на 59% при депрессии фирновой границы 120 м [7]. Эти величины ближе к полученным нами по хр. Цамбагарав, что, вероятно, связано с отмеченным ранее морфологическим сходством этих ледниковых узлов.

Отдельного рассмотрения требуют оценки, полученные для хр. Цамбагарав в работах [16, 17], поскольку в них, как и в нашей работе, использованы снимки Согопа. Авторы оценивают площадь оледенения на 1968 г. в $74,8\text{ км}^2$, что значительно меньше нашей оценки в $82,69\text{ км}^2$, а к 2000 г., согласно их данным, площадь оледенения не изменилась, тогда как по нашим оценкам в 2006 г. она составила $71,32\text{ км}^2$. К сожалению, в обоих источниках приводится только конечный

результат измерений, но нет ни схем отрисовки, ни каталогов ледников, что затрудняет сопоставление с нашими оценками. На единственной схеме дана только западная часть ледникового узла (комплексы А и Б) на снимках Corona и Landsat, причём вывод об отсутствии изменений контуров ледников делается по сравнению этих снимков в весьма мелком масштабе. Отметим, что изменения контуров ледников с 1968 по 2006 г. достаточно хорошо заметны даже при использовании для 2006 г. снимков Landsat 5 с разрешением 30 м (см. рис. 2, врезка).

Сравнение полученных нами данных о скоростях сокращения ледников хр. Цамбагарав с данными по другим близким центрам оледенения показывает, что эти скорости вполне характерны для региона. По данным [18], полученным на основе анализа повторных фотографий, наземных наблюдений и космических снимков, средняя скорость отступления ледника Западный Турген в массиве Тургени-Нуру составляла: 6,7 м/год для 1910–1970 гг., 3,9 м/год для 1970–1992 гг. и 6,1 м/год для 1992–2010 гг. Примерно такие же скорости отступления установлены для ледника Восточный Мугур в массиве Монгун-Тайга: 3,6 м/год для 1952–1966 гг., 7,3 м/год для 1966–1995 гг. и 3,9 м/год для 1995–2013 гг. [19]. Ледник Григорьева в хр. Чихачева после максимума МЛП, по нашим данным, сокращался со скоростью от 1,6 до 11,25 м/год. Высокие скорости отступления, установленные нами для ледника № 54 в 2006–2015 гг. (18,8 м/год) и для ледника № 34 в 1968–2006 гг. (19,9 м/год), также не выходят за рамки скоростей, отмеченных для ледников региона: ледник Селиверстова (массив Монгун-Тайга) сокращался со скоростью 6,1 м/год в 1952–1966 гг., 15 м/год в 1966–1995 гг. и 22 м/год в 1995–2013 гг. [19]; ледник Потанина в массиве Таван-Богдо-Ола в 1987–2001 гг. отступал со средней скоростью 43 м/год [20]. Увеличение скоростей отступления большинства долинных ледников также отвечает общей региональной тенденции.

В работе [21] к XIX в., к первой половине которого мы относим максимум МЛП в районе исследования, на территории Западной Монголии относятся наиболее холодные 20-, 50- и 100-летние интервалы времени за последнее тысячелетие, а к XX в., напротив, наиболее тёплые 20-, 50- и 100-летние интервалы за тыся-

челетие. В то же время, согласно результатам реконструкции швейцарских и российских учёных аккумуляции на основе результатов бурения плосковершинного ледника № 55 (ледниковый комплекс Е), в период 1815–2009 гг. количество осадков возросло по отношению к предшествовавшему очень продолжительному (длительностью 4,5 тыс. лет) «сухому» интервалу [2]. Таким образом, основная причина деградации ледников после максимума МЛП – повышение температуры. Это, отчасти, объясняет преимущественную деградацию плосковершинных ледников, более чувствительных к изменениям температуры. Причина сокращения ледников в период с 1968 г. – также тренд к повышению летних температур в Западной Монголии с 1965 по 2004 г. [1]. Для этого же периода времени характерна некоторая региональная тенденция к росту количества осадков (примерно 6,8 мм/10 лет) [1], которая, очевидно, недостаточна, чтобы уравновесить эффект потепления.

Выводы

Получена новая информация о современном оледенении хр. Цамбагарав и его динамике с максимума малого ледникового периода. Впервые выполнена реконструкция ледников этого узла в максимум МЛП. Установленная в результате исследований тенденция к ускорению сокращения площади оледенения соответствует тренду повышения летних температур в Западной Монголии с 1965 по 2004 г. При стабильности текущих климатических условий следует ожидать перехода малых ледников в стационарное состояние. Поведение долинных ледников более индивидуально и менее предсказуемо, что определяется геоморфологическими условиями их существования.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РФФИ и РГО, проекты № 13-05-41075 РГО_a, №15-05-06611 А, № 13-05-00851-а, № 14-05-00796.

Acknowledgments. The study was funded by the Russian Foundation of Basic Research and the Russian Geographical Society (13-05-41075 RGO_a, 15-05-06611 A, 13-05-00851-a, 14-05-00796).

Литература

References

1. *Otgonbayar D.* Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав). Барнаул: Бизнес-Коннект, 2013. 156 с.
2. *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. P. 59–68.
3. *Бямба Ж., Селиванов Е.И.* Современное оледенение Монголии // *Изв. ВГО*. 1971. № 3 (103). С. 249–254.
4. *Davaa G., Basandorj J.* Changes in hydrological systems of Mongolia // 13th Intern. 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. P. 113–122.
5. *Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A.* The Glaciers of Mongolia // *INSTAAR Occasional Paper*. 2013. № 61. 43 p.
6. *Kurowsky L.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. 1891. P. 115–160.
7. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В.* Горный массив Монгун-Тайга. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
8. *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.
9. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Буюева М.В.* Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами // *Изв. РГО*. 2013. № 4 (145). С. 45–53.
10. *Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П., Чистяков К.В.* Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики. СПб.: изд. РГО, 1993. 94 с.
11. Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков // *МГИ*. 1977. № 29. С. 53–144.
12. *Ганюшкин Д.А.* Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2001. 195 с.
13. *Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: изд. ТГУ, 1982. 210 с.
1. *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 p. [In Russian].
2. *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.
3. *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].
4. *Davaa G., Basandorj J.* Changes in hydrological systems of Mongolia. 13th Intern. 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.
5. *Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A.* The Glaciers of Mongolia. *INSTAAR Occasional Paper* 2013, 61. 43 p.
6. *Kurowsky L.* Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. 1891: 115–160.
7. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Prjehina G.V.* *Gornyi massiv Mongun-Tayga*. Mongun-Taiga mountain massif. Saint-Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
8. *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.
9. *Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Bueva M.V.* Variability of the altitudinal position of firm line on the glaciers of Altai-Sayan mountain region and its connection with climatic parameters. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obschestva* Bulletin of the Russian Geographical Society. 2013, 4 (145): 45–53. [In Russian].
10. *Moskalenko I.G., Seliverstov Yu.P., Chistyakov K.V.* *Gornyi massiv Mongun-Tayga (Vnutrennyaya Aziya)*. *Opyt ekologo-geograficheskoy kharakteristiki*. Mongun-Taiga mountain massif (Inner Asia). An experiment of ecologic-geographical characteristic. Saint-Petersburg: Russian Geographical Society, 1993. 94 p. [In Russian].
11. *Programma i metodicheskie ukazaniya po sostavleniyu Atlasa snezhno-ledovykh resursov mira*. Program and methodical regulations for the compilation of the World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 29: 53–144. [In Russian].
12. *Ganyushkin D.A.* *Evolyutsiya klimata i oledeneniya massiva Mongun-Tajga (Yugo-Zapadnaya Tuva) v vyurme i golotsene*.

14. *Lehmkuhl F.* Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains // *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2012, V. 52. P. 12–20.
15. *Мухаметов Р.М.* Колебания ледниковых систем Алтае-Саянской горной страны: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Иркутск: Ин-т географии имени В.Б. Сочавы, 1988. 16 с.
16. *Kadota T., Davaa G.* A preliminary study on glaciers in Mongolia // *Proc. of the 2nd Intern. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. 2004. P. 100–102.
17. *Tsutomu K., Gombo D.* Recent glacier variations in Mongolia // *Annals of Glaciology*. 2007. № 46. P. 185–188.
18. *Kamp U., Mcmanigal K.G., Dashtseren A., Walther M.* Documenting glacial changes between 1910, 1970, 1992 and 2010 in the Turgen Mountains, Mongolian Altai, using repeat photographs, topographic maps, and satellite imagery // *Geographical Journ.* 2013. № 3 (179). P. 248–263.
19. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н.* Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга // *Лёд и Снег*. 2015. № 1 (129). С. 49–60. doi: 10.15356/IS.2015.01.05
20. *Михайлов Н.Н., Останин О.В.* Изменение ледников Южного и Центрального Алтая с конца XIX в. и тенденции их развития в XXI веке // *География и природопользование Сибири*. 2004. № 7. С. 172–182.
21. *D'Arrigo R., Jacoby G., Frank D., Pederson N., Cook E., Buckley B., Nachin B., Mijiddorj R., Dugarjav Ch.* 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine // *Geophys. Research Letters*. 2001. № 3 (28). P. 543–546.
22. *Baasst P.* Modern glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar, 1998. 162 p.
23. *Dashdeleg N.* Modern glaciers of Mongolia. Moscow, Ulaanbaatar: Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR, 1990. 60 p.
24. *Klinge M.* Glacial-geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia 2001. Aachen: Aachener Geographische Arbeiten, 2001. 135 p.
25. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В.* Горные геосистемы внутриконтинентальных регионов Азии – структура и современная динамика // *Вопросы географии*. Сб. 137: Горные исследования. М: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 83–106.
- Evolution of climate and glaciation of Mongun-Taiga massif (South-East Tuva) in Würm and Holocene. Ph.D. Thesis. Saint-Petersburg, 2001: 195 p. [In Russian].
13. *Okishev P.A.* *Dinamika oledeneniya Altaya v pozdnepleystotsene i golotsene*. Dynamics of glaciations of Altai in the Late Pleistocene and Holocene. Tomsk: Tomsk State University, 1982: 210 p. [In Russian]
14. *Lehmkuhl F.* Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains. *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2012, 52: 12–20.
15. *Mukhametov R.M.* *Kolebaniya lednikovyx sistem Altae-Sayanskoy gornoy strany*. Fluctuations of the glacial systems of Altai-Sayan mountain area. Irkutsk: Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS, 1993: 16 p. [In Russian].
16. *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.
17. *Tsutomu K., Gombo D.* Recent glacier variations in Mongolia. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 185–188.
18. *Kamp U., Mcmanigal K.G., Dashtseren A., Walther M.* Documenting glacial changes between 1910, 1970, 1992 and 2010 in the Turgen Mountains, Mongolian Altai, using repeat photographs, topographic maps, and satellite imagery. *Geogr. Journ.* 2013, 3 (179): 248–263.
19. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Yu.N.* Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massives. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 1: 49–60. doi: 10.15356/IS.2015.01.05 [In Russian].
20. *Mikhailov N.N., Ostanin O.V.* Changes of the glaciers in the South and Central Altai since the late XIX century and the tendencies of their development in the XXI century. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Geography and Environmental Management in Siberia 2004, 7: 172–182. [In Russian].
21. *D'Arrigo R., Jacoby G., Frank D., Pederson N., Cook E., Buckley B., Nachin B., Mijiddorj R., Dugarjav Ch.* 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine. *Geophys. Research Letters*. 2001, 3 (28): 543–546.
22. *Baasst P.* Modern glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar, 1998: 162 p.
23. *Dashdeleg N.* Modern glaciers of Mongolia. Moscow, Ulaanbaatar: Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR, 1990: 60 p.
24. *Klinge M.* Glacial-geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia. 2001: 135 p.
25. *Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V.* Mountain geosystems of the intracontinental regions of Asia – structure and modern dynamics. *Voprosy Ggeografii*. 137: *Gornye issledovaniya*. Problems of Geography. Issue 137. Mountain Research. Moscow: 2014: 83–106. [In Russian].