

Нивально-гляциальные образования Баргузинского хребта

© 2014 г. А.Д. Китов¹, С.Н. Коваленко², В.М. Плюснин¹

¹Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск;

²Восточно-Сибирская государственная академия образования, Иркутск

kitov@irigs.irk.ru

Статья принята к печати 28 ноября 2013 г.

Баргузинский хребет, космические снимки, ледники, нивально-гляциальные образования, снежники, сокращение ледников.

Barguzinsky Ridge, glaciers, nival-glacial formations, snowfields, shrinkage of glaciers, space images.

Дана общая характеристика нивально-гляциальных образований Баргузинского хребта. В результате полевых исследований, изучения картографических материалов, дешифрирования материалов дистанционного зондирования Земли с применением ГИС-технологий впервые создана база данных ледников и снежников Баргузинского хребта и выполнена их инвентаризация. Снежно-ледовые объекты, первоначально показанные на топографических картах, сопоставлены с выделенными объектами на современных космических снимках. Они разделены на четыре группы. Результаты исследований показали, что в Баргузинском хребте сохранились каровые ледники, но, как и в других горах Южной Сибири, они продолжают сокращаться.

Введение

Баргузинский хребет до настоящего времени остаётся малоизученным районом Прибайкалья ввиду его труднодоступности. Передвижение в этих местах возможно только по охотничьим и звериным тропам вдоль долин рек, которые изобилуют частыми водопадами, курумами, скальными прижимами и густыми зарослями кедрового стланика. Большая часть территории хребта отнесена к особо охраняемым природным территориям — Забайкальскому национальному парку, Баргузинскому заповеднику и Фролихинскому заказнику [2, 3].

В 1960 г. В.М. Котляков [12] рассказал об особенностях залегания снежного покрова в горах Баргузинского хребта на основе своего анализа аэрофотосъёмки этого региона. Но о ледниках Баргузинского хребта впервые стало известно лишь в начале 1980-х годов, когда сотрудники Института географии СО АН СССР (ИГ СО РАН) вместе с представителями Госцентра «Природа» изучали горные районы Прибайкалья для отработки методики комплексного исследования и картографирования природных ресурсов региона на основе космической информации [19]. При аэровизуальном дешифрировании космических снимков в верховьях р. Светлая на Баргузинском хребте были отмечены снежно-ледовые образования с признаками ледников, к которым относятся современные морены, бергшрудны, огивы. Это позволило Л.Д. Долгушину и Г.Б. Осиповой в 1989 г. в сводке о ледниках мира отметить, что «на Баргузинском хребте много

каровых снежников и несколько маленьких каровых ледничков» [5]. Независимо экспедиционный отряд А.А. Кошелева идентифицировал несколько ледников Байкальского и Баргузинского хребтов [13]. Однако до настоящего времени ледники как Байкальского, так и Баргузинского хребта [1] не представлены в Каталоге ледников и детально не изучены. В 2011–2013 гг. ИГ СО РАН провёл экспедиционные работы на Баргузинском хребте для инвентаризации снежно-ледовых образований этого горного массива [10, 11] (рис. 1).

Постановка проблемы, материалы и методы исследования

Наличие ледников в этом регионе отмечали средства массовой информации [22], правда, чаще региональные. Ледники были нанесены даже на некоторые топографические и туристические карты [13], однако для научного подтверждения их существования требовалось специальное исследование — инвентаризация снежно-ледовых образований и изучение прилегающих горных ландшафтов. В настоящее время данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) высокого разрешения позволяют выделить (теоретически с точностью до 1 м) многие природные и снежно-ледовые объекты. Однако для выявления устойчивых нивально-гляциальных образований необходимо измерить характерные параметры этих объектов и определить их границы, используя топографические карты, данные ДЗЗ и GPS-приборы.

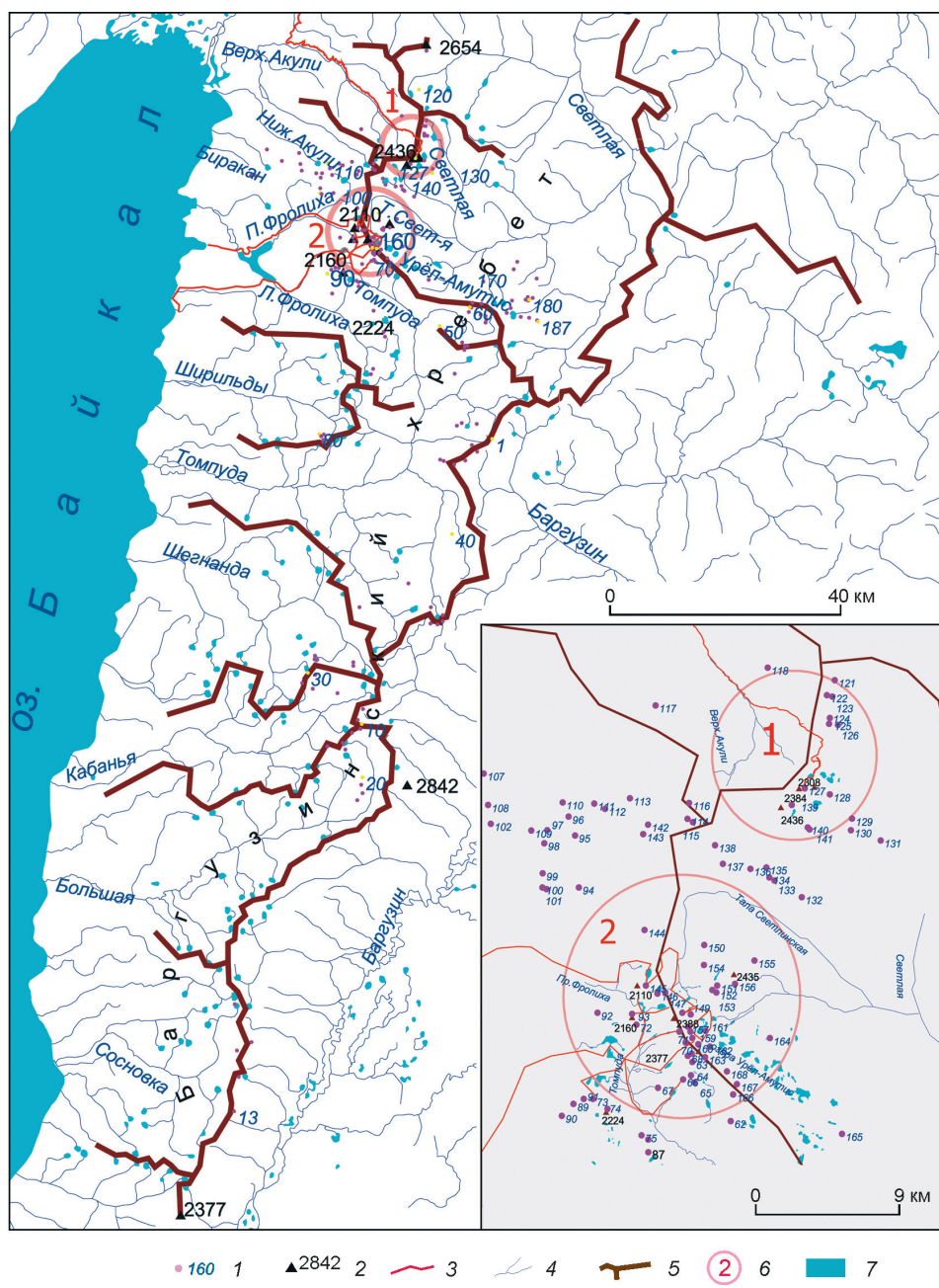


Рис. 1. Баргузинский хребт – структура, нивально-гляциальные образования и маршруты экспедиций:

1 – нивально-гляциальные образования; 2 – вершины; 3 – маршруты; 4 – реки; 5 – хребты; 6 – ключевые участки (1, 2); 7 – озёра

Fig. 1. The Barguzinsky range – structure, nival-glacial formations, and routes of expeditions: 1 – nival-glacial formations; 2 – tops; 3 – the routes; 4 – rivers; 5 – ridges; 6 – key sites (1, 2); 7 – lakes

Гляциологических описаний этой территории нет, поэтому за первичную, наиболее раннюю информацию нами приняты данные топографических карт 1960-х годов (к сожалению, установить, на основе каких аэрофотоснимков выполнено картирование, не удалось, так как после применения они, как правило, уничтожались). В связи с этим использовать данный материал следует с поправками или после геоморфологического исследования на местности. Для фиксации современного состояния, уточнения границ и особенностей структуры снежно-ледовых образований целесообразно применять

материалы ДЗЗ, например WorldView-1 (пространственное разрешение 0,5 м), позволяющие установить геоморфологические детали объектов, а также Landsat (пространственное разрешение 15–30 м), которые дают возможность проследить динамику (периодичность съёмки два раза в месяц) и типизировать объекты (многоспектральность). Использование ДЗЗ для анализа ледников подтверждено аналогичными исследованиями [15–17].

В результате анализа топографических карт масштаба 1:50 000, на которых показаны снежно-ледовые образования, и космических снимков

Таблица 1. Современное (2010 г.) состояние нивально-гляциальных образований Баргузинского хребта по данным космосьёмки

Номер нивально-гляциального образования	Площадь, км ²	Длина, км	Граница, м над ур. моря		Группа	Номер нивально-гляциального образования	Площадь, км ²	Длина, км	Граница, м над ур. моря		Группа
			верхняя	нижняя					верхняя	нижняя	
<i>Бассейн р. Баргузин</i>						043	0,021	0,19	1740	1610	4
001	0,015	0,16	1990	1900	4	044	0,005	0,09	1570	1610	4
002	0,011	0,09	1840	1800	4	045	0,015	0,18	1840	1742	4
003	0,013	0,18	1840	1780	4	046	0,036	0,36	1890	1730	4
004	0,018	0,19	1930	1840	4	047	0,010	0,20	1820	1730	4
005	0,028	0,18	2120	2070	4	048	0,002	0,05	2040	2000	4
006	0,053	0,59	2160	2040	4	049	0,026	0,27	1830	1790	4
007	0,014	0,20	2110	2020	4	050	0,002	0,05	1930	1890	4
008	0,015	0,19	2180	2120	4	051	0,001	0,03	1870	1840	4
009	0,066	0,43	2310	2160	4	052	0,002	0,05	2280	2250	4
010	0,045	0,37	2320	2120	4	053	0,001	0,04	2280	2210	4
011	0,027	0,17	1920	1810	4	054	0,001	0,02	1950	1920	4
012	0,015	0,12	1950	1840	4	055	0,006	0,09	1980	1930	4
013	0,010	0,10	2220	2120	4	056	0,019	0,21	1920	1810	4
<i>Бассейн р. Сосновка</i>						057	0,007	0,06	1990	1930	4
014	0,001	0,03	1930	1910	4	058	0,002	0,05	1980	1950	4
015	0,047	0,20	1950	1850	4	059	0,001	0,02	1950	1920	4
<i>Бассейн р. Большая</i>						060	0,003	0,07	2040	2010	4
016	0,029	0,24	2100	2000	4	061	0,001	0,02	1910	1900	4
017	0,029	0,25	2150	2050	4	062	0,005	0,09	1960	1910	4
018	0,024	0,35	2200	2060	4	063	0,004	0,11	2070	2000	4
019	0,001	0,03	2080	2060	4	064	0,010	0,07	2160	2040	4
020	0,019	0,29	1880	1770	4	65, MELKOOZERNIY	0,020	0,44	2200	1930	2
021	0,021	0,21	1950	1850	4	66, OLENIY	0,016	0,19	1910	1890	3
022	0,025	0,20	1800	1740	4	067	0,001	0,05	2030	2010	4
023	0,021	0,24	1870	1770	4	68	0,005	0,15	2110	2030	4
024	0,051	0,31	2070	1920	4	069	0,002	0,08	2040	2000	4
025	0,019	0,16	2010	1940	3	070	0,003	0,08	2010	1970	4
<i>Бассейн р. Кабанья</i>						071	0,020	0,57	2040	1930	4
026	0,022	0,14	1820	1710	4	72	0,006	0,14	1910	1800	4
027	0,011	0,14	1990	1880	4	073	0,010	0,11	1950	1870	3
028	0,003	0,08	1870	1820	4	74, GLADKIY	0,019	0,24	2130	1900	2
<i>Бассейн р. Шегнанда</i>						075	0,003	0,06	1950	1920	4
029	0,016	0,15	2220	2020	4	076	0,001	0,03	1840	1820	4
030	0,019	0,27	2120	2010	4	77	0,005	0,09	1980	1910	4
031	0,013	0,14	1990	1930	4	078	0,001	0,05	1910	1890	4
032	0,006	0,11	1960	1900	4	079	0,008	0,09	1840	1810	4
033	0,001	0,03	1970	1930	4	<i>Бассейн р. Ширильды</i>					
034	0,005	0,11	2000	1920	4	080	0,001	0,01	2120	2100	4
035	0,022	0,16	1870	1830	4	081	0,006	0,08	1920	1900	4
<i>Бассейн р. Томпуда</i>						082	0,005	0,11	1970	1930	4
036	0,036	0,27	1940	1810	3	<i>Бассейн р. Левая Фролиха</i>					
037	0,060	0,60	2280	2040	3	083	0,002	0,06	2150	2120	4
038	0,019	0,23	2000	1910	4	084	0,011	0,40	2130	1990	4
039	0,012	0,17	2150	2050	4	085	0,005	0,12	1970	1940	4
040	0,001	0,04	1830	1800	4	086	0,002	0,03	1810	1800	4
041	0,022	0,23	1680	1590	4	087	0,006	0,11	1810	1790	4
042	0,003	0,07	1680	1640	4	088	0,001	0,04	1630	1610	4

(проведено первичное дешифрирование) на весь Баргузинский хребет мы определили ключевые участки (1 и 2) для экспедиционных работ. Созданы также ГИС-проект и база данных нивально-гляциальных образований (Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620600, Ледники Баргузинского хребта, 13 мая 2013 г.) для количественного анализа накопленной информации (некоторые характеристики приведены в табл. 1).

Г.А. Носенко показал, что для ледников Алтая с уменьшением их площади возрастает ошибка определения параметров ледников [16]. Общая ошибка складывается из ошибки измерения (материалы, приборы) и субъективной ошибки [8, 16], связанной с проблемами дешифрирования, точности и аккуратности проведения границ при векторизации (последняя в данной работе не рассматривается). Точность измерения по кар-

Номер нивально-гляциального образования	Площадь, км ²	Длина, км	Граница, м над ур. моря		Группа	Номер нивально-гляциального образования	Площадь, км ²	Длина, км	Граница, м над ур. моря		Группа
			верхняя	нижняя					верхняя	нижняя	
089	0,002	0,05	1820	1810	4	138	0,001	0,04	1820	1800	4
090	0,004	0,07	1810	1750	4	139	0,001	0,03	2010	2000	4
091	0,011	0,09	1880	1830	3	140	0,001	0,03	2300	2280	4
<i>Бассейн р. Правая Фролиха</i>						141	0,008	0,11	2250	2230	4
092	0,010	0,14	1700	1590	4	165	0,003	0,08	1830	1780	4
93, РОТАУНОУ	0,021	0,13	2100	1860	2	166	0,010	0,13	2020	1960	4
094	0,001	0,05	1600	1580	4	167	0,007	0,14	1980	1930	4
095	0,004	0,08	1770	1750	4	168	0,077	0,62	2220	1980	3
096	0,002	0,04	1860	1850	4	169	0,001	0,03	2040	2010	4
097	0,003	0,07	1810	1780	4	170	0,026	0,19	1890	1800	4
098	0,002	0,05	1730	1720	4	171	0,009	0,09	1850	1800	4
099	0,001	0,04	1680	1670	4	172	0,007	0,06	2150	2100	4
100	0,003	0,07	1640	1580	4	173	0,005	0,07	2100	2070	4
101	0,001	0,01	1550	1540	4	174	0,011	0,22	2150	2060	4
102	0,003	0,05	1730	1690	4	175	0,010	0,28	2210	2170	4
<i>Бассейн р. Биракан</i>						176	0,001	0,04	2080	2070	4
103	0,001	0,03	1560	1550	4	177	0,011	0,20	2280	2170	4
104	0,001	0,03	1650	1620	4	178	0,002	0,08	2150	2120	4
<i>Бассейн р. Акули</i>						179	0,002	0,05	2330	2290	4
105	0,003	0,09	1910	1890	4	180	0,007	0,12	2200	2130	4
107	0,002	0,05	1860	1820	4	181	0,005	0,11	2110	2050	4
108	0,015	0,21	1830	1740	4	182	0,001	0,04	2290	2260	4
109	0,009	0,10	1950	1870	4	183	0,027	0,34	2170	2040	3
110	0,003	0,06	1870	1840	4	184	0,017	0,52	2310	2030	4
111	0,025	0,35	2020	1940	3	185	0,001	0,02	2020	2000	4
112	0,018	0,14	2050	1870	3	186	0,005	0,05	2310	2290	4
113	0,020	0,43	2140	1840	3	187	0,012	0,22	2320	2180	4
114	0,002	0,07	1950	1910	4	<i>Бассейн р. Тала Светлинская</i>					
115	0,001	0,02	2030	2010	4	142	0,011	0,18	1920	1850	3
116	0,006	0,06	1890	1880	4	143	0,002	0,05	1880	1850	4
117	0,001	0,05	2030	2000	4	144	0,010	0,11	1970	1900	4
118	0,007	0,08	2170	2050	4	145	0,071	0,29	2040	1830	2
<i>Бассейн р. Светлая</i>						146	0,030	0,12	2040	1980	4
119	0,002	0,09	2390	2350	4	147	0,001	0,04	1930	1920	4
120	0,002	0,07	2220	2180	4	148	0,050	0,23	2130	2010	2
121	0,003	0,09	2140	2090	4	149	0,018	0,09	2150	2000	3
122	0,003	0,12	2280	2190	4	150	0,001	0,04	1930	1910	4
123	0,004	0,06	2240	2160	3	151	0,002	0,05	1950	1930	4
125	0,002	0,04	2220	2190	4	152	0,003	0,05	2070	2040	4
126	0,002	0,05	2240	2220	4	153	0,016	0,22	2040	1950	3
127, akuli	0,060	0,27	2330	2100	1	154	0,008	0,06	2060	2010	4
128	0,008	0,13	2180	2140	4	155	0,001	0,04	2060	2030	4
129	0,026	0,28	2230	2180	3	156	0,003	0,07	2060	2030	4
130	0,007	0,14	2300	2230	4	157	0,022	0,17	2110	2010	3
131	0,003	0,07	2200	2180	4	158	0,002	0,08	1970	1930	4
132	0,032	0,19	2020	1910	3	159	0,041	0,37	2130	1940	2
133	0,005	0,08	1840	1810	4	160, urel-amutis	0,136	0,60	2260	2010	1
134	0,001	0,02	1810	1790	4	161	0,006	0,08	1970	1890	4
135	0,001	0,03	1720	1700	4	162	0,008	0,11	1910	1860	4
136	0,008	0,05	1980	1920	3	163	0,002	0,07	2020	2000	4
137	0,011	0,15	1920	1850	4	164	0,004	0,02	2020	1990	4

те масштаба 1:50 000 соответствует 50 м, в лучшем случае – 25 м, если считать, что расстояние можно оценить в пределах 0,5 мм. Пространственное разрешение космоснимков Landsat-TM – 30 м, а ETM (панхроматический канал) – 15 м. Пространственное разрешение снимка WorldView-1 – 0,5 м, что укладывается в пределы 15–30 м. Точность оп-

ределяемых нами характерных границ (нижний край ледника, бергшрунд, фирновая линия) по GPS Garmin-76CSx (5–8 м) также не превышает этих величин. Если принять точность определения границ образования 60 м (два пиксела), то для основного ледника № 160 (см. табл. 1), площадью 0,136 км² при периметре 1,7 км, точность определе-

Таблица 2. Характеристика использованных данных ДЗЗ

Спутник	Сканер, число спектральных каналов и пространственное разрешение, м	Код сцены	Дата съёмки
WorldView-1	Оптическая камера, 1 и 0,5	052717720010_01_P001_PAN	08.09.2008
Landsat-5	TM, 7 и 30	LT51310211992211BJC01	29.07.1992
		LT51310212003193BJC00	12.07.2003
		LT51310212009241MGR00	29.08.2009
		LT51310222011231IKR00	19.08.2011
Landsat-7	ETM, 8 и 15	LE71300212007237PFS00	25.08.2007
		LE71310212008183EDC00	01.07.2008
		LE71310212010236SGS00	24.08.2010
		LE71310212012258EDC00	14.09.2012
		LE71310212013244EDC00	01.09.2013
Landsat-8	OLI, 11 и 15	LC81310212013220LGN00	08.08.2013

ния площади составит 2,25% (площадь ошибочных пикселей равна: периметр $\times 2 \times$ площадь пиксела).

Растровые картографические слои (топокарты и космоснимки) подготавливались с помощью пакета ENVI. Все картографические материалы и космоснимки преобразовывались к проекции Гаусса–Крюгера (Пулково-1942 г., WGS-84, зона 19) без ортотрансформации, но космоснимки дополнительно привязывались по характерным опорным точкам к топокартам. Первоначально процедура привязки (Registration) выполнялась для топокарт по пяти опорным точкам (четыре угловых и центральная, ошибка привязки не превышала 3 м). Затем создавались разные варианты синтеза из данных ДЗЗ, которые привязывались к топокартам. И использованные данные ДЗЗ приведены в табл. 2.

Снимок WorldView-1 сделан в сентябре, когда начинает формироваться снежный покров, но большая разрядность элемента изображения для представления полутонов (11 бит) позволяет «снять» свежий снег, отображая на экране восемь старших или младших бит пиксела. Это помогает уточнить границы ледника. При дешифрировании снимков Landsat использовался синтез каналов 2–4–7. В среднем (седьмом) канале инфракрасного спектра нагретым открытым каменистым объектам соответствуют яркие оттенки, а холодным объектам (вода и лёд) – тёмные. В ближнем (четвёртом) канале ИК-спектра тёмные оттенки соответствуют холодным, влажным объектам, но свежий снег выглядит ярче, а в зелёном (втором) или красном (третьем) диапазонах чётче отображаются видимые глазом объекты (светлый снег, лёд). Глубокая вода и тени всегда тёмные, поэтому нивально-гляциальные образования контрастнее выделяются в синтезе 2–4–7. Если сравнивать космические снимки с аэросъёмкой, то оптимально использовать синтез каналов 1–2–3, но в этом случае канал 1 даёт до-

полнительную мутность, особенно при небольшом тумане. От дымки можно избавиться с помощью синтеза 2–3–4. При дешифрировании мы использовали различные варианты синтеза, но наиболее удачен был 2–4–7. Этот синтез улучшался процедурой ENVI Gram-Schmidt-Spectral-Sharpening по каналу 8 или каналы 4 и 7 приводились к разрешению 15 м, а вместо канала 2 подставлялся канал 8. По нашим оценкам, после анализа космоснимков с 1992 по 2013 г., полученных в оптимальное время (июль–август), типичное состояние нивально-гляциальных образований характеризует снимок Landsat от 24 августа 2010 г. Например, 2011 г. был благоприятным для нивально-гляциальных процессов: все изображённые на карте и космоснимках объекты были идентифицированы на местности (участок 2). 2012 г. был неблагоприятным, дождливым, поэтому большинство снежников стаяло, а ледники активно покрывались обломочным материалом из-за усилившихся камнепадов. К сожалению, ненастная погода не позволила выполнить безоблачную съёмку в июле–августе этого года. На сентябрьском снимке отмечено, что многолетние снежники сократились до минимального размера. Данные 2010 и 2013 г., по нашему мнению, отражают типичное для этой местности состояние нивально-гляциальных образований. Съёмка 2013 г. выполнена именно в тот день, когда мы работали на леднике Урёл-Амутис (№ 160).

Для составления ГИС-проекта (создание векторных слоёв и атрибутивной базы данных) использовался пакет программ ArcView. По растровой подложке была выполнена векторизация границ ледников, изображённых на картах, а затем тех же образований на космоснимках. База данных составлялась по принятым правилам [21] с учётом возможной интеграции в Международную базу данных [14, 23, 24]. Использовалась следующая ме-

тодика измерительных работ. В ArcView создавались три «темы» (векторных слоя): точечная (центр ледника, верхняя и нижняя отметки), линейная (осевая линия ледника) и полигональная (собственно образование, ограниченное контуром). После нанесения контура объекта проводилась осевая линия от нижнего конца до верховьев самого длинного из питающих ледник потоков. В начале, конце и середине осевой линии ставились соответствующие точечные отметки. С помощью специальных скриптов ArcView в атрибутивную таблицу соответствующих тем вносились рассчитанные автоматически параметры: координаты центра ледника, длина, периметр, площадь, высота верхней и нижней отметок (см. табл. 1). Фактически, длина ледника – это длина осевой линии, периметр – длина контурной линии, верхняя и нижняя границы – значения изолинии рельефа при пересечении её с осевой линией. Использовался векторный слой изолиний, построенный из цифровой модели рельефа SRTM3, экстраполированный до 10 м и скорректированный по топокарте.

Векторизация и нумерация объектов выполнялись против часовой стрелки относительно устья реки и с самых южных рек Баргузинского хребта, впадающих в оз. Байкал (см. рис. 1). Это реки: Баргузин, Сосновка, Большая, Кабанья, Шегнанда, Томпуда, Ширильды, Левая Фролиха, Правая Фролиха, Биракан, Акули (система рек Акули, Верхняя, Нижняя Акули), Светлая (Тала Светлинская – приток Светлой). Поскольку территория хребта относится к водосбору Байкала (Енисея), то по классификации код (code) ледника должен быть SU5B16000xxx, где xxx – номер нивально-гляциального образования. В обобщённые таблицы (базу данных) вносились соответственно 20 основных параметров: code, name glacier, lat, long, total area и т.д., один из которых соответствовал топокартам, другой – данным ДЗЗ.

Характеристика Баргузинского хребта

Общая протяжённость Баргузинского хребта от нижнего течения р. Баргузин до р. Верхняя Ангара достигает 300 км. В поперечном сечении его ширина изменяется от 30 км в южной части и достигает 85 км на северо-востоке. Средняя высота вершин хребта – 2400–2500 м, наиболее высокая – в средней части, где в истоках р.левой Большой находится высшая точка хребта и всего Прибайкалья: 2841 м – пик Байкал (по некоторым данным 2840, 2842 м) [2, 3].

В геоморфологическом отношении Баргузинский хребет представляет собой ступенчатое глы-

бовое поднятие со значительным смещением отдельных блоков по мощным разломам и с широким развитием крупных надвигов. Сложен он в основном палеозойскими гранитоидами, гнейсами, а также кембрийскими песчаниками и конгломератами. Восточные склоны хребта очень крутые, часто скалистые, безлесные, а в сторону Байкала – пологие, образующие три морфологические ступени. *Первая ступень* – низкогорная (600–1000 м); рельеф её сглаженный, слаборасчленённый, склоны пологие или средней крутизны, моделированные склоновым смывом и десерпцией, хорошо увлажняемые, покрыты тёмнохвойной тайгой с густым подлеском. *Вторая ступень* – среднегорная (1600–1800 м); представлена массивными прямыми и выпуклыми склонами, крутизной 30–40°, с отдельными останцами коренных пород и отвесными скальными стенками. Склоны покрыты сплошным чехлом крупноглыбовых коллювиальных образований, изрезаны эрозионными ложбинами и лавинными лотками. Водораздельные гребни узкие. Часто на приводораздельных склонах северной и восточной экспозиций в понижениях рельефа формируются навейные снежники, которые иногда перелетовывают. *Третья ступень* – самая верхняя (1800–2800 м), представлена высокогорным экзарационным рельефом: карами, карлингами, пилообразными гребнями и трогами. Эти формы представляют собой результат древнего оледенения и в настоящее время подвержены интенсивным деструктивным гравитационным процессам. Кары ориентированы на север, северо-восток и юго-восток. Их высотное размещение на графике даёт сгущение на уровнях 1600, 1700, 1800, 2000 и 2100 м [4].

Северные климатические районы Байкала [2] отличаются от южных: меньшей продолжительностью солнечного сияния – до 1800 часов (на юге 2000–2200); меньшим безморозным периодом – 102 дня (на юге 124 дня); меньшей суммой температур более 10 °С – 846 (на юге 1204). Средние температуры воздуха за год не превышают –3,3 °С. В пределах Баргузинского хребта в январе средние температуры воздуха составляют –24 ÷ –28 °С, в июле – +8 °С, в апреле и октябре – –8 °С, количество годовых осадков достигает 1200 мм [2, 14]. Толщина снежного покрова составляет более 100 см [2]. На западных склонах со снегопадами связано большинство лавин, в то время как на восточных склонах в лавинной деятельности главную роль играют метели и сублимационный метаморфизм снега [14].

Практически весь год Северное Прибайкалье подвержено повышенной среднемесячной и ниж-

ней облачности более 7 баллов, только в феврале–марте облачность снижается до 6 баллов [2]. Результирующая циркуляция ветров зимой (январь) через Предбайкальскую впадину, Северо-Байкальское и Становое нагорье с севера распространяется на Баргузинский хребет. Весной (апрель) через Байкальский хребет и акваторию Байкала воздушные массы пересекают Баргузинский хребет с запада на восток. Аналогичная циркуляция ветров наблюдается летом (июль) с преимущественным северо-западным притоком и осенью (октябрь) с преимущественным юго-западным притоком воздушных масс [2].

Для Баргузинского хребта характерен повышенный сток рек бассейна Байкала. Приведём значения средних параметров: многолетний сток >750 мм; средний слой дождевого стока >250 мм; средний слой снегового стока <500 мм; коэффициент стока рек >0,7; средний слой грунтового стока >250 мм; максимальный дождевой и снеговой сток 1%-й обеспеченности равен соответственно 250 и более 500 л/(с·км²) [2].

Основная доля нивально-гляциальных образований находится в области сплошного распространения многолетнемерзлых образований, мощностью до 100 м, с низким, менее 50 мВт/м², потоком глубинного тепла, с повышенными аномалией (5–10 мЭ, 1 мЭ ≈ 0,08 А/м) напряжённости магнитного поля и остаточной изостатической аномалией силы тяжести [2]. Такое геолого-геоморфологическое строение Баргузинского хребта, а также особенность климата с преимущественным северо-западным переносом осадков и их задержкой на более широкой северной половине хребта создают благоприятные условия для консервации нивально-гляциальных образований.

Результаты исследования

Дешифрованные по космоснимкам Landsat и WorldView-1 снежно-ледниковые каровые образования именно в тех местах, где они представлены как ледники на топографических картах, судя по незначительным размерам, слабовыраженному современному моренному комплексу и положению в карах, относятся к малым нивально-гляциальным образованиям. При экспедиционных исследованиях обнаружены все представители ряда «снежник-перелеток – многолетний снежник – каменный глетчер – малый ледник», демонстрирующие переходные формы генетической цепи «снежник – ледник» [9]. Одна из особенностей Баргузинских ледников – их низкое высотное расположение.

Как и на Байкальском хребте, снеговая линия проходит здесь на высоте около 1750 м, что на 1350 м ниже хионосферы [1]. Наибольшие пики хребта с юга на север достигают следующих высот: в южной и средней его частях – 2601–2841 м (пик Байкал), в северной – 2630–2654 м. В ледниковых карах ледников нет, ледники и снежники расположены гораздо ниже: в отрицательных формах рельефа (карах и нишах) преимущественно северной экспозиции. Заросли кедрового стланика почти достигают вершин и часто находятся на одном высотном уровне со снежно-ледовыми объектами.

По результатам изучения топокарт предполагалось, что максимальные по площади нивально-гляциальные образования сосредоточены в верховьях рек Акули и Светлой – ключевой участок 1 (см. рис. 1, рис. 2). Согласно данным ДЗЗ, эти образования, по сравнению с изображёнными на топокарте, были меньше и выглядели сильно расчленёнными. Мы идентифицировали наиболее крупный ледник Акули (№ 127) у водораздельного хребта рек Верхняя Акули и Светлая (см. рис. 2), около пика Акулимашикт (2436,6 м). Судя по космоснимкам, он покрыт поверхностными моренами, а его нижняя часть, спускающаяся к ледниковому озеру, длиной 500 м, расчленена останцами или моренами.

Это подтвердилось при экспедиционных исследованиях 2012 г. [11]. Нижний 500-метровый участок исторических морен весьма неоднороден, имеет узкие гребни и впадины, глубиной до 5–8 м, с остатками льда и снега. В нижней его половине на выположенных участках образовались осоково-моховые бадановые поляны. Верхние гребни морен покрыты лишайником. От верхней морены этого комплекса, вероятно сформированной (по геоморфологическим и лихенологическим признакам) в малый ледниковый период, ледник отступил на 50–100 м, образовав каменистую ровную полосу на ледяном ложе. На склоне этой морены, обращённой к леднику, видны современные моренные отложения, высотой 3–4 м. Выположенная часть языка в ложе кара, фрагментарно покрытая чехлом мелкообломочного материала, протяжённостью 150–200 м, имеет резко выраженный нижний край – уступ, высотой 1–1,5 м. С увеличением крутизны ледник приобретает присклоновую форму (высотой 50–70 м) с открытым и натёчным льдом и фирновыми питающими притоками в кулуарах. Вероятно, при составлении топокарт в 1960-е годы размер ледника был завышен из-за ошибки при дешифрировании аэроснимка. Он занимал немного большее пространство, чем в настоящее время,

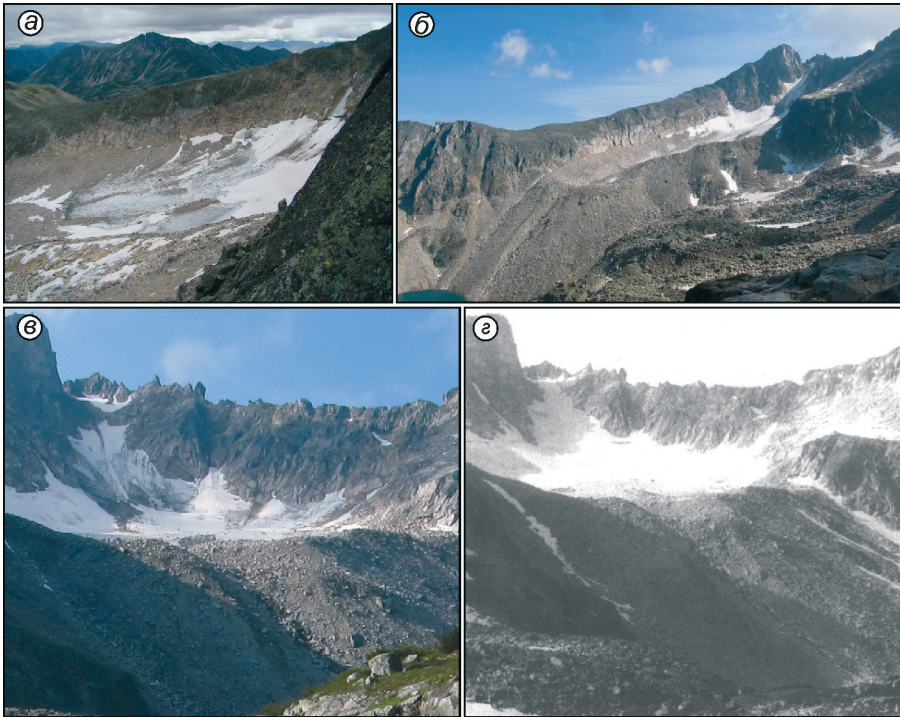


Рис. 3. Ледник Урёл-Амутис (№ 160): *a* – нижний край ледника 2 августа 2011 г.; *б* – профильный вид ледника 8 августа 2013 г.; *е* – фронтальный вид ледника 8 августа 2013 г.; *з* – этот же ракурс ледника 30 июля 1985 г. [13]

Fig. 3. The Urel-Amutis Glacier (№ 160):

a – the lower edge of the glacier on August 2, 2011; *b* – a profile view of the glacier on August 8, 2013; *e* – a front view of the glacier on August 8, 2013; *z* – the same view of the glacier on July 30, 1985 [13]

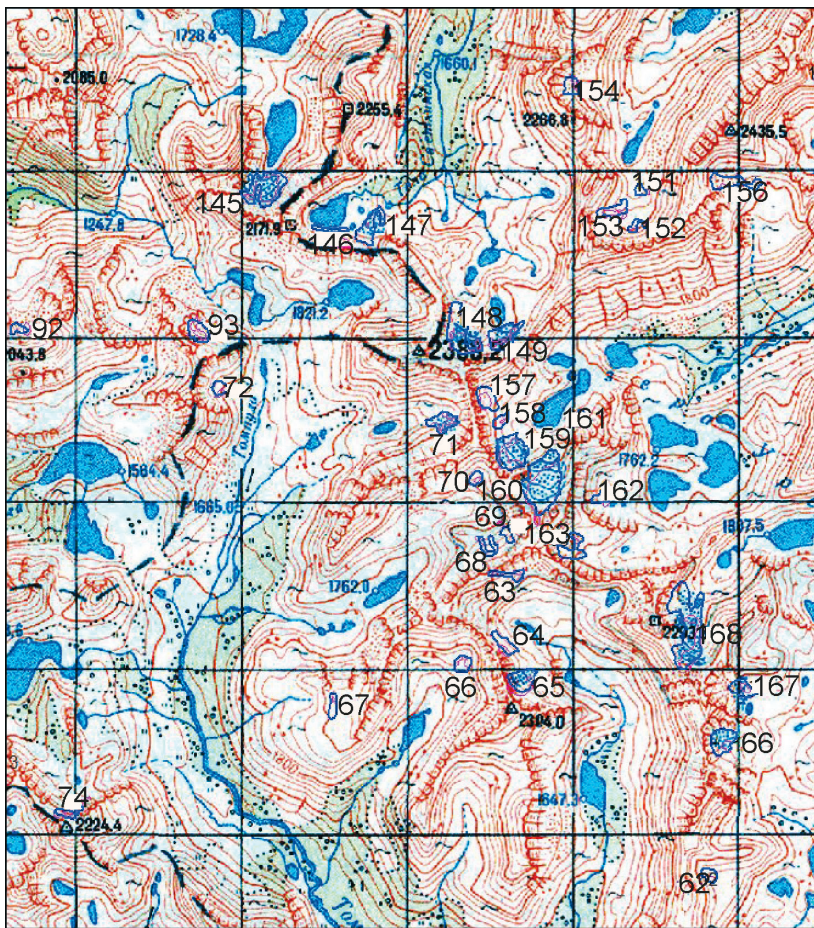


Рис. 4. Ключевой участок 2:

1 – контуры нивально-гляциальных образований по топокарте масштаба 1:50 000; *2* – то же, по ДЗЗ Landsat 2010 г.; *3* – номер нивально-гляциального образования; фон – топографическая карта масштаба 1:100 000, 1960 г.

Fig. 4. The key site 2:

1 – contours of the nival-glacial formations of topographical map scale 1:50 000; *2* – ditto the Landsat ERS data in 2010; *3* – the number of the nival-glacial formation; background – the topographical map scale 1:100 000 of 1960

провалы заполнены фирном и льдом. Севернее, в этой же системе каров, находится снежно-ледовое образование № 158 на стадии перехода в многолетний снежник, а далее располагается ледник № 157, покрытый каменными обломками. Вероятно, ранее это были не три отдельных образования, а единый ледник, оставивший после себя бараньи лбы и разноуровневый каскад озёр, из которых вытекает самый большой правый приток р. Тала Светлинская, называемый туристами «ручей Таёжный» [12].

К северу за отрогом (северо-западнее перевала Тарелка) в следующем каре расположена группа ледников № 148 и 149 под вершиной 2388,2 м (см. рис. 1, 4). С обеих сторон этого отрога обследованы кары, в которых ледники деградировали до состояния многолетних снежников и каменных глетчеров (№ 64–71, № 146, 147). Они дают питание истокам рек Тала Светлинская и Томпуда. Далее вдоль хребта, с северо-восточной стороны, в районе вершины 2110,1 м сохранился присклоновый деградировавший ледник № 145 с озером в виде бутылки, из которого вытекает приток р. Тала Светлинская.

За хребтом, к югу, в бассейне р. Правая Фролиха, севернее перевала Замок, разделяющего истоки рек Томпуда и Правая Фролиха, под вершиной Замок (1160 м) расположен присклоновый ледник Потайной № 93 (см. рис. 4). Его отвесная часть образована ледово-фирновым субстратом, а выположенная представлена двумя спускающимися каменными глетчерами с фирново-снежными полями в межморенных впадинах. Южнее, в соседнем каре восточной экспозиции, уже в истоках р. Томпуда, сохранился многолетний снежник № 72. Ниже по течению р. Томпуда, в каре под пиком Гладкий (2224,4 м) находится небольшой присклоновый ледник № 74.

Обсуждение результатов

Выполненные исследования позволили выделить четыре основные группы нивально-гляциальных образований.

Первая группа – ледники Урёл-Амутис (№ 160) и Акули (№ 127). Они расположены на высотах 1970–2290 м. Динамика ледника № 160 показана на рис. 5. По результатам его GPS-съёмки установлены: нижняя граница языка перед конечной мореной (1975 м); верхняя граница абляции (2070 м); линия основного бергшрунда (2115 м), уходящая в глубь ледника более чем на 5 м. Отмечается трещина, которая проходит от левого до правого борта, пересекая поверхностную морену. Верхняя подвершинная часть отделилась от основной массы перемышкой,

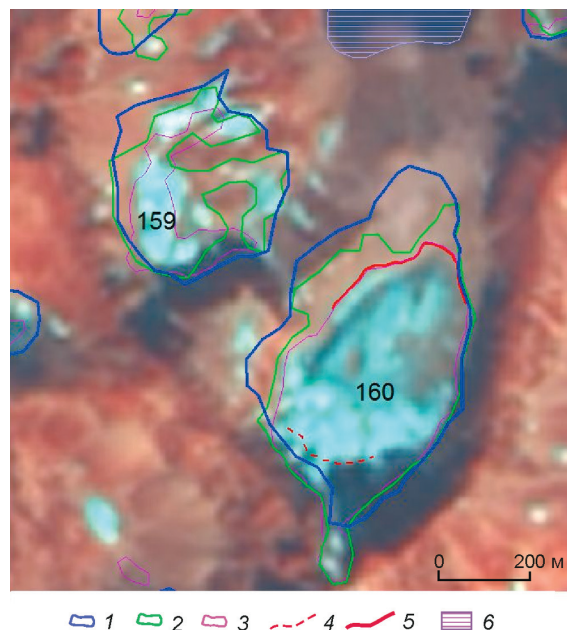


Рис. 5. Изменение площади ледников № 159 и 160.

Стадии ледника: 1 – по топокарте 1960 г.; 2 – по космоснимку Landsat-5 1992 г.; 3 – по космоснимку Landsat-7 2010 г.; 4 – бергшрунд; 5 – нижняя граница ледника; 6 – озеро; фон – космоснимок Landsat-8 2013 г.

Fig. 5. Changes of the glaciers № 159 and 160.

Glacier stages according to: 1 – topographical map of 1960; 2 – space image by Landsat-5 in 1992; 3 – space image by Landsat-7 in 2010; 4 – bergschlund; 5 – the lower limit of the glacier; 6 – lake; background – space image by Landsat-8 in 2013

выполненной обломочным материалом и представляющей собой в настоящее время зону лавинного питания ледника. На снимке 1985 г. видно, что ледник вместе с питающим притоком поднимается к самой вершине (см. рис. 3 в, з). Над левым бортом, на выположенной площадке фотоснимка 1985 г. и космоснимка 1992 г., виден большой снежник, который, вероятно, был источником лавинного питания ледника. Теперь здесь сохранились небольшие снежники (см. рис. 5). Судя по высоте морен, толщина ледника заметно уменьшилась: примерно на 10 м за последние 50–100 лет. Он отступил больше снизу и от левого борта (100–150 м) и практически сохранил границы с затенённого правого края. Ледник Акули (№ 127) деградировал сильнее. Его пологая нижняя часть существенно скрыта поверхностными моренами. Конечная морена выражена хуже и не перекрыла морену предыдущей стадии оледенения. За тот же период времени ледник отступил примерно на 100 м в длину, толщина сократилась на 5 м, а площадь стала вдвое меньше площади ледника Урёл-Амутис.

Вторая группа – ледники, деградированные до состояния присклоновых и сохраняющиеся

благодаря северной экспозиции и крутым каровым стенкам. Их нижняя выположенная часть у основания крутого склона образует снежно-фирновое поле, которое обычно скрывает уходящий вниз каменный глетчер. Характерные аналоги этих образований – ледники № 157, 159, 93 (Потайной) в истоках притока Правая Фролиха и ледник № 74 (Настенный) под пиком Гладкий 2224,4 м (см. рис. 4). Ледниковая присклоновая часть обычно «прилеплена» к скальной стенке на высоте 2000–2100 м, а часть языка в ложе кара расположена на высоте 1800–2000 м [10, 11]. Присклоновая часть таких ледников почти не заметна на аэро- и космоснимках.

Третья группа – ледники находятся в состоянии перехода снежно-ледовых образований в стадию каменного глетчера (№ 66, 70, 71 и др.). Они покрыты обломочным материалом, представляют собой каменно-снежно-ледовые потоки и занимают более низкие кары – на высотах 1800–2000 м.

Четвёртая группа – многолетние снежники, которые можно найти практически в каждом каре. Все они дешифрируются на снимках Landsat 1992 и 2003 гг. И, хотя снежник № 72 в 2011 г. практически стаял, в 2011 и 2013 г. он занял прежние позиции. Часть этих образований, расположенная в ложе кара, маркирует местоположение бывших ледников (№ 68–72, 158 и др.). Некоторые снежники сохранились на крутых северных склонах, часто ниже границы распространения кедрового стланика. Крупные снежники занимают кары или кулауры в диапазоне высот 1600–2200 м.

Таблица 3. Сравнительные характеристики ледников групп 1 и 2 по топокарте и космоснимкам

Номер ледника	Группа	Площадь ледника, км ²		Сокращение площади, %
		1960 г. (топокарта)	2010 г. (космоснимок)	
65	2	0,65	0,02	96,9
74	2	0,022	0,019	13,6
93	2	0,049	0,021	57,1
127	1	0,135	0,06	55,6
145	2	0,134	0,071	47,0
159	2	0,124	0,041	66,9
160	1	0,242	0,136	43,8
<i>Итого</i>		1,356	0,368	72,9

Общая площадь нивально-гляциальных образований на середину 1960-х годов составляла 9,2 км². Современная площадь этих образований, по данным космосъёмки Landsat-5, 7, равна 2,3 км². Однако в результате дифференцированного анализа только ледников (с поправками для ледника Акули, для которого за основу берётся его состояние по космоснимку 1992 г., а не результаты картографирования) ледники первой группы сократились на 48%, а второй – на 82%. Образования, идентифицированные как ледники, более устойчивы (табл. 3). Для ледников, перешедших в стадию снежника, характерно перемещение вверх по склону.

Если сравнивать изменения ледников горных массивов Кодар, Баргузинский, Байкальский хребты и Восточный Саян, то видна общая тенденция к сокращению ледников (табл. 4). Ледник Перетолчина имеет самый длинный период наблюдения

Таблица 4. Характеристики типичных ледников по трансекту Кодар–Восточный Саян

Ледник, год и источник получения данных	Площадь, км ²	Длина, км	Граница, м над ур. моря		Сокращение площади, %	Скорость сокращения, км ² /год
			верхняя	нижняя		
Азаровой № 18 (Кодар): 1963 г. [7] 2007 г. [9]	1,3	2,1	2320	2000		
	0,56	1,55	2480	2296	57	0,0168
Урёл-Амутис (Баргузинский хребет): 1960 г. (топокарта масштаба 1:50 000) 2010 г. (космоснимок Landsat-7)	0,24	0,78	2263	1970		
	0,14	0,6	2263	2012	44	0,0021
Черского (Байкальский хребет): 1960 г. (топокарта масштаба 1:50 000) 2010 г. (космоснимок Landsat-7)	0,45	1,1	2200	1750		
	0,41	0,91	2200	1790	9	0,0008
Перетолчина северный № 31 (Мунку-Сардык): 1906 г. [18] 1962 г. (карта масштаба 1:100 000) 2006 г. (космоснимок QuickBird)	0,68	1,4	3490	2776		
	0,5	0,95	3460	2910	26	
	0,34	0,86	3460	2930	50	0,0034
Топографов № 18 (Восточный Саян): 1953 г. [6] 2010 г. (космоснимок Landsat-7)	1,2	2,5	2320	3000		
	1,1	2,2	2340	3000	8	0,0018

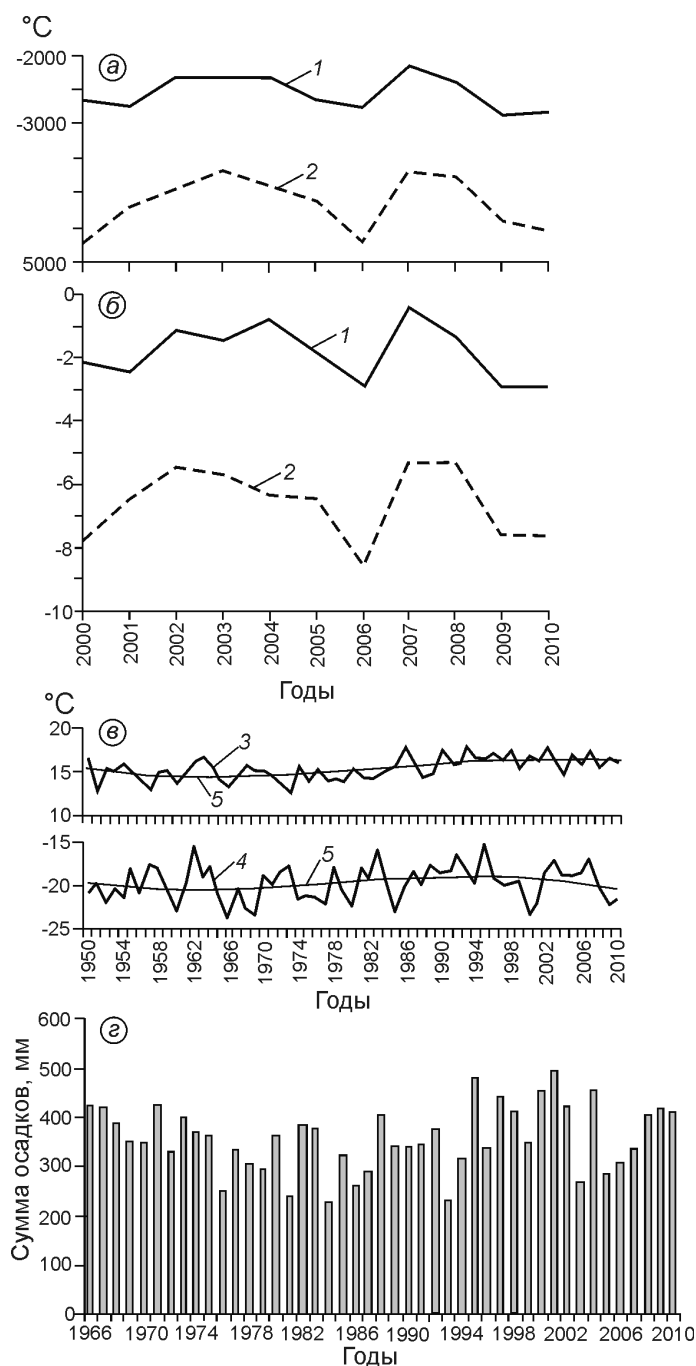


Рис. 6. Сумма температур (а) и среднегодовые температуры (б) по данным ГМС Нижнеангарск (1) и Чара (2) за первые 10 лет XXI в., среднемесячная температура по данным ГМС Нижнеангарск (в) за последние 60 лет: 3 – июль, август; 4 – январь, декабрь; 5 – линии тренда; годовые суммы осадков по данным ГМС Нижнеангарск (г) с 1966 по 2010 г.

Fig. 6. Accumulated temperatures (a) and average annual temperatures (б) at the meteorological stations Nizhneangarsk (1) and Chara (2) for the first 10 years of the 21st century and monthly temperatures at the Nizhneangarsk meteorological station (в) for the past 60 year: 3 – July, August; 4 – January, December; 5 – corresponding trend line; annual precipitation at the Nizhneangarsk meteorological station (г) for the period from 1966 to 2010

(более 100 лет). За первые полвека его площадь сократилась на 26%, а за весь 100-летний период – на 50%. По данным дешифрирования космоснимка Quick Bird 2006 г. (0,6 м) его площадь в начале прошлого века составляла не 0,68 км² (в Каталоге – 0,7 км² [6]), а 0,82 км²; в 2006 г. она была равна 0,34 км², а по данным космосъёмки 2012 г. – 0,26 км², т.е. темпы деградации ледника возросли (0,005 км²/год). Как было показано исследованиями на хр. Кодар [9], уменьшалась толщина всех ледников.

В последние 5–10 лет абляция усиливалась, что, вероятно, связано с климатическими изменениями. К сожалению, многие гидрометеостанции (ГМС) прекратили свою работу и их данные недоступны. Ближе всего к изучаемой территории расположена ГМС на побережье оз. Байкал в Нижнеангарске. При сравнении её данных и данных ГМС Чара (на Кодаре) прослеживается их корреляция (рис. 6, а, б). Примерно 50 лет назад наблюдался небольшой спад средних температур (см. рис. 6, в), что было благоприятно для нивально-гляциальных процессов. К 2000 г. температуры повысились и летом, и зимой, уменьшалась и сумма осадков, однако в настоящее время температуры понижаются, а годовая сумма осадков растёт (см. рис. 6, г). Возможно, начинается период похолодания, аналогичный 1960-м годам. Анализ изменения ледника Перетолчина [20] показал, что в настоящее время его нижняя граница находится на 66 м выше, чем в 1906 г., но на 28 м ниже, чем в 1963 г., и на 20 м выше, чем в 1982 г. Наступание ледника, зафиксированное в 1982 г., очевидно, связано с похолоданием 1960–70-х годов. Вероятно, такие же процессы протекали и на Баргузинском хребте, что, с определёнными оговорками, было отображено на топографических картах и прослеживается при сравнении фотоснимков 1985 и 2013 г.

Выводы

Сопоставление картографических, дистанционных и экспедиционных материалов свидетельствует о сокращении площади нивально-гляциальных образований и деградации ледников от каровых к присклоновым. Кроме того, небольшие ледники, отмеченные в 1960-е годы на топографических картах, в настоящее время стали многолетними снежниками или каменными глетчерами. Обнаруженные нами нивально-гляциальные образования разделе-

ны на четыре группы: каровые ледники; присклонные ледники; каменные глетчеры; многолетние снежники (см. табл. 1). Из-за особенностей климата и рельефа современное оледенение сосредоточено в северной части хребта. Ледники и многолетние снежники сохранились преимущественно в карах северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций на высотах 1900–2200 м. Основная масса ледников сосредоточена в бассейне р. Тала Светлинская.

За последние 50 лет суммарная площадь нивально-гляциальных объектов в Баргузинском хребте, по предварительным оценкам, уменьшилась в 4 раза, правда, каровые ледники сократились только вдвое. Основной ледник Баргузинского хребта – Урёл-Амутис – уменьшается со скоростью 0,002 км²/год, что соизмеримо с темпами сокращения ледников Восточного Саяна, но меньше, чем у аналогичного ледника Азаровой в хр. Кодар.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 12.9 и Интеграционного проекта СО РАН № 50.

Литература

1. *Алешин Г.В.* Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте // География и прир. ресурсы. 1982. № 4. С. 133–136.
2. Байкал: Атлас. М.: изд. Роскартографии, 1993. 160 с.
3. Байкал: природа и люди. Энциклопедический справочник. Улан-Удэ: ЭКОС, 2009. 608 с.
4. *Будаев Р.Ц.* Баргузинская морфоструктура // Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 37–47.
5. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Ледники. М.: Мысль, 1989. 447 с.
6. Каталог ледников СССР. Т. 16. Вып. 1. Ч. 3–5. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1973. 64 с.
7. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 44 с.
8. *Китов А.Д.* О точности геоинформационного картографирования горных геосистем // IX науч. конф. с междунар. участием по тематич. картографии: «Тематическое картографирование для создания инфраструктур пространственных данных». Т. 1. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2010. С. 37–39.
9. *Коваленко Н.В.* Режим и эволюция малых форм оледенения. М.: МАКС Пресс, 2011. 240 с.
10. *Коваленко С.Н., Китов А.Д.* Современные ледники верховий р. Томпуда (Баргузинский хребет) // Вестн. кафедры географии Восточно-Сибирской гос. академии образования. 2011. Вып. 2. С. 71–88.
11. *Коваленко С.Н., Китов А.Д., Софронов А.П.* Вторая гляциоботаническая экспедиция на север Баргузинского хребта (Верховья рек Верхняя Акули и Светлая) // Вестн. кафедры географии Восточно-Сибирской гос. академии образования. 2012. Вып. 4 (6). С. 93–97.
12. *Котляков В.М.* Использование аэрофотосъемок для изучения распределения снежного покрова в горах // География снежного покрова. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 55–58.
13. *Кошелев А.А.* Ледники у Байкала: история обнаружения // География и прир. ресурсы. 2000. № 4. С. 155–157.
14. *Лантев М.Н., Пащенко В.П.* Климатически обусловленные неблагоприятные и опасные явления барьерных горных экосистем Восточной Сибири // Проблемы горного природопользования. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 1989. С. 130–133.
15. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: изд. Росгидромета, 2012. 504 с.
16. *Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Муравьев А.Я., Нарожный Ю.К., Шахгеданова М.В.* Использование исторических данных и современных космических изображений для оценки изменений размеров ледников на Алтае // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 19–24.
17. *Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В.* Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменения температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 26–33.
18. *Перетолчин С.П.* Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томского техн. ин-та. 1908. Т. 9. С. 1–47.
19. *Плюснин В.М.* Ландшафтный анализ горных территорий. Иркутск: изд. ИГ СО РАН, 2003. 257 с.
20. *Плюснин В.М., Китов А.Д.* Динамика нивально-гляциальных систем юга Восточной Сибири // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 5–11.
21. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 154 с.
22. *Ходий В.В.* Ледники у Байкала // Правда. 2 октября 1976 г.
23. <http://www.wgms.ch>
24. <http://webgeo.ru/glac.php>

Summary

General characteristics of nival-glacial formations in Barguzinsky Ridge are given in the paper. The study based on field investigations, the analyses of maps, interpretation of the Earth remote sensing data using GIS-technologies. The database of glaciers and snowfields in Barguzinsky Ridge served as a base of their inventory. All snow and ice bodies are divided into four specific groups. The materials demonstrated in the paper support the tendency of glacier shrinkage in Southern Siberia. During last 50 years the total area of snow-ice bodies in Barguzinsky Ridge reduced by four times, but the total area of corrie glaciers diminished by two times.