

Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай)

© 2017 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, К.В. Чистяков¹, И.В. Волков¹, Д.В. Банцев¹,
Е.П. Кунаева², Н.Ф. Харламова³

Санкт-Петербургский государственный университет¹, Санкт-Петербург, Россия;
Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина², Санкт-Петербург, Россия;
Алтайский государственный университет³, Барнаул, Россия
*d.ganyushkin@spbu.ru

Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai)

D.A. Ganyushkin^{1*}, K.V. Chistyakov¹, I.V. Volkov¹, D.V. Bantsev¹, E.P. Kunaeva², N.F. Kharlamova³

Saint-Petersburg State University¹, St. Petersburg, Russia; Pushkin Leningrad State University², St. Petersburg, Russia;
Altai State University³, Barnaul, Russia
*d.ganyushkin@spbu.ru

Received October 5, 2016

Accepted April 4, 2017

Keywords: arid climate, delineation, field observations, glacier dynamics, glaciers, South-Eastern Altai.

Summary

As of 2015, 16 glaciers, their total area 23.46 km² and the weighted-mean altitude of the firn line 3335 m, were isolated on the Northern slope of the of the Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai) on the basis of field studies and analysis of satellite images (Landsat-7, SPOT-5, Geoeye-1, CARTOSAT-1). The differences in elevation of the firn lines on the West and East of the investigated area reach 460 m, while the intensity of glaciation differs in 2 times due to changes of annual precipitation from 360 mm in the East to 880 mm in the West. Data on the glaciation had been improved and complemented for three time sections: 1962, 2001, and 2009. Since 1962, areas of the glaciers decreased by 24.3%. The largest rates of the glacial area decreasing took place in 2001–2009. Degradation of the upper parts of the glaciers and uncovered ice-dividing rocks played the major role in the process of retreating. In 2009–2015, the intensity of shortening of the glaciers decreased, and the degradation of their upper parts stopped. In 2000–2009, mainly small glaciers degraded. After 2009, small glaciers have slowed the decline with simultaneous increase of retreating of tongues of the valley glaciers. Abrupt (280 m) shortening of tongue was observed on the glacier Argamdgi-2-Western. This behavior of glacier could be caused by different rate of response to the dramatic warming within the period 1985–2000 and climate stabilization after 2000. If the climatic trends of the last 15 years will be the same in the coming years, we should expect continued rapid retreat of the tongues of the two largest glaciers of this massif along with the further slowdown of the retreat of small glaciers.

Citation: Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Kharlamova N.F. Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (3): 307–325. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-307-325

Поступила 5 октября 2016 г.

Принята к печати 4 апреля 2017 г.

Ключевые слова: аридный климат, дешифрирование, динамика ледников, ледники, полевые наблюдения, Юго-Восточный Алтай.

На основе многолетних полевых наблюдений, дешифрирования космических и аэрофотоснимков уточнены и дополнены данные по современному (2015 г.) оледенению северного склона массива Таван-Богдо-Ола (каталоги и карты ледников), оценено его состояние на 1962, 2001 и 2009 гг. Проанализированы скорости и механизмы сокращения ледников с 1962 по 2015 г. Установлены современное замедление отступления малых ледников и возрастание скоростей отступления относительно крупных ледников.

Положение района исследования

Горный массив Таван-Богдо-Ола — крупнейший центр оледенения Алтая. В этой точке сходятся горные хребты Южный Алтай с запада, Сайлюгем с востока и Монгольский Алтай с юга. Водораздельный гребень в северной части массива отделяет бассейн р. Аргут от бассейна р. Иртыш,

расположенного к юго-западу от него, и от бассейна р. Кобдо (зона внутреннего стока). Указанный водораздел, вытянутый с запада на восток, состоит из нескольких различных по высотам и рельефу отрезков (рис. 1). На протяжении крайнего восточного отрезка, вплоть до высотной отметки 3565,3 м, водораздельная часть хребта имеет уплощённую форму, высота её не превышает 3600 м.

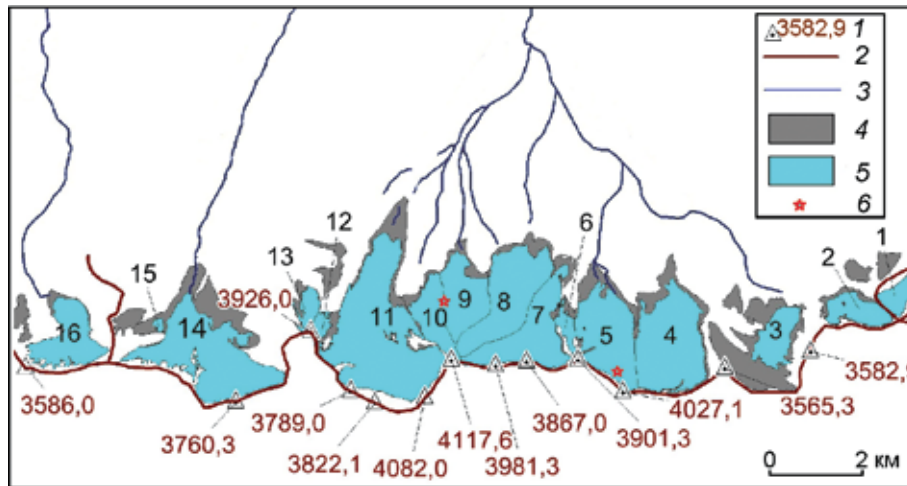


Рис. 1. Сокращение оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г.:

1 – горные вершины; 2 – горные гребни; 3 – реки; 4 – сокращение ледников с 1962 по 2015 г.; 5 – ледники на 2015 г. (с указанием номеров по табл. 2); 6 – места закладки шурфов

Fig. 1. Degradation of glaciation on the northern slope of Tavan-Boghd massif from 1962 to 2015:

1 – summits; 2 – mountain ridges; 3 – rivers; 4 – glacial retreat from 1962 to 2015; 5 – glaciers in 2015 (with numbers from Table 1); 6 – peats

Развитые здесь поверхности выравнивания расчленены глубокими долинами рек Восточный Аргамджи-2 и Аргамджи-1, число цирков и каров достигает десяти. На следующем отрезке, до вершины 3901,3 м, водораздельный хребет приобретает характер острого гребня, а высота его резко увеличивается (на 400–500 м), одновременно возрастает крутизна северного склона. В то же время степень расчленённости рельефа речными долинами уменьшается, кары и цирки развиты слабо, только несколько зачаточных каров есть в пригребневой части склона. Третий отрезок между высотными отметками 3901,3 и 4117,6 м (гора Русский Шатер) характеризуется наибольшими высотами при очень малой расчленённости склона речными долинами, кары развиты слабо и скрыты ледниками. На участке между вершинами высотой 4117,6 и 3926,0 м водораздельный хребет имеет дугообразную форму, окаймляя глубокий цирк в верховьях р. Западная Аргамджи. Отметим, что при движении вниз от цирка по склону глубина долины резко уменьшается с 300–500 до 50–60 м на протяжении всего 2,5 км, что, вероятно, связано с тектоническим подъёмом центральной части массива. Наконец, на пятом отрезке, к западу от вершины 3926,0 м, высота массива уменьшается до 3200–3600 м. Здесь хорошо развиты ледниковые формы рельефа, много каров и цирков, возрастает и глубина вертикального расчленения рельефа.

Таблица 1. Средние месячные значения температуры воздуха и количества осадков по данным ГМС Бертек [27]

Месяцы	Температура, °С	Осадки, мм
I	–27,0	2,8
II	–25,3	3,3
III	–17,4	4,1
IV	–6,4	7,3
V	2,1	18,8
VI	7,9	34,6
VII	9,4	49,0
VIII	7,2	35,5
IX	1,8	22,3
X	–8,2	12,8
XI	–18,2	6,0
XII	–24,7	4,1

По водораздельному хребту между бассейнами рек Аргут, Иртыш и Кобдо проходит государственная граница между Россией с севера и Китаем и Монголией с юга. Северной границей массива служит плоскогорье Укок с преобладающими высотами более 2200 м, откуда достаточно отчётливо просматриваются ледники (рис. 2). Ближайшая к массиву метеостанция (ГМС) Бертек (высота 2200 м) функционировала с 1959 по 1982 г. По её данным (табл. 1), климатические условия у подножия массива характеризуются низкими летними температура-



Рис. 2. Северный склон массива Таван-Богдо-Ола.
Вид на ледники № 3–9 (по Каталогу 2015 г.), фото А.А. Крыловой

Fig. 2. The northern slope of Tavan-Boghd massif.
A view of glaciers № 3–9 (according to the catalogue of 2015), photo by A.A. Krylova

ми (8,2 °С), малым среднегодовым количеством осадков (200,6 мм), ярко выраженным летним максимумом увлажнения при морозной мало-снежной зиме. Согласно оценкам В.П. Галахова и А.Г. Редькина [1], годовое количество осадков в высокогорье массива находится интервале от 600 до 1000 мм.

Постановка проблемы

Впервые ледники северного склона массива описаны В.В. Сапожниковым, посетившим его в 1897, 1905, 1906, 1908 и 1909 гг. и выделившим в бассейне р. Калгута семь ледников [2]. Позднее характеристики оледенения уточнялись Б.В. и М.В. Троновыми (в 1916 г.) [3], а также В.С. Ревякиным и П.А. Окишевым [4]. Последние выделили на северном склоне массива 18 ледников общей площадью 38,6 км², вошедших в Каталог ледников СССР [5]. В дальнейшем информация об оледенении северного склона массива дополнялась Р.М. Мухаметовым [6, 7], Н.Н. Михайловым и О.В. Останиным [8], А.Г. Редькиным [1]. С 1999 г. оледенение северного склона массива изучают географы Санкт-Петербургского государственного университета [9–11]. После полевого сезона 2009 г. был перерыв в полевых наблюдениях (за исключением короткого посе-

щения в 2011 г.) вплоть до полевых работ лета 2015 г., результаты которых послужили основой данной публикации.

Учитывая степень изученности группы ледников северного склона массива, задача настоящего исследования – получить самую современную и детальную информацию о состоянии ледников и их динамике. В рамках поставленной задачи выполнен большой объём исследований, среди которых: 1) обновление имеющейся схемы и Каталога оледенения массива на основе новейших данных 2015 г., а также за счёт включения крайнего восточного (бассейн р. Аргамджи-1) и крайнего западного (бассейн р. Кара-Чад) ледников, фактически относящихся к одной группе вместе с другими ледниками массива, но не рассматривавшихся в наших предыдущих работах из-за труднодоступности при проведении полевых наблюдений; 2) продление рядов наблюдений за отступанием ледников по результатам полевых работ 2015 г., а также дешифрирования аэрофотоснимков 1962 г.; 3) определение климатических условий существования ледников и их отличий в восточной и западной частях исследуемого участка путём гляциоклиматических расчётов и снегомерных наблюдений; 4) анализ основных закономерностей динамики оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола за период с 1962 по 2015 г.

Материалы и методы

Работа базировалась на результатах многолетних полевых наблюдений (1999–2004, 2006, 2009, 2011 и 2015 гг.). В полевой сезон 2015 г. ледники обследовались детально. В результате предыдущий вариант Каталога ледников и схема оледенения были существенно изменены: добавлено по одному леднику в бассейнах рек Восточный Аргамджи-2, Аргамджи-1, Аргамджи-3 и Кара-Чад, уточнены также положения ледоразделов и несущего гребня. Проводились GPS-маркирование краёв ледников, обновление прежних и заложение новых реперов у концов ледников и отдельных ледниковых лопастей. Полученные в 2015 г. данные сопоставлены с результатами полевых наблюдений 2000–2009 гг., которые были дополнены результатами дешифрирования аэрофотоснимков 1962 г., а также космических снимков Landsat-7 2001 г. (разрешение 15 м, дата съёмки 04.09.2001), SPOT-2 (панхроматический, разрешение 15 м, дата съёмки 23.07.2006), SPOT-5 (панхроматический, разрешение 2,5 м, дата съёмки 31.08.2010), Geoeye-1 (мультиспектральный, разрешение 0,5 м, дата съёмки 24.07.2010) и CARTOSAT-1 (панхроматический, разрешение 2,5 м, дата съёмки 16.07.2008).

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 (45). Затем снимки орто-трансформировались по ЦМР ASTER GDEM v.2 (30 м), использовался умеренно-подчёркивающий фильтр. Карты ледников создавались на топографической основе 1:50 000. При составлении Каталогов ледников использованы результаты картометрических измерений по топографическим картам масштаба 1:50 000, а также GPS-привязки, полученные при маршрутных полевых наблюдениях 2015 г.

При гляциоклиматических расчётах в качестве исходных использовались средние много-

летние данные летних температур и годового количества осадков, взятые из Справочников по климату СССР. Применялись региональные зависимости, полученные нами ранее. Так, зависимость изменения высоты фирновой границы от изменения годового количества осадков, которую мы получили для Алтае-Саянской горной страны [12], имеет следующий вид:

$$\Delta Z_f = 0,47 \Delta p, \quad (1)$$

где ΔZ_f – разность высот фирновой границы (относительно высотного уровня одинаковой средней летней температуры), м; Δp – изменение количества осадков, мм.

Региональная зависимость высотного склонового градиента от количества осадков, позволяющая рассчитать температуру на высотных уровнях, для которых отсутствуют прямые измерения температур, также получена для Алтае-Саянского региона [12]:

$$Gt = 1,264 p^{-0,1297}, \quad (2)$$

где Gt – высотный склоновый градиент температуры, °C/100 м; p – среднее годовое количество осадков в данном высотном диапазоне, мм.

При заложении шурфов для определения удельного годового баланса массы отбирались образцы снега, фирна и льда для определения концентраций стабильных изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и водорода δD . Отбор проб производился в герметичные ёмкости объёмом 50 мл через каждые 5 см. Изотопные характеристики определялись в Лаборатории изменения климата и окружающей среды Арктического и Антарктического НИИ (г. Санкт-Петербург) на газовом анализаторе Picarro L-2120i. Методика выделения годичных слоёв, основанная на различном изотопном составе летних и зимних осадков, приведена в работе [13]. Для расчётов индекса баланса массы ледников использовалась методика Г.Е. Глазырина [14], в которой для вычисления необходимы данные о температуре воздуха и осадках на базовой ГМС, а также высота фирновой границы:

$$Ib = Ak - Ab,$$

где Ib – индекс баланса массы; Ak – аккумуляция; Ab – абляция.

Для расчёта абляции необходимо вычислить среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы $t(z_{\text{ф}})$ с помощью вертикального тем-

Таблица 2. Основные характеристики ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола на 2015 г.

Номер ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	S	L	$Z1$	$Z2$	Zf	$A1, A2^{**}$
1	Аргамджи-1	Каровый	0,38	0,92	3150	3500	3300	СВ
2	Восточный Аргамджи-2	Склоновый	0,68	1,3	3340	3590	3500	СЗ
3		Каровый	0,82	1,35	3232	3520	3400	С
4		Склоновый	2,76	2,57	3107	3990	3450	СВ, С
5		Склоновый	2,07	2,55	3093	4020	3340	СВ, С
6		Висячий	0,26	1,39	3260	3900	3420	С
7		Склоновый	1,95	3,35	3011	4100	3160–3600	СВ
8		Восточный Аргамджи-2, Западный Аргамджи-2	Склоновый	2,27	3,16	3115	4100	3380
9	Западный Аргамджи-2	Склоновый	1,32	2,09	3065	4000	3320	С
10		Склоновый	0,94	2,04	3209	4117	3430	С
11		Долинный	4,77	3,94	3048	4100	3380	СЗ, С
12		Висячий	0,19	0,44	3550	3860	–	В
13	Аргамджи-3	Висячий	0,31	0,88	3085	3325	3440	СЗ
14		Долинный	3,32	3,16	2860	3760	3080–3200	С
15		Присклоновый	0,05	0,34	3000	3080	3040	СВ
16	Кара-Чад	Карово-долинный	1,37	1,96	2870	3470	3110	С, СЗ
Сумма			23,46	Средневзвешенное			3335	–

* 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.

**Если дана одна экспозиция, то экспозиции областей аккумуляции и абляции совпадают; если дано две экспозиции, то первая экспозиция относится к области аккумуляции, а вторая – к области абляции.

пературного градиента γ , высоты ГМС z_0 и высоты границы питания z_{ϕ} . При переходе на ледниковую поверхность следует учитывать величину температурного скачка Δt . В результате получаем:

$$t(z_{\phi}) = t(z_0) + \gamma(z_{\phi} - z_0) - \Delta t. \quad (3)$$

Зная среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы, можно определить абляцию по уточнённой формуле А.Н. Кренке и В.Г. Ходакова [15]:

$$Ab = 1,33(t(z_{\phi}) + 9,66)^{2,85}. \quad (4)$$

Аккумуляция рассчитывается по формуле $Ak = KP$, где K – коэффициент концентрации; P – годовое количество осадков.

Динамика исследованных ледников

По состоянию на 2015 г. на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола насчитывается 16 ледников суммарной площадью 23,46 км² (табл. 2). Средневзвешенная высота фирновой границы составляет 3335 м. Оледенение наиболее разви-

то вдоль трёх центральных отрезков горного гребня (табл. 3), что, очевидно, связано с наибольшей их высотой. На этом участке ледники примыкают друг к другу, фактически образуя единый комплекс, доминирующую роль в котором, с точки зрения формирования ледниковых потоков, играют вершины 4117,6 и 3901,3 м. Расположенные западнее и восточнее ледники разрознены, что связано со снижением высоты их горного обрамления. При этом для крайних западного и восточного отрезков высота гор в среднем приблизительно одинакова, однако в первом случае высота фирновой границы меньше на 280 м, а интенсивность оледенения больше почти в 2 раза. Наиболее вероятные причины данного явления – значительное уменьшение количества осадков и ухудшение условий питания ледников в направлении с запада на восток, отмеченные нами ранее [11].

Самый восточный на северном склоне массива каровый ледник № 1 расположен весьма выгодно с точки зрения питания, получая его в основном за счёт метелевого переноса с платообразного участка на высотах 3450–3650 м, занятого ледником № 2. Положение ледника в глубоком каре се-

Таблица 3. Основные характеристики разных участков оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола

Характеристики	Участок хребта				
	к востоку от высоты 3565,3 м	3565,3–3901,3 м	3901,3–4117,6 м	4117,6–3926,0 м	3926,0–3586,0 м
Диапазон высот, м	3543–3620	3517–4027	3850–4117	4117–3750	3960–3200
Длина отрезка, км	5,1	3,6	2,89	4,53	7,78
Номера ледников	1–3	4, 5	6–10	11, 12	13–16
Интенсивность оледенения, м ² /км	0,37	1,34	2,33	1,09	0,65
Средневзвешенная высота фирновой границы, м	3415	3405	3365	3380	3150

веро-восточной экспозиции способствует малой абляции и стабильности его положения, поэтому он отступил всего на 92 м от положения 1962 г. и до сих пор ещё располагается в непосредственной близости от внутреннего края моренного комплекса малого ледникового периода (МЛП). Поэтому у края ледника в сезон абляции формируется небольшое озеро. Свежие следы размыва морены МЛП указывают на недавние прорывы этого озера, вероятно, благодаря деградации ледяного ядра моренной подпруды. К северу от ледника № 1 в 1962 г. существовал небольшой склоновый ледник, на месте которого уже к 2000 г. было несколько многолетних снежников.

Ледник № 2 расположен на слабонаклонённом склоне, ограниченном сверху и снизу двумя выровненными участками на высотах 2560–2620 и

3320–3400 м соответственно. С 1962 г. ледник отступил примерно на 170 м, т.е. в среднем со скоростью около 3,2 м/год. При этом после деградации нижней части ледника, выходящей в 1960-е годы на выположенную площадку, скорости сокращения ещё более снизились, а в период 2009–2015 гг. отступление не зафиксировано вообще. Такая стабильность ледника обеспечивается относительно высокой динамической активностью ледникового языка, залегающего на крутом участке склона при высоком его гипсометрическом положении. В 1962 г. к северу от ледника № 2 существовал малоактивный склоновый ледник, который к 2000 г. уже полностью деградировал.

Следующий к западу **ледник № 3** (рис. 3) имеет два потока – восточный, присклоновый (лопасть А), и основной, выходящий из кара северо-

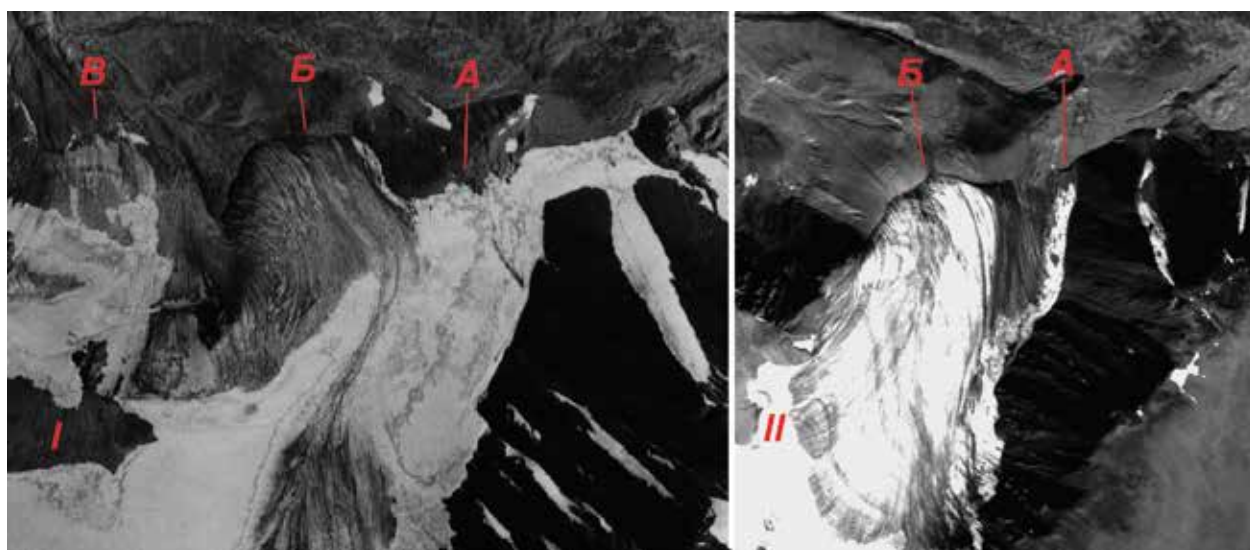


Рис. 3. Ледник № 3 на аэрофотоснимке 1962 г. (I) и на космическом снимке SPOT-5 2010 года (II). Лопasti ледника указаны буквами А–В

Fig. 3. Glacier № 3 at the space image 1962 (I) and SPOT-5 2010 (II). Glacial snouts are shown by indices А–В

Таблица 4. Вычисление среднего значения высотного плювиометрического градиента для западной части массива Таван-Богдо-Ола по парам ГМС

Пара метеостанций	Градиент, мм/100 м	Расчётное количество осадков на уровне 3150 м, мм
Большенарымское–Катон-Карагай	10,57	676
Буран–Катон-Карагай	28,27	1042
Зайсан–Катон-Карагай	21,6	983
Самарка–Катон-Карагай	17,6	821
<i>Среднее</i>	<i>19,5</i>	<i>880,5</i>

восточной экспозиции (лопасть *Б*). Присклоновая составляющая ледника сильно заморенена и обрывается к небольшому приледниковому озеру, которое подпружено моренным валом, образованным, вероятно, в МЛП. С его проксимальной стороны отмечаются многочисленные выходы погребённого льда. Нижний край основного потока ледника в западной части выходит на крутой уступ, а в восточной – на выположенную площадку над моренным комплексом МЛП на высоте около 3250 м. В 1962 г. площадь ледника была больше современной примерно в 3 раза; существенно сложнее была и его структура: в верхней части к нему приключилось обширное снежно-фирновое поле, расположенное над каром на поверхности выравнивания на высотах 3400–3560 м. Разделение языка ледника на лопасти было выражено значительно сильнее современного, кроме того самая западная его часть спускалась по крутому склону в долину до уровня 2990 м, формируя третью лопасть (лопасть *В*). С запада к леднику № 3 примыкал ещё один каровый ледник, к настоящему времени трансформировавшийся в небольшой снежник. В период 1962–2000 гг. произошло основное сокращение ледника за счёт деградации верхней части фирнового поля, а также исчезновения западной лопасти. В то же время центральная (табл. 4) и восточная лопасти ледника сокращались медленно (последняя за 1962–2015 гг. в среднем всего на 2,5 м/год), что, вероятно, связано с их высоким гипсометрическим положением. С 2004 г. скорость сокращения центральной лопасти, а с 2009 г. и восточной лопасти постепенно увеличивается.

Склоновый ледник № 4 сейчас имеет двухлопастное строение. Главная лопасть – восточная – в 1962 г. спускалась в расположенное ниже

ущелье примерно до высоты 3020 м. К настоящему времени язык ледника отступил на относительно выположенный и неглубоко врезанный участок, чем объясняется некоторое ускорение его отступления после 2009 г.

Ледник № 5 (рис. 4) имеет сложное строение: его восточная составляющая (*А*) начинается в приводораздельном каре с высотой днища около 3650 м; центральная склоновая составляющая (*Б*) имеет наименьшую мощность льда и начинается на высоте около 3800 м; западная составляющая (*В*) – самая мощная, выходит из кара с отметками днища около 3250 м. В свое время Ю.П. Селиверстов [9] на основе анализа АФС 1962 г. высказал предположение о пульсирующем характере западного ледникового потока, однако в годы наблюдений проявление таких пульсаций не за-

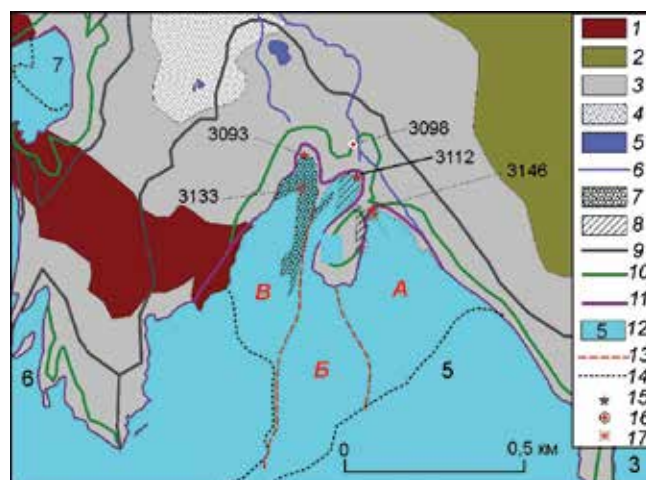


Рис. 4. Гляциальный комплекс ледника № 5:

1 – крутые скалистые склоны; 2 – задернованные морены; 3 – нездернованные морены; 4 – зандр; 5 – озёра; 6 – реки; 7 – забронированные участки ледников; 8 – снежники у краёв ледников; края ледников: 9 – в 1962 г., 10 – в 2001 г., 11 – в 2009 г.; 12 – ледники в 2015 г. (с указанием номеров по Каталогу); 13 – границы ледниковых потоков; 14 – фирновая граница; 15 – нижние точки ледников на 2015 г. (с указанием высоты, м); 16 – новый репер с указанием высоты, м; 17 – нижние точки открытого льда, м; за главными буквами обозначены ледниковые потоки

Fig. 4. Glacial complex of the glacier № 5:

1 – steep rocky slopes; 2 – grass-covered moraines; 3 – bare moraines; 4 – outwash plain; 5 – lakes; 6 – rivers; 7 – debris-covered parts of glaciers; 8 – snow-patches near the glacial snouts; glacial edges: 9 – in 1962, 10 – in 2001, 11 – in 2009; 12 – glaciers in 2015 (with numbers in the catalogue); 13 – borders between the glacial flows; 14 – firn line; 15 – lowest points of glaciers in 2015 (with altitude; m); 16 – new benchmark with altitude, m; 17 – the lowest points of open ice, m; glacial flows are marked by capital letters

фиксированы. В средней и нижней частях ледник № 5 отделён от ледника № 4 несколькими выходами коренных пород на высоте около 3500 м и протягивающимся от них вниз по склону моренным валом. В 1962 г. разделение ледников происходило примерно на 200 м ниже. Ледник № 5 считался долинным, а его язык опускался до высотных отметок около 3030 м, заканчиваясь выпуклым и крутым лбом. С 1962 по 2001 г. ледник отступил примерно на 330 м, язык ледника приблизился к крутому склону, что выразилось в последующем замедлении скоростей отступления. К 2001 г. наметилось разделение конца ледника на три лопасти, в первую очередь, из-за дробления центральной составляющей подлёдным выступом, вышедшим на поверхность при прогрессирующем уменьшении толщины льда. К 2009 г. центральная лопасть окончательно обособилась от восточной. После 2009 г. скорость отступления всех трёх лопастей замедлилась главным образом из-за бронирования моренным материалом (в основном для западной лопасти) и повышенного снегонакопления у краёв ледника, что привело к формированию здесь перелетовывающих снежников. В ближайшей перспективе продолжающееся бронирование краёв ледника может вызвать уменьшение их таяния и замедление отступления. Однако в настоящее время отмечается тенденция к отсечению ригелем края *Б* от основного тела данного потока с последующим образованием, вероятно, мёртвого льда.

Висячий *ледник № 6* с 1962 г. мало изменился, что связано с его высоким гипсометрическим положением. *Ледники № 7–10* имеют одну и ту же зону питания и фактически составляют единый комплекс. Наиболее восточный из этих ледников (*№ 7*) имеет сложное строение, обусловленное ступенчатостью рельефа. Ледник берёт начало в слабоврезанных карах в верхней пригребневой части склона и далее, постепенно сужаясь, спускается по мало расчленённому склону с падением в среднем 18 см/м. На высоте около 3200 м ледник достигает почти отвесной стенки расположенного ниже цирка. Перетекающий через этот участок ледниковый поток имеет ширину не более 100 м, однако расположенная ниже часть ледника примерно втрое шире. Помимо непосредственного питания за счёт указанного выше потока льда, эта нижняя составляющая ледника, расположенная в цирке, имеет собственную

отдельную зону аккумуляции в высотном интервале 3200–3100 м. Повышенная концентрация снега на данном участке склона обусловлена его подветренным положением, которое обеспечивает перевевание на него снега с верхних частей ледника. Край ледника отступает медленно, хотя скорости отступления выросли с 2,1 в 1962–1984 гг. до 6,1 м/год. Низкие скорости отступления обусловлены высокой динамичностью ледника, затенённостью его языка и повышенной концентрацией снега в приконцевой части.

Многоярусный многолопастной склоновый *ледник № 8* демонстрирует разные изменения скоростей отступления своих лопастей. Нижний край ледника достигает подножия склона, где отмечается повышенная концентрация снега. В результате ледник отступает здесь медленно (несколько метров в год), а на некоторых участках после 2009 г. оно вообще незаметно. Конец склонового *ледника № 9* в 1962–2000 гг. сокращался со средней скоростью 5,7 м/год. В 2000–2009 гг. отступление ускорилося до 11,5 м/год, особенно выражено оно было в маломощной восточной части ледника. В 2009–2015 гг. скорость резко упала – до 2,1 м/год. Смежный с запада склоновый *ледник № 10* после ускорения отступления в 2000–2009 гг. позже отступал со скоростью менее 1 м/год.

Крупнейший на северном склоне массива сложный долинный *ледник № 11* имеет два смежных ледниковых потока. Основной, *западный поток* льда берёт начало на склонах главного водораздела массива, обрамляющих цирк северо-западной экспозиции. Данный цирк с отметками днища около 3600 м осложнён двумя врезанными в него карами под вершиной высотой 4082 м. На высоте около 3400 м ледниковый поток выходит на более пологий участок долины и приобретает выпуклую форму, меняя направление сначала на северное, а далее – на северо-восточное. *Восточный поток* начинается на крутом склоне северо-северо-западной экспозиции на высоте около 3700 м и имеет сравнительно небольшую мощность. У подлёдного уступа на стыке потоков на высоте около 3300 м существует ледопад. И после слияния различия обоих потоков сохраняются; восточный поток имеет бóльшую видимую мощность и более выпуклый профиль, он также гораздо сильнее покрыт осыпным материалом. Наконец, на высоте 3085 м язык ледника натекает

Таблица 5. Средняя скорость отступления ледников (ледниковых языков) массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г., м/год

Номер ледника	Морфологический тип	1962–1984	1984–2001	2001–2004	2004–2006	2006–2009	2009–2015
3	Каровый	5,1	5,1	0,9	4,0	4,0	4,7
4	Склоновый	7,2	7,2	6,9	6,9	6,9	10,5
5-в		8,5	8,5	5,9	7,5	7,5	5,05
7	Карово-висячий	2,1	2,1	6,1	6,1	6,1	6,1
8-с	Склоновый	5,7	5,7	5,1	4,7	6,9	6,9
8-е		1,8	1,8	3,3	5,8	1,1	0,0
10-б		1,6	1,6	1,6	3,1	3,1	0,9
11	Долинный	20,9	7,9	6,3	15,5	16,0	46,6
14		17,0	5,0	14,5	5,0	15,3	22,3

на ригель, прикрытый с поверхности мореной, и потоки снова разделяются. Восточный поток уже через 100 м заканчивается на высоте примерно 3065 м. В 2015 г. к его краю причленилась наледь протяжённостью 250–300 м. Западный поток протягивается примерно на 250 м, опускаясь до отметки 3045 м. Для этого ледника характерны достаточно резкие колебания скорости отступления, что связано как со ступенчатостью его ложа, так и с различиями в морфологии западного и восточного ледниковых потоков.

В 1962 г. ледник № 11 полностью перекрывал ригель у его современного края, что позволяет оценить изменение его мощности в краевой части не менее чем в 30–40 м. Оба потока формировали единый язык, заканчивавшийся на высоте около 2950 м. Край ледника находился на выположенном участке, что обусловило его быстрое сокращение в 1962–1984 гг. (рис. 5, табл. 5). В 1984–2004 гг. с приближением края ледника к подлёдному ригелю и выходом на более крутой участок склона скорости отступления уменьшились примерно в 3 раза. С 2000–2001 гг. начал обнажаться подлёдный ригель, однако обтекавшие его ледниковые потоки соединялись ниже ригеля. В 2007–2008 гг. восточный ледниковый поток потерял связь с основным потоком, западным, ниже ригеля. Разделение потоков вызвало ускорение отступления конца ледника, особенно резко выраженное в 2009–2015 гг., когда средняя скорость отступления составляла около 47 м/год – очень много для этого региона. В ближайшие годы западный поток ледника будет сокращаться с высокой скоростью, а восточный поток, фактически упирающийся в ригель, снизит скорость отступления.

Висячий ледник № 12, приуроченный к восточному склону водораздельного гребня между

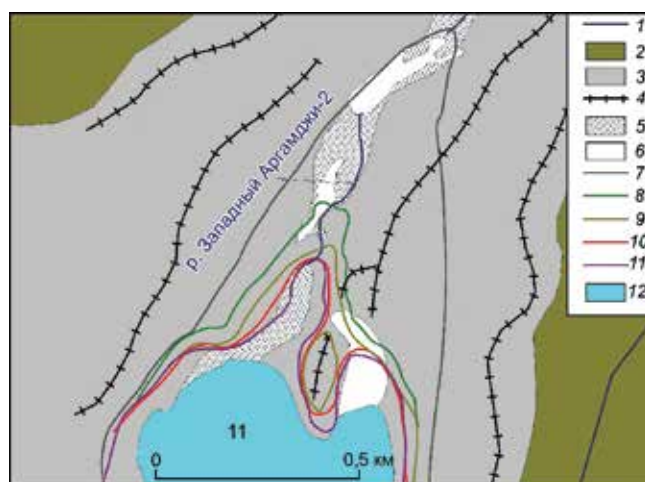


Рис. 5. Гляциальный комплекс ледника № 11:

1 – реки; 2 – задернованные морены; 3 – незадернованные морены; 4 – гребни моренных валов; 5 – зандры; 6 – наледи; край ледника: 7 – в 1962 г., 8 – в 2001 г., 9 – в 2006 г., 10 – в 2008 г., 11 – в 2010 г.; 12 – ледник в 2015 г.

Fig. 5. Glacial complex of the glacier № 11:

1 – rivers; 2 – grass-covered moraines; 3 – bare moraines; 4 – moraine crests; 5 – outwash plains; 6 – icings; glacial edge: 7 – in 1962, 8 – in 2001, 9 – in 2006, 10 – in 2008, 11 – in 2010; 12 – glacier in 2015

бассейнами рек Западный Аргамджи-2 и Аргамджи-3, в 1962 г. составлял единое целое с областью аккумуляции ледника № 11. Расположенный на противоположном склоне висячий ледник № 13 сравнительно мало изменился с 1962 г., когда его край опускался примерно на 40 м ниже современного положения (до высоты 3310 м).

Сложный долинный ледник № 14 (рис. 6) – самый комплексный по своей структуре среди ледников северного склона массива. Его восточный ледниковый поток (А) располагается в интервале высот 3300–3140 м в карообразном углублении у подножия склона северо-западной

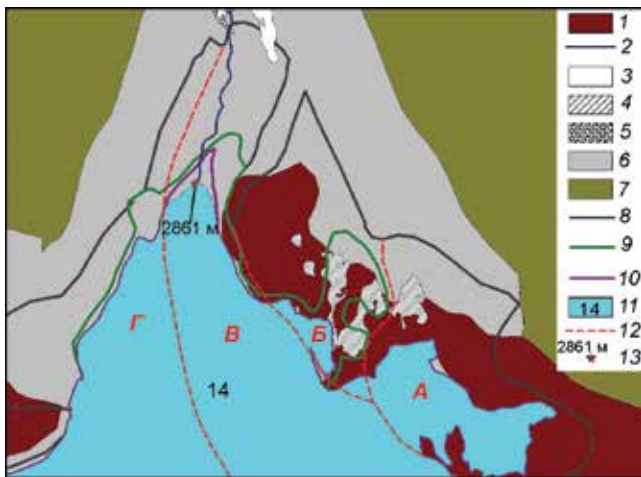


Рис. 6. Гляциальный комплекс ледника № 14.

1 – крутые скалистые склоны; 2 – реки; 3 – наледи; 4 – снежники; 5 – зандры; 6 – незадернованные морены; 7 – задернованные морены; край ледника: 8 – в 1962 г., 9 – в 2001 г., 10 – в 2010 г.; 11 – ледник в 2015 г.; 12 – границы ледниковых потоков; 13 – нижняя точка ледника в 2015 г. с указанием высоты, м; заглавными буквами обозначены ледниковые потоки

Fig. 6. Glacial complex of the glacier № 14:

1 – steep rocky slopes; 2 – rivers; 3 – icings; 4 – snow-patches; 5 – outwash plain; 6 – bare moraines; 7 – grass-covered moraines; glacial edge: 8 – in 1962, 9 – in 2001, 10 – in 2010; 11 – glacier in 2015; 12 – borders between glacial flows; 13 – the lowest point of the glacier in 2015 (with altitude, m); glacial flows are marked by capital letters

экспозиции и обеспечивается лавинным питанием. Смежный с северо-запада поток *Б* на высоте 3100–3160 м расположен в верхней части ригельного выступа. Эта часть ледника к настоящему времени почти полностью деградировала, однако в 1962 г. вместе с потоком *А* они образовывали самостоятельный ледниковый язык, опускавшийся до высоты около 2820 м. Интенсивная деградация этого языка (отступление на 820 м со средней скоростью 15,5 м/год) связана с низким гипсометрическим положением потоков *А* и *Б*, оказывавшихся ниже границы питания при её сравнительно небольшом подъёме. Основной ледниковый поток *В* берёт начало в обширном цирке северо-западной экспозиции, приуроченном к главному водоразделу. За счёт вогнутой в плане формы водораздельного хребта на этом участке длина потока *В* примерно на 1,5 км превышает протяжённость смежного с запада потока *Г*. Последний начинается в цирке восточной экспозиции, также приуроченном к главному водоразделу, но на участке, сме-

щённом несколько севернее. Оба потока образуют совместный язык, спускающийся до высоты 2860 м. В 1984–2001 гг. проявлялся подпруживающий эффект ригельного выступа по правому борту, за счёт чего ледник отступал с низкой скоростью. В последнее десятилетие скорость отступления возросла, и в ближайшей перспективе высокие скорости отступления языка ледника сохранятся, а возможно, даже увеличатся. Последнее мы прогнозируем в связи с наблюдаемыми в настоящее время сильным выполаживанием и утончением языковой части ледника.

Присклоновый ледник № 15 примыкает с запада к леднику № 14. В 1962 г. он был его частью. Занимая орографически выгодное положение, ледник очень стабилен и отступил за 16 лет примерно на 20 м. Вплоть до 2006 г. в каре западнее ледника № 15 существовал небольшой каровый ледник, к 2009 г. окончательно перешедший в категорию забронированных. Наиболее западный из исследованных карово-долинный ледник № 16 (Кара-Чад) расположен в верховьях глубокооврезанной (на 400–500 м) долины в цирке северо-восточной ориентации. Выходя из цирка, ледник постепенно разворачивается к северо-северо-западу и заканчивается широким языком, достигающим высотной отметки 2870 м. Большой объём лавинного материала и метелевый перенос снега с расположенной к юго-западу платообразной поверхности с высотами 3400–3586 м обеспечивают его обильное питание. Сильная затенённость ледника способствует низкой абляции и медленной реакции на климатические изменения. С 1962 по 2000 г. ледник сокращался со средней скоростью 5 м/год, а с 2000 по 2010 г. средняя скорость сокращения была всего 2 м/год (согласно анализу космических снимков); по данным непосредственных наблюдений, в 2004–2006 гг. ледник отступал со скоростью 2,15 м/год. К северо-западу от ледника № 16 в 1962 г. существовал каровый ледник площадью около 0,3 км², деградировавший к 2000 г.

Гляциоклиматические расчёты

Как показывают наши исследования, высотное положение ледников, а также высота границы питания на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола существенно различаются на западе и на востоке. Действительно, высота фирновой гра-

ницы на ледниках изменяется от 3040 м на западе до 3500 м на востоке. Конечно, определённый вклад в изменение положения фирновой границы на конкретных ледниках вносит орография, поэтому климатически обусловленное различие в высоте фирновой границы можно получить путём осреднения по группам ледников (см. табл. 3). Однако и разница в 265 м на расстоянии всего 20 км для ледников одного склона очень значительна. С учётом одинаковой экспозиции ледников объяснением такого различия может служить разница в климатических условиях, точнее разное количество осадков, поскольку ввиду широтной протяжённости хребта термические различия его разных частей несущественны. До сих пор о климатических условиях существования ледников массива было известно очень немного. Чтобы определить эти условия, мы использовали данные о положении фирновой границы на ледниках, материалы ближайших метеостанций и результаты снегомерных наблюдений.

Согласно М.В. Трону, 100 м изменения высоты снеговой границы эквивалентны изменению количества осадков на 180 мм [16]. Если применить подобное соотношение, то различие в количестве осадков на крайнем западном и крайнем восточном из исследованных участков склона должно составлять 477 мм. Другой возможный вариант определения различия в количестве осадков — использование для расчётов зависимости (1), согласно которой разность в количестве осадков на высотах с одинаковыми летними температурами на западе и востоке массива равна 564 мм. Несколько сложнее установить абсолютное количество осадков при отсутствии прямых наблюдений. Самый простой вариант — определение высотного градиента осадков по парам ГМС, расположенных на разных высотных уровнях.

В летнее время, когда в районе исследования выпадает большая часть годовой суммы осадков, на территории к югу от 52° с.ш. на Алтае преобладают циклоны, развивающиеся на полярном фронте [17], велика повторяемость юго-западных (аральских, каспийских, в меньшей степени черноморских) циклонов, что сильно влияет на формирование осадков на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола. Западная часть массива, не экранированная от западных потоков хр. Монгольский Алтай, доступна для проникно-

вения влаги с запада (через долину р. Бухтарма) и в меньшей степени — с юго-запада (через долину р. Канас и одноимённый перевал). В связи с этим для расчёта количества осадков на западе массива мы использовали значения вертикального склонового градиента, полученные по парам ГМС, расположенных западнее (см. табл. 4).

Для расчёта количества осадков на высотном уровне 3150 м (средняя высота фирновой границы на ледниках западного отрезка массива) использована средняя величина высотного градиента осадков (19,5 мм на 100 м). Расчёт вели от высоты расположения ГМС Катон-Карагай. Подобная величина градиента, очевидно, минимальна, поскольку в казахстанской части Алтая вертикальный градиент количества осадков составляет 60–120 мм [18]. Отметим также, что принятое значение высотного градиента годового количества осадков близко к значениям, получаемым при аналогичных расчётах по паре ГМС — Кош-Агач—Бертек (20 мм/100 м), которые мы не использовали (как и результаты расчётов по паре ГМС Джазатор—Бертек), поскольку положение этих ГМС относительно массива Таван-Богдо-Ола не соответствует преобладающему направлению влагонесущих потоков. Рассчитанное годовое количество осадков для уровня 3150 м в западной части массива составило 880,5 мм.

Теперь определим среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы на западе массива (3150 м). Для этого сначала следует найти величину высотного температурного градиента, необходимого для экстраполяции от ближайшей ГМС Бертек. Использование зависимости (2) позволило установить, что среднее годовое количество осадков в диапазоне высот между ГМС Бертек и уровнем 3150 м на западе массива составляет 540,5 мм, вычисление высотного градиента по этой формуле даёт значение 0,559 °C/100 м. С использованием полученной величины градиента рассчитано значение температуры на уровне 3150 м, которое равно 2,89 °C. В полученную величину необходимо ввести поправку, связанную с температурным скачком при переходе на ледниковую поверхность. Согласно нашим натурным наблюдениям, на территории горного массива Монгун-Тайга, где ледники схожи с ледниками северного склона массива Таван-Богдо-Ола по размерам, морфологии и климатическим условиям существо-

вания [19], температурный скачок составляет $0,4^{\circ}\text{C}$, тогда окончательная величина после введения поправки будет равна $2,49^{\circ}\text{C}$.

Далее необходимо определить абсолютную высоту уровня температуры $2,49^{\circ}\text{C}$ на востоке массива. Поскольку там выпадает существенно меньшее количество осадков (при разности по формуле (1) в 564 мм оно равно 316,5 мм), то и склоновый температурный градиент должен быть иным. На участке склона от ГМС Бертек до высоты, где температура составляет $2,49^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков меняется от 200 до 316,5 мм, т.е. среднее для данного высотного интервала количество годовых осадков равно 258,5 мм. При таком количестве осадков значения высотного градиента, полученные по зависимости (2), составят $0,615^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Следовательно, высота, на которой средняя летняя температура имеет значение $2,49^{\circ}\text{C}$, – 3063 м.

Итак, годовое количество осадков на уровне 3063 м на востоке массива составляет 316,5 мм. Рассчитаем количество осадков на уровне 3415 м, соответствующем средней высоте фирновой границы для ледников восточного отрезка массива. Для этого по разности высот и количества осадков ГМС Бертек и уровня 3063 м получим следующую величину склонового градиента количества осадков: $13,4\text{ мм}/100\text{ м}$. Используя эту величину в расчётах, определим количество осадков на уровне фирновой границы на востоке массива, которое равно 364 мм.

Одним из косвенных методов выявления климатических условий существования ледников служат снегомерные работы. В сезон 2015 г. мы заложили два шурфа в областях аккумуляции ледников. *Первый* из них – на леднике № 5 в небольшом пригребневом каре на высоте 3640 м, на участке наибольшего снегонакопления. Этот шурф имеет глубину 1,1 м. С помощью изотопного анализа определена мощность слоя годового накопления снега. Вычисленное значение годового удельного баланса массы составило примерно 425 мм в.э. Отметим, что это, возможно, не окончательная величина, поскольку на момент заложения шурфа сезон абляции не закончился. *Второй* шурф глубиной 2,1 м заложен в центральной части массива на леднике № 9 рядом с ледоразделом с ледником № 10 на высоте 3422 м у подножия крутого ледникового склона. Удельный годовой баланс массы по изо-

топным данным определён в 850 мм в.э. Однако данная величина, на наш взгляд, не очень надёжно установлена ввиду высокой степени гомогенизации изотопного состава снежно-фирновой толщи во втором шурфе.

Безусловно, с учётом удалённости ГМС Катон-Карагай от массива, положения ГМС Бертек на днище котловины в его орографической тени, отсутствия инструментальных метеонаблюдений в высокогорной части массива приведённые вычисления дают лишь общее представление о климатических условиях на территории северного склона массива Таван-Богдо-Ола. Но в целом они подтверждают роль этого горного массива как одного из основных климаторазделов Алтая – зону резкого перехода от гумидного к ариднему климату. Именно изучение различий реакции ледников этого района позволяет оценить весь спектр взаимосвязей между ледниками с различной энергией оледенения и климатическими характеристиками.

Следующий этап исследований – *оценка многолетней изменчивости климатических условий существования ледников* территории путём сопоставления её с данными о динамике оледенения. Наиболее длительные ряды наблюдений за темпами отступления есть для двух долинных ледников – № 11 и 14. Как показано ранее, величина осадков на территории массива, особенно в его западной части, формируется преимущественно под влиянием юго-западного потока, поэтому для расчёта индекса баланса массы наиболее приемлемо использование данных по осадкам с ГМС Катон-Карагай. В то же время для оценки термических условий наиболее репрезентативны данные по температуре ГМС Бертек, наблюдения на которой вели в течение ограниченного периода 1960–1980 гг. Решение данной проблемы возможно, если восполнить ряд данными наблюдений на ГМС, функционирующих в настоящее время, при наличии значимой корреляции для периода 1960–1980 гг. При сопоставлении данных ГМС Бертек (средняя летняя температура) с данными ГМС Кара-Тюрек, Катон-Карагай и Кош-Агач наиболее высокая корреляция отмечена с данными ГМС Кош-Агач (0,83), именно поэтому значения средней летней температуры по этой ГМС использовались для восстановления соответствующих рядов по ГМС Бертек.

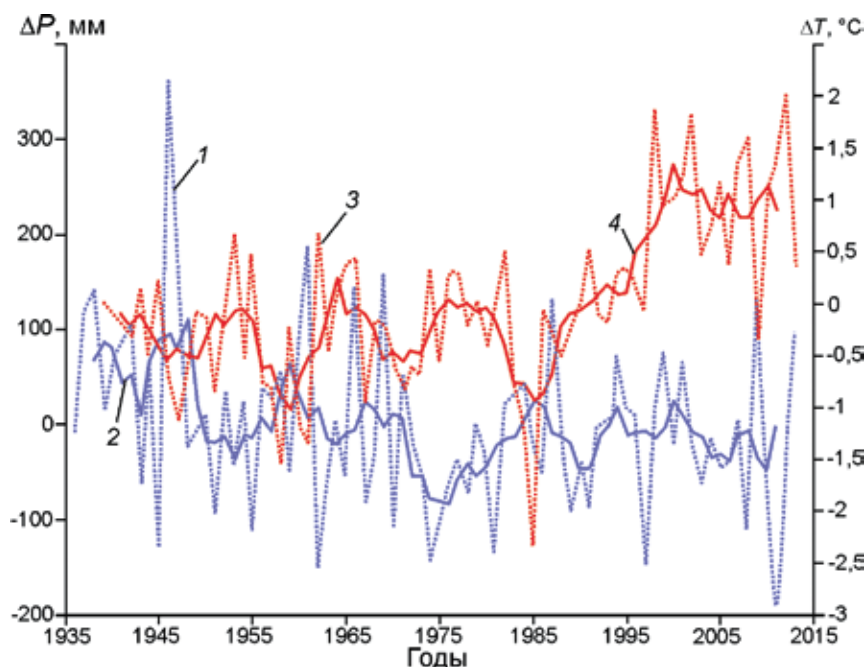


Рис. 7. Отклонения годового количества осадков от среднего за взятый период значения (по данным ГМС Катон-Карагай) (1) и сглаженные по пятилетнему интервалу значения этих отклонений (2); отклонения средних летних температур от среднего значения за рассмотренный период (по данным ГМС Бертек, дополненным на основе данных ГМС Кош-Агач) (3) и сглаженные по пятилетнему интервалу значения этих отклонений (4)

Fig. 7. Deviations of annual precipitation from the mean for the period taken (according to the meteorological station Katon-Karagai) (1) and the values of these deviations smoothed over a five-year interval (2); deviation of mean summer temperatures from the mean value over the considered period (according to the Bertek weather station, supplemented on the basis of the Kosh-Agach weather station data) (3) and the values of these deviations smoothed over a five-year interval (4)

Индекс баланса массы рассчитывался по методике Г.Е. Глазырина (формулы (3) и (4)) с учётом ранее установленных для разных частей массива Таван-Богдо-Ола высотных градиентов температуры и осадков. Для определения коэффициента концентрации снега K на фирновой границе обоих ледников рассчитаны средние величины абляции за период 2000–2005 гг., в течение которого вели непрерывные наблюдения, а положение фирновой границы было стабильным. Затем среднее значение абляции принималось равным аккумуляции и делилось на расчётное значение годового количества осадков на фирновой границе. Коэффициент концентрации снега K составил 2,3 для ледника № 11 и 2,8 для ледника № 14.

Анализ исходных кривых температуры и осадков (рис. 7) позволяет говорить о наличии до 1975 г. отрицательного тренда годового количества осадков, а затем стабилизировавшегося приблизительно на одном уровне на последующем временном отрезке. В изменениях темпе-

ратуры до 1985 г. имел место слабовыраженный отрицательный тренд, однако в интервале 1985–2000 гг. средние летние температуры выросли на 1,5–2 °С, после чего сохранялись примерно на одном уровне. Отметим, что временные отрезки с низкими средними летними температурами совпадали с периодами увеличенного количества осадков: это имело место около 1945–1949, 1956–1960, 1969–1971 и 1983–1987 гг.

Результаты расчётов индекса баланса массы (рис. 8) дают основание утверждать, что различия в изменчивости баланса массы ледников массива во многом определяются разной величиной коэффициента концентрации твёрдых осадков. Ледник № 14, у которого коэффициент концентрации выше, за весь период с 1939 г. демонстрирует отрицательный тренд баланса массы. Ухудшение условий питания ледника ускорилось после 1985 г., что связано с резким повышением летних температур в этот период, и несколько замедлилось после 2000 г. Самое низкое в пределах

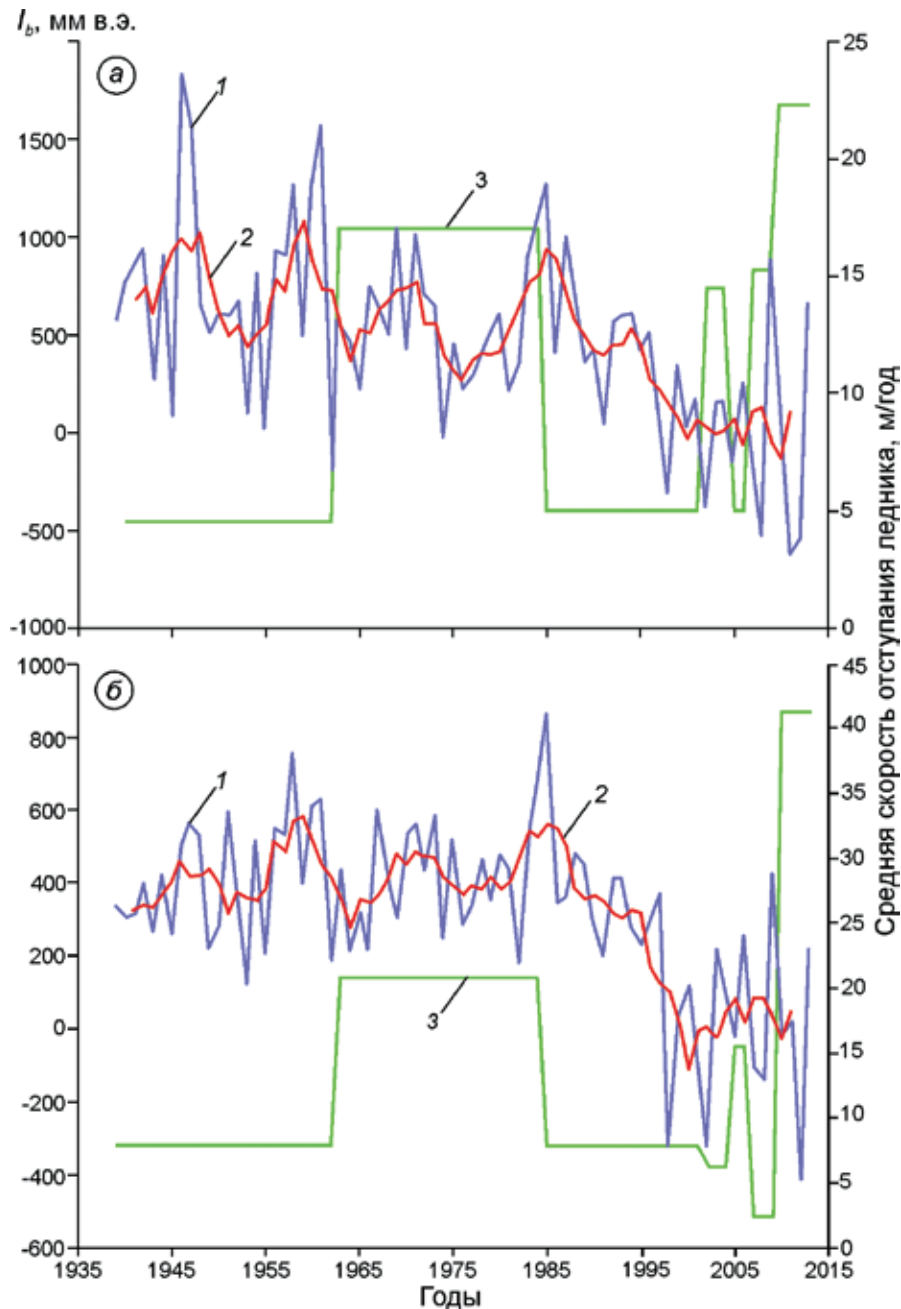


Рис. 8. Сопоставление изменений индекса баланса массы I_b (1), его сглаженных по пятилетним интервалам значений (2) и изменений средней скорости отступления (3) для ледников № 14 (а) и № 11 (б).

Для периода 1962–1984 гг. отступление ледников установлено по аэрофотоснимкам, для периода до 1962 г. – по результатам дешифрирования морен МЛП

Fig. 8. Comparison of the changes in the mass balance index I_b (1), its values smoothed over five-year intervals (2) and changes in the average retreat rate (3) for glaciers № 14 (a) and № 11 (б).

For the period 1962–1984 the glacier retreat is established from aerial photographs, for the period up to 1962 – according to the results of interpretation of the moraines of the Little Ice Age

всего горного массива положение данного ледника обеспечивается повышенной концентрацией снега на его поверхности, поэтому он особенно чувствителен к изменчивости количества осад-

ков. Ледник № 11, расположенный на 200–400 м выше, в большей степени зависит от изменений температуры, поэтому для него кривая индекса баланса массы состоит из двух платообразных

участков: первого — до 1985 г., когда слабоотрицательный тренд средней летней температуры компенсировал сокращение осадков; второго — позднее 2000 г., когда тенденции изменения количества осадков и температуры чётко не проявились, и периода очень резкого снижения индекса баланса массы между 1985 и 2000 г. На обеих кривых отчётливо видны временные интервалы увеличения значений I_b — 1956–1960 и 1983–1987 гг.

Особенности многолетних изменений индекса баланса массы ледников позволяют предположить относительно постепенный характер отступления ледника № 14 и более резкие колебания скоростей отступления ледника № 11. В действительности, амплитуда колебаний скоростей отступления второго из них примерно в 2 раза больше, чем у первого, однако ни о каком постепенном изменении скоростей отступления ледника № 14 говорить не приходится. Вероятно, это обусловлено геоморфологическими причинами (подпруживающий эффект ригеля, проявлявшийся до 2001 г., см. выше).

Оценить возможные скорости реакции извлекаемых ледников на климатические изменения довольно трудно из-за относительно короткого ряда наблюдений за отступанием ледников (с 1962 г. по результатам дешифрирования АФС и с 1984 г. по данным наземных наблюдений) и продолжительных интервалов между наблюдениями. Другой вариант расчётов — оценка времени реакции ледников на основе статистического метода: построение сумм отклонения скоростей отступления ледников и индекса баланса массы для каждого из них и последующий корреляционный анализ рядов при их сдвиге на различное число лет, как это было сделано для ледника Малый Актру В.П. Галаховым с коллегами [20]. Результаты анализа позволяют рассчитать время реакции ледников на изменения индекса баланса массы в 28–30 лет для ледника № 11 и в 26–28 лет для ледника № 14. К сожалению, при таком анализе практически не учитывается последнее резкое увеличение скоростей отступления ледников после 2009 г. На основе визуального сопоставления кривых баланса массы и скоростей отступления ледников можно предположить, что резкий рост скорости отступления ледников после 2009 г. представляет собой реакцию на период стремительного падения значений I_b после 1985 г. В таком случае время реакции ледников

достигает 20–25 лет. Вполне вероятно, что если действительно имело место ускорение реакции ледников на изменение климата, то это было обусловлено геоморфологическими причинами — выходом на поверхность ригеля в случае ледника № 11 и исчезновением подпруживающего эффекта ригеля для ледника № 14.

Обсуждение результатов

Площадь ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 г. сократилась с 31,0 до 23,46 км², т.е. на 24,3%. Ледники массива Монгун-Тайга за почти аналогичный период 1966–2011 гг. сократились с 29,30 до 20,27, т.е. на 31% [21]. Несколько меньшие величины сокращения для массива Таван-Богдо-Ола объясняются большими средними размерами ледников, их более высоким гипсометрическим положением, а также сравнительно малой протяжённостью горных гребней с высотами менее 3500 м, где могли бы располагаться в 1960-е годы малые ледники, впоследствии исчезнувшие.

Для ледников Алтая масштабы сокращения с 1952 по 2003 г. приведены в работах С.А. Никитина с соавторами [22, 23], согласно которым площади ледников Катунского хребта уменьшились на 6,5%, Северо-Чуйского — на 6,9%, Южно-Чуйского — на 6,3%, Южного Алтая и Кара-Алахинских гор — на 8,9%, Табын-Богдо-Ола — на 9,3%. В последнем случае площадь оледенения оценена в 31,1 км² в 1952 г. и в 28,2 км² в 2003 г. Отметим, что в этих оценках не учитывались ледники с площадью менее 0,1 км². Другие данные об изменении площади оледенения Алтая получены в работе [24]: на 21,4% сократились площади ледников Катунского хребта, на 27,1% — площади ледников Северо- и Южно-Чуйских хребтов (для 1952–2008 гг.). Следовательно, полученные нами оценки сокращения оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола в 1962–2015 гг. достаточно близки к оценкам, полученным другими авторами.

При анализе различий в характере сокращения выделенных ранее пяти групп ледников (см. табл. 3) на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола установлено, что наименьшее абсолютное (0,86 км²) и относительное (11%) сокращение испытали ледники центральной группы. Более

Таблица 6. Реконструированная скорость деградации ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г.

Характеристики	1962–2001	2001–2009	2009–2015
Сокращение площади оледенения, км ² (%)	5,6 (18,1)	1,82 (7,1)	0,12(0,5)
Средняя скорость сокращения площади оледенения, км ² /год (%/год)	0,14 (0,5)	0,23 (0,9)	0,02 (0,1)

всего сократились ледники крайнего восточного (на 56%) и крайнего западного (на 31%) отрезков главного водораздела. В целом, наименее устойчивы к сокращению оказались группы ледников, приуроченные к пониженным периферийным отрезкам массива и имеющие меньшую интенсивность оледенения. При этом прослеживается чёткая связь относительного сокращения групп ледников с интенсивностью оледенения. Вероятно, это связано с тем, что при низкой интенсивности оледенения (что не обязательно эквивалентно малой площади ледников, скорее означает их удалённость друг от друга) ледники в меньшей степени влияют на микроклимат и более подвержены термическому воздействию окружающих склонов. Напротив, когда ледники сближены или как ледники центральной группы, по сути, представляют собой единый комплекс, в наименьшей степени подверженный влиянию нагреваемых обнажённых склонов и скал, это снижает абляцию, а следовательно, делает их более устойчивыми к изменениям климата.

Абсолютная и относительная скорости сокращения площадей ледников в 2001–2009 гг. возросли по отношению к аналогичному периоду 1962–2001 гг. (табл. 6). Во многом это связано с тем, что в интервале 2001–2009 гг. к процессам отступления краёв ледников добавилось интенсивное уменьшение их площади в области питания. Так, по нашим данным, примерно 40% сокращения площадей ледников (без бассейнов рек Аргамджи-1 и Кара-Чад) за период 2002–2009 гг. отмечалось на высотах более 3310 м [11]. В основном это связано с обнажением ледоразделов и выходом на поверхность скальных выступов, что объясняется уменьшением мощности льда и заснеженности склонов. Однако в 2009–2015 гг. скорости сокращения площадей ледников были наименьшими из всех рассмотренных интервалов времени, а процесс их деградации на верхних

гипсометрических уровнях приостановился. Наблюдения 2009, 2011 и 2015 гг. показали повышенное снегонакопление на ледниках, а также рост мощности многолетних снежников. Основной вклад в замедление сокращения ледников внесли малые ледники, в то же время как языки обоих долинных ледников сокращались с высокой скоростью. Схожи тенденции замедления сокращения площадей малых ледников в массиве Монгун-Тайга [25] и хр. Чихачева [26].

Выявленный нами характер реакции ледников массива на изменения климата имеет следующие особенности: реакция малых ледников на резкое потепление в интервале времени 1985–2000 гг. исчерпана к 2009 г., тогда как крупные ледники, напротив, только к этому времени начали реагировать на потепление. Так, для нескольких относительно небольших ледников отмечено замедление отступления (№ 5, 8, 10: средняя площадь 1,8 км², средняя длина 2,6 км) (см. табл. 5). Ускорение отступления имеет место у ряда более крупных ледников (№ 4, 11, 14: средняя площадь 3,6 км², средняя длина 3,2 км). Скачкообразные отступления языков долинных ледников, подобные выявленному нами для ледника № 11 (Аргамджи-2-Западный), отмечены нами в массиве Монгун-Тайга у долинных ледников Левый Мугур и Шара-Хорагай [25]. Основываясь на большой степени морфологического сходства ледника Шара-Хорагай с ледником Аргамджи-2-Западный, мы прогнозировали для последнего предстоящее резкое ускорение отступления [25]. Результаты полевых наблюдений 2015 г. полностью подтвердили этот прогноз. Полученное нами запаздывание реакции долинных ледников на климатические колебания на 26–30 лет вполне сопоставимо с величиной 35 лет, установленной для ледника Малый Актру в работе [20].

Заключение

Проведённые исследования позволили существенно дополнить и обновить имеющуюся информацию о современном состоянии ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола как за счёт включения в современный Каталог ранее не обследованных ледников (ледник № 1), так и благодаря новым наблюдениям за другими ледниками. Продлены многолетние ряды на-

блюдений за сокращением ледников. Выполнены гляциоклиматические расчёты, снегомерные работы, выявлены климатические условия существования исследованных ледников. Установлено, что современное оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола представлено 16 ледниками суммарной площадью 23,46 км²; средневзвешенная высота фирновой линии составляет 3335 м. Различия в высоте фирновой границы на западе и на востоке северного склона массива достигают 460 м, что связано с большой разницей в годовой сумме осадков, составляющей на фирновой границе, согласно расчётам, от 364 мм на востоке до 880 мм на западе. При одинаковых абсолютных высотах горного обрамления ледников такое изменение количества осадков приводит к двукратному увеличению интенсивности оледенения.

Площадь ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 г. сократилась с 31,0 до 23,46 км², или на 24,3%. Самые высокие скорости сокращения ледников отмечены в 2001–2009 гг., что связано с реакцией ледников на интенсивное потепление и уменьшение количества осадков в 1984–2001 гг. На сокращение площади значительно повлияли деградация верхних частей ледников и выход ледоразделов на поверхность. В 2009–2015 гг. сокращение площадей ледников замедлилось, а деградация их верхних частей приостановилась, что, вероятно, вызвано адаптацией малых (каровых, висячих и склоновых) ледников к современным

климатическим условиям, стабилизировавшимся после 2000 г. В то же время скорости отступления языков долинных ледников после 2009 г. продолжили расти. Обнаружено скачкообразное (на 280 м) уменьшение длины языка ледника № 11. Причины отмеченного явления – метасинхронная реакция на потепление в интервале 1985–2000 гг., а также влияние ступенчатости рельефа. Для малых ледников более характерно замедление отступления языков. В ближайшие годы при сохранении климатических тенденций последних 15 лет следует ожидать продолжения быстрого отступления языков двух наиболее крупных ледников массива Таван-Богдо-Ола (№ 11 и 14) одновременно с дальнейшим замедлением отступления малых ледников.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Русского географического общества в рамках научного проекта № 08/2016-И, РФФИ и РГО, проекта № 13-05-41075 РГО_a, РФФИ, проекты № 15-05-06611 А, № 13-05-00851-а, № 14-05-00796, а также Санкт-Петербургского университета, проект 18.38.418.2015.

Acknowledgements. The study was carried out with the financial support of the Russian Geographical Society within the framework of the scientific project No. 08/2016-I, RFBR and the RGO, project No. 13-05-41075 RGO_a, RFBR, projects No. 15-05-06611 A, No. 13-05-00851-a, No. 14-05-00796, as well as St. Petersburg University, project 18.38.418.2015.

Литература

1. Галахов В.П., Редькин А.Г. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природопользование Сибири. 2001. № 4. С. 153–175.
2. Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Географгиз, 1949. 579 с.
3. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
4. Ревякин В.С., Окишев П.А. Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут // Гляциология Алтая. 1970. № 6. С. 29–36.
5. Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5. Л. Гидрометеоздат, 1977. 47 с.
6. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Алтае-Саянской горной системы за 150 лет // МГИ. 1986. № 57. С. 95–99.

References

1. Galakhov V.P., Red'kin A.G. Present and past glaciation of Tavan-Boghd mountain knot. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Geography and environmental management of Siberia. 2001, 4: 153–175. [In Russian].
2. Sapozhnikov V.V. *Po Russkomu i Mongolskomu Altayu*. In Russian and Mongolian Altai. Moscow: Geografiz, 1949: 579 p. [In Russian].
3. Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays of the Altai glacierization. Moscow: Geografiz, 1949: 373 p. [In Russian].
4. Revyakin V.S., Okishev P.A. Present-day glaciation of the Argut river upper basin. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1970, 6: 29–36. [In Russian].
5. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 15. Issue 1. Pt. 5. Leningrad: *Gidrometeoizdat*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 47 p. [In Russian].
6. Revyakin V.S., Mukhametov R.M. Dynamics of glaciers of Altai-Sayan mountain system over the last 150 years.

7. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири. 1993. Т. 19. № 4. С. 83–92.
8. 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.
9. Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // Изв. РГО. 2003. Т. 135. № 5. С. 1–16.
10. Чистяков К.В., Москаленко И.Г. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 111–116.
11. Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В. Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 33–44. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-33-44.
12. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Буева М.В. Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами // Изв. РГО. 2013. Т. 145. № 4. С. 45–53.
13. Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В. Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 169–176. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-169-176.
14. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. СПб: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
15. Барбаш В.Р., Боcharова Н.Г., Давидович Н.Е., Кренке А.Н. Расчеты некоторых характеристик таяния и его тепловых ресурсов с помощью ЭВМ // МГИ. 1982. № 43. С. 114–119.
16. Тронов М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Гляциология Алтая. 1964. № 3. С. 12–51.
17. Егорина А.В., Попова К.И., Дюкарев А.Д., Кондратьев В.П. Климат Юго-Западного Алтая. Усть-Каменогорск: Алтайский. гос. ун-т, Восточный гуманитарный ин-т, Вост.-Каз. Центр Гидрометеорологии Казгидромета, 2002. 240 с.
18. Егорина А.В. Влияние горного барьера казахстанской части Алтая на пространственно-временные характеристики атмосферных осадков // Вест. ВКГУ. 2007. № 3. Геология. С. 6–9.
19. Ганюшкин Д.А. Гляциогенные комплексы резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2015. 429 с.
20. Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колесания ледников и изменение климата в позднем *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies.* 1986, 57: 95–99. [In Russian].
7. Revyakin V.S., Mukhametov R.M. Dynamics of glaciers of Tabyn-Bogdo-Ola. *Glyatsiologiya Sibiri.* Glaciology of Siberia. 1993, 19 (4): 83–92. [In Russian].
8. Mikhaylov N.N., Ostanin O.V. Changes of glaciers of 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 of Syberia. 2004, 7: 172–182. [In Russian].
9. Seliverstov Yu.P., Moskalenko I.G., Chistyakov K.V. Glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif and its dynamics. *Izvestiya RGO.* Proc. of the Russian Geographical Society. 2003, 135 (5): 1–16. [In Russian].
10. Chistyakov K.V., Moskalenko I.G. Glaciation of the northern slope of Tabyn-Bogdo-Ola massif and its dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 111–116. [In Russian].
11. Moskalenko I.G., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V. Modern and ancient glaciation of the northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola massif. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 3 (123): 33–44. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-33-44. [In Russian].
12. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Bueva M.V. Variability of the altitudinal position of firn line on the glaciers of Altai-Sayan mountain region and its connection with climatic parameters. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva.* Bulletin of the Russian Geographical Society, 2013, 145 (4): 45–53. [In Russian].
13. Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Ekaykin A.A., Chistyakov K.V. Isotope-geochemical studies of the glacial-nival systems of the Tabyn-Bogdo-Ola mountain massif (Western Mongolia). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (2): 169–176. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-169-176. [In Russian].
14. Glazyrin G.E. *Raspredelenie i rezhim gornyykh lednikov.* Distribution and regime of mountain glaciers. *Leninograd: Gidrometeoizdat.* Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
15. Barbash V.R., Bocharova N.G., Davidovich N.E., Krenke A.N. Calculations of some characteristics of melting and its heat resources by means of a computer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1982, 43: 114–119. [In Russian].
16. Tronov M.V. On some geographic characteristics of climate in high-mountain territory. *Glyatsiologiya Altaya.* Glaciology of Altai. 1964, 3: 12–51. [In Russian].
17. Egorina A.V., Popova K.I., Dyukarev A.D., Kondrat'ev V.P. *Klimat Yugo-Zapadnogo Altaya.* Climate of South-Western Altai. *Ust'-Kamenogorsk: Altayskij gosudarstvennyi universitet, Vostochnyi humanitarnyi institut, Vostochno-Kazakhstanskiy Tsentri Gidrometeorologii Kazgidrometa.* Ust-Kamenogorsk: Altai State University, Eastern Humanitarian Institute, East-Kazakhstan Center for Hydro-meteorology of Kazhydromet, 2002: 240 p. [In Russian].
18. Egorina A.V. Influence of the mountain barrier of the Kazakh part of Altai on the spatial and temporal characteristics of atmospheric precipitation. *Vestnik VKGTU.* Bulletin of VKGTU. 2007, 3: 6–9. [In Russian].
19. Ganyushkin D.A. *Glyatsiogennyye komplekсы rezko-kontinental'nogo rayona severo-zapada Vnutrenney Azii.* Glaciogenic complexes of sharply continental area of north-west Inner Asia. Saint-Petersburg State University, 2015: 429 p. [In Russian].

- голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2005. 132 с.
21. 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.
 22. Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Лукьянов А.А. Режим и динамика ледников Алтая: ресурсная оценка и тенденции изменения // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы междунар. семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». Алматы, Казахстан, 28–30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 208–216.
 23. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2009. № 107. С. 87–96.
 24. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е. Изменение площади и объёма ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съёмок // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 5–13. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-5-13.
 25. 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: 10.15356/2076-6734-2015-1-49-60.
 26. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В., Банцев Д.В. Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 29–42. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-29-42.
 27. Харламова Н.Ф. Климатические особенности плоскогорья Укок и прилегающих территорий // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2004. № 3. С. 71–77.
 20. Galakhov V.P., Nazarov A.N., Kharlamova N.F. *Kolebaniya lednikov i izmenenie klimata v pozdnem golotsene po materialam issledovaniy lednikov i lednikovyykh otlozheniy basseyna Aktru (Tsentral'niy Altay, Severo-Chuyskiy khrebet)*. Fluctuations of glaciers and climate change in the late Holocene based on studies of glaciers and glacial deposits of the Aktru basin (Central Altai, North Chuisky Range). Barnaul: Altai State University, 2005: 132 p. [In Russian].
 21. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzyel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Pryakhina G.V. *Gorniy massiv Mongun-Tayga*. Mongun-Taiga mountain massif. Saint-Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
 22. Narozhnyi Yu.K., Nikitin S.A., Luk'yanov A.A. Regime and dynamics of Altai glaciers: recourse estimation and tendencies of change // *Snezhno-ledovye i vodnye resursy vysokikh gor Azii. Materialy Mezhdunarodnogo Seminara «Otsenka snezhno-ledovykh i vodnykh resursov Azii»*. Almaty. Snow, ice and water resources of high mountains in Asia. Materials of intern. seminar «Estimation of snow, ice and water resources in Asia». Kazakhstan, 28–30 November 2006. Almaty, 2007: 208–216. [In Russian].
 23. Nikitin S.A. Distribution of glacier ice in the Russian Altai, estimation of its storage and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
 24. Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier area and volume changes in the Mountain Altai (Russia) since the mid-twentieth century from space imagery data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 5–13. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-5-13. [In Russian].
 25. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Y.N. Present state and dynamics of glacial-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 1 (129): 49–60. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-49-60. [In Russian].
 26. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V., Bantsev D.V. Current glaciation of the Chikhachev ridge (South-Eastern Altai) and its dynamics after maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 29–42. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-29-42. [In Russian].
 27. Kharlamova N.F. Climatic characteristics of Ukok plateau and adjacent areas. *Izvestiya Altayskogo Gos. Un-ta*. Proc. of the Altai State University. 2004, 3: 71–77. [In Russian].