

В. М. ПЛЮСНИН, Е. Н. ИВАНОВ, А. Д. КИТОВ, В. С. ШЕЙНКМАН

Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия, plusnin@irigs.irk.ru, egoryo@bk.ru, kitov@irigs.irk.ru, vlad.sheinkman@mail.ru

ДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВ В ГОРАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Выполнен анализ состояния оледенения гор юга Восточной Сибири, который выявил ряд особенностей изменения ледниковых систем. Определено, что во всех рассматриваемых горных системах идет деградация, вызванная глобальными климатическими изменениями, а темпы деградации оледенения существенно возросли с конца 80-х гг. XX в. Установлено, что в последнее десятилетие таяние ледников, по данным на ключевых участках в хр. Кодар, Байкальский, Баргузинский, Мунку-Сардык, Восточный Саян, замедлилось, что связано с уменьшением среднегодовых температур воздуха в 2009, 2010, 2012 и 2013 гг. после максимальных значений в 1990, 1994, 1995, 1997, 2002 и 2007 гг. Зафиксированные изменения количества твердых атмосферных осадков не формируют определенных трендов во всех анализируемых горных системах. Определено, что ледники при относительно малом фоновом снегонакоплении питаются снежными лавинами и существуют благодаря аккумуляции больших запасов холода в течение долгой и холодной зимы, которая препятствует интенсивной абляции и способствует поддержанию оледенения. Отмечено, что таяние ледников, особенно каровых, происходит за счет уменьшения их толщины, тогда как их площадь изменяется незначительно.

Ключевые слова: оледенение, климатические изменения, температура воздуха, атмосферные осадки, хребет.

V. M. PLYUSNIN, E. N. IVANOV, A. D. KITOV, AND V. S. SHEINKMAN

V. B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Ulan-Batorskaya, 1, Irkutsk, 664033, Russia, plusnin@irigs.irk.ru, egoryo@bk.ru, kitov@irigs.irk.ru, vlad.sheinkman@mail.ru

THE DYNAMICS OF CONTEMPORARY GLACIERS IN THE MOUNTAINS OF THE SOUTH OF EAST SIBERIA

An analysis is made of the glaciation status of the mountains in the south of East Siberia to reveal a number of characteristics of changes in glacier systems. It is determined that the mountain systems are all experiencing a deglaciation caused by global climatic changes, while the rates of degradation have increased considerably since the late 1980s. It is established that over the last several decades the rate of thawing of glaciers has decelerated according to data for the key sites in the Kodar, Baikal'skii, Barguzin, Munku-Sardyk and Eastern-Sayan mountain ranges, which is associated with a decrease in mean annual air temperatures in 2009, 2010, 2012 and 2013 after the maximum values in 1990, 1994, 1995, 1997, 2002 and 2007. The changes recorded in the amount of solid atmospheric precipitation do not produce any definite trends in all of the mountain systems analyzed. It is determined that, given a relatively small snow accumulation, the glaciers are fed by snow avalanches and persist due to accumulation of large reserves of cold throughout long and cold winters which impede an intense ablation and promote the sustenance of glaciation. It is pointed out that the thawing of glaciers (especially cirque glaciers) involves a decrease in their thickness, whereas their area changes little.

Keywords: glaciation, climate changes, air temperature, atmospheric precipitation, mountain range.

ВВЕДЕНИЕ

Высокогорный пояс юга Восточной Сибири состоит из горных хребтов, часть которых (Восточный Саян, Мунку-Сардык, Байкальский, Баргузинский и Кодар) имеет современное оледенение. Ледники в названных хребтах представляют собой малые его формы, наиболее подверженные изменению климатических условий [1]. Анализ особенностей поведения этих ледников позволит выявить некоторые глобальные и региональные закономерности климатической изменчивости и реакции самих ледников на эти процессы.

Для исследования динамики нивально-гляциальных геосистем на указанных хребтах были выбраны пять ключевых участков (рис. 1). Эти геосистемы определяются расположением на границе бореальной гумидной и степной аридной зон, морфологическими особенностями хребтов, неравномерностью распределения осадков и температур воздуха.

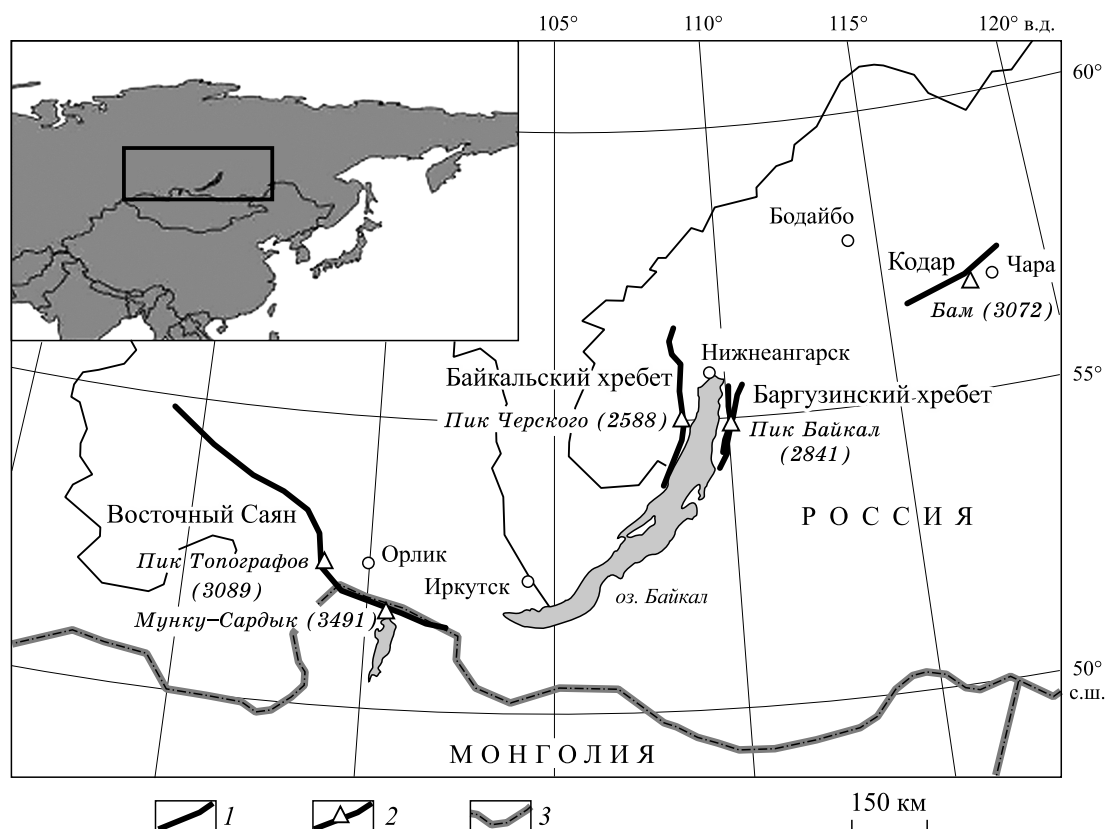


Рис. 1. Ключевые участки горных территорий современного оледенения юга Восточной Сибири.

1 — линии исследуемых хребтов, их названия; 2 — названия вершин хребтов с их отметками; 3 — государственная граница.

При морфологическом и климатическом рассмотрении этих горных систем Восточной Сибири отмечается ряд особенностей. От Байкала к югу и северу наблюдается повышение средней высоты хребтов (Байкальский — 2,25 км, Баргузинский — 2,26, Восточный Саян (пик Топографов) — 2,64, Мунку-Сардык — 2,79, Кодар — 2,86 км), вертикального расчленения ($b = 10\Delta H/S$ — 0,44; 0,55; 0,56; 0,67 и 0,75 км соответственно), средних зимних температур воздуха (–22,7, –22,9, –25,2, –25,9 и –34,3 °С). Увеличивается континентальность климата (60,7; 60,3; 62,5; 72,7 и 82,5 соответственно). Годовой радиационный баланс растёт от севера к югу: хр. Кодар — 1360 МДж/м², Байкальский — 1450, Баргузинский — 1480, Восточный Саян — 1700 и Мунку-Сардык — 1760 МДж/м². Количество выпадающих осадков уменьшается с запада на восток (Восточный Саян — 473 мм/год, Байкальский — 388, Баргузинский — 428, Мунку-Сардык — 386 и Кодар — 356 мм/год). Верхняя граница леса наиболее низко расположена в Байкальском хребте — 1110 м, чуть выше в Баргузинском — 1290, в Кодаре — 1680, в Восточном Саяне — 1870 и на хр. Мунку-Сардык — 2110 м [2].

Общие для ключевых участков особенности: расположение у наивысших вершин хребтов, наличие современного оледенения и широкое распространение форм древнего оледенения, слабое антропогенное воздействие.

РАЙОНЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основная цель наших исследований — определение количественных параметров динамики оледенения в связи с климатическими изменениями. Первым ключевым участком выбран наиболее доступный и часто исследуемый в хр. Кодар (максимальная высота 3072 м) ледник Азаровой (56°53' с. ш., 117°34,5' в. д.), площадь которого в 2009 г. составляла 0,60 км², а длина — 1,4 км. Ледник ориентирован на север. Лавинное питание предопределяет асимметрию поперечного профиля ледника: его поверхность полого наклонена не только вниз по долине, но также с запада на восток, а зона аккумуля-

лации протягивается вдоль западного края, начиная от самых нижних отметок (2250 м) и доходя в верховьях долины до 2480 м. Средняя высота ледника Азаровой 2300 м, он отступил от морены, сформированной в малый ледниковый период (МЛП), на 400 м.

Ледник Черского (55°03' с. ш., 108°42' в. д.) длиной 0,93 км и площадью 0,41 км² в сравнительно невысоком Байкальском хребте расположен у подножия горы Черского (2588 м), в 20 км от оз. Байкал, и занимает затененный кар, ориентированный на юго-восток. Поверхность ледника ровная, его язык длиной свыше 200 м круто спускается с ригеля, образуя поперечные трещины и формируя срединную морену. Средняя высота ледника — 2100 м, он отступил от морены МЛП на 190 м.

Третий участок расположен в Баргузинском хребте, в верховьях р. Светлой. Ледник Урёл-Амутис (55°27' с. ш., 110°22' в. д.) площадью 0,14 км² ориентирован на север от вершины 2377 м и удален на 30 км от оз. Байкал. Средняя высота ледника — 2100 м, он отступил от морены МЛП на 200 м.

Четвертым ключевым участком выбран ледник Перетолчина в массиве Мунку-Сардык (51°43' с. ш., 100°36' в. д.). Он также ориентирован на север от самой высокой точки массива (3491 м), имеет площадь 0,44 км². Средняя высота ледника — 3100 м, он отступил от морены МЛП на 500 м.

Пятый участок — это ледник № 18 в хр. Восточный Саян у пика Топографов (52°29' с. ш., 98°44' в. д.). Площадь его в 2009 г. составила 0,82 км², ориентирован на северо-восток от пика Топографов (3089 м). Это самый длинный ледник в горах юга Восточной Сибири — 1,7 км. Средняя высота ледника 2600 м, он отступил от морены МЛП на 800 м.

В работе использовались данные дистанционного зондирования Земли Landsat-7 ETM+ (2002, 2010 гг., разрешение 15 м), Quick Bird (2006, 2008, 2009 гг., 0,6 м), EROS-B (2007 г., 0,7 м), WorldView-1 (2008 г., 0,5 м) и цифровые модели рельефа радарной съемки SRTM, векторные и растровые цифровые топографические и тематические карты разных масштабов, картосхемы фототеодолитных съемок прошлых лет. Эпизодически измерялись метеорологические параметры непосредственно на леднике Азаровой с помощью автоматической метеостанции Tiny Tag: температура (непрерывная фиксация на электронный носитель), скорость и направление ветра, альbedo поверхности ледника, солнечная радиация.

Кроме этого, метеорологические данные за 2009–2015 гг. получали непосредственно на двух ключевых участках (в долине р. Куркулы на Байкальском хребте и в районе ледника Перетолчина) с помощью специальных энергонезависимых датчиков-самописцев — термохронов. Они измеряют температуру и сохраняют в памяти результаты за период до одного года, причем функционируют полностью автономно, без каких-либо дополнительных источников энергии и подводных проводов.

В районе вершины Мунку-Сардык приборы были установлены 27–29 июля 2009 г. Один датчик был заложен на поверхности ригеля, на высоте 2877 м, второй — вблизи оз. Эхой на отметке 2684 м. Состав грунтов в месте закладки представлен преобладающим грубообломочным материалом размером 7–10 см.

На Байкальском хребте термохроны были размещены 25 августа 2009 г. в долине р. Куркулы на расстоянии 5 и 8 км от вершины горы Черского. Датчики закладывались по поперечному профилю троговой долины на высотах 1290, 1126, 1127 м, а также на границе леса на отметке 1026 м. Их окружал обломочный материал размером в среднем 5–7 см.

На всех ключевых участках по периметру ледников производился обход с прибором Garmin GPS-MAP 76CSx, фиксирующим местоположение и сохраняющим координаты в памяти устройства. Проводилось измерение отдельных точек ледников для их привязки при дешифрировании космических снимков. Осуществлялась фиксация фирновой линии, линии натечного льда, тальвегов, флювиогляциальных потоков. Определялись высотные точки на теле, а также на моренах вблизи края ледников.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ледник Азаровой расположен в глубокой троговой долине на высоте 2460–2140 м. Окружающие его вершины достигают 2700–2900 м, а на узких скальных междуречных гребнях шириной 200–700 м не формируются обширные фирновые поля. Поэтому фирновый бассейн ледника небольшой, площадью около 0,2 км². Его устойчивое существование, кроме фонового накопления снега, поддерживается частым сходом лавин, являющимся одним из важнейших источников питания ледника. Лавинное питание предопределяет асимметрию его поперечного профиля [1].

Уже к концу июля сезонный снег почти полностью тает и ледник Азаровой переходит на режим поддержания своей активности за счет ледяного питания [3]. На леднике просматривается полоса наложенного льда, тянущаяся параллельно поясу фирна, которая в начале состоит из молочно-белого

инфильтрационно-конжеляционного льда, а дальше от фирновой толщи — из более темного натечного и типичного для наледей повторно-конжеляционного льда [4]. Ширина этой полосы обычно составляет несколько десятков метров.

Изменения количественных характеристик ледника следует начать рассматривать с данных Каталога ледников СССР [5]. Тогда его общая площадь оценивалась в 1,3 км², а длина — в 2,1 км.

При фототеодолитной съемке в 1979 г. В. М. Плюснин [6] определил общую площадь ледника в 0,701 км², а измеренная на местности длина равнялась 1804 м [6]. Площадь фирновой зоны составила 0,218 км², открытого льда — 0,284 км², а ледника, скрытого под обломочным материалом, — 0,199 км². Максимальная высотная точка ледника располагалась на высоте 2493 м, средняя высота фирновой линии — 2260 м, минимальная высота ледника — 2130 м. Были измерены и моренные отложения. Их площадь составила 0,196 км². При средней высоте морены 46,6 м объем моренных отложений оценивался в 9 140 000 м³. Высота подошвы морен — 2045 м, а средняя высота гребня конечной морены — 2120 м.

Повторная фототеодолитная съемка ледника была выполнена сотрудниками Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова в 2007 г. по тем же базисным точкам, что и в 1979 г. Площадь ледника тогда вычислялась по новой карте м-ба 1:10 000 и равнялась 0,56 км², а длина — 1,658 км. Максимальная и минимальная высоты были 2480 и 2145 м соответственно. Среднее изменение уровня поверхности за период 1979–2007 гг. составило 20,34 м [1].

Таким образом, поверхность ледника Азаровой с 1979 по 2007 г. сократилась на 20 %, в среднем он уменьшился в толщину на 20 м. В нижней части ледник стал тоньше на 40 м, но и в верхних частях, на высотах более 2200 м, также потерял от 10 до 20 м толщины (рис. 2).

Ледник Черского на Байкальском хребте хотя и отражает общие тенденции сокращения, но уменьшается незначительно. Первые количественные показатели были получены с топографической карты м-ба 1:25 000, изданной в 1965 г. Тогда площадь ледника равнялась 0,45 км², а длина — 1090 м. При дешифрировании космического снимка Landsat-7 в 2002 г. длина его уже

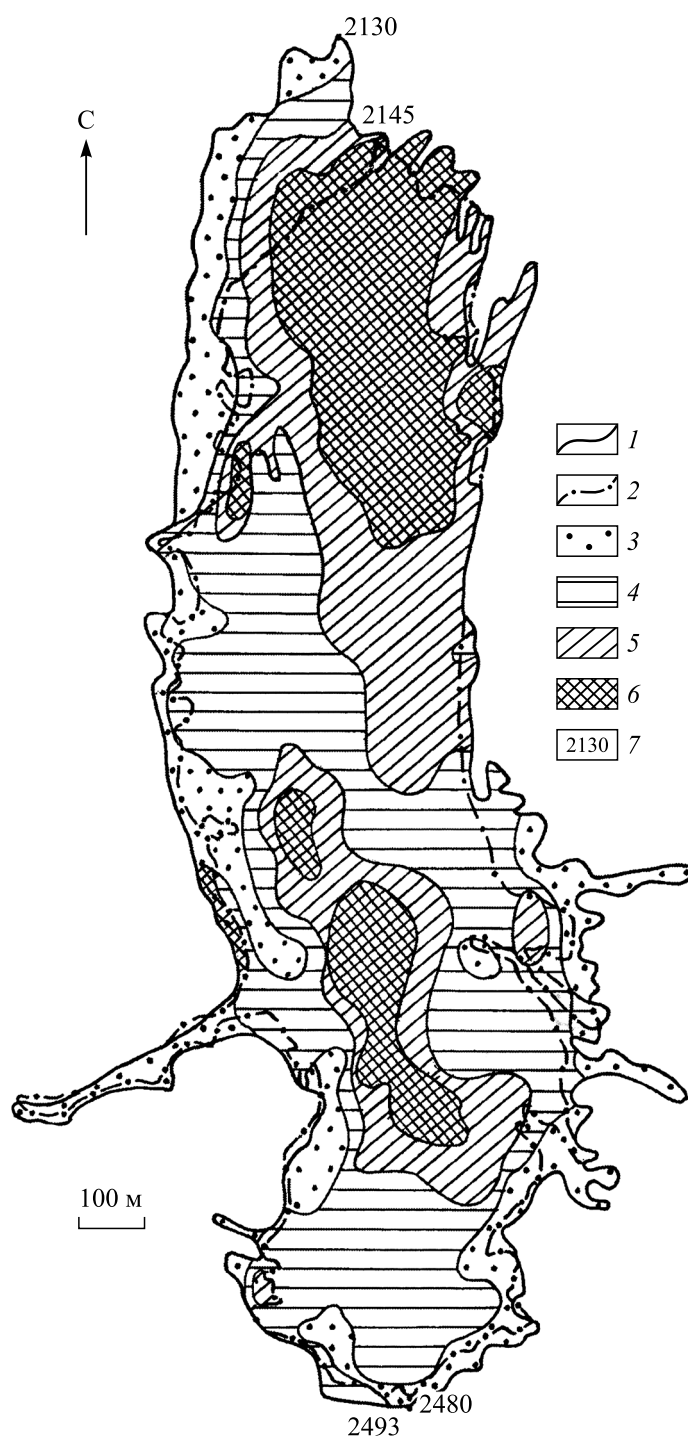


Рис. 2. Морфологические изменения на леднике Азаровой по результатам фототеодолитных съемок 1979 и 2007 гг.

Границы ледника: 1 — в 1979 г., 2 — в 2007 г. Изменение (уменьшение) высоты поверхности ледника за 28 лет: 3 — от 0 до 10 м, 4 — от 10 до 20, 5 — от 20 до 30, 6 — более 30 м. 7 — абсолютные высоты нижних и верхних концов ледника в 1979 г. (2130 и 2493 м) и 2007 г. (2145 и 2480 м).

уменьшилась до 930 м, а площадь — до 0,41 км². Наземные измерения в 2010 г. дали следующие показатели: площадь ледника сократилась до 0,38 км², а длина составила 900 м при максимальной ширине 420 м.

Один из двух ледников Баргузинского хребта — Урёл-Амутис — был обследован сотрудниками Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН в 2012 и 2013 гг. По топографическим картам м-ба 1:50 000 (1960 г.) была вычислена площадь ледника, которая составила 0,256 км². Измерения на местности дали результат 0,136 км². Отметки высших и низших точек ледника соответствуют 2205 и 2010 м. Периметр составляет 1670 м.

Ледник Перетолчина в массиве Мунку-Сардык расположен на северном склоне, под наивысшей точкой 3491 м. Он наиболее подробно изучался исследователями начиная с 1908 г. [7]. Вначале это был переметный ледник, охватывающий главную вершину Мунку-Сардык с севера и юга. Северная часть его (в пределах России) имела площадь 0,69 км² и длину 1100 м. Язык ледника раздваивался, обтекая останец «Фараон», низшая точка была на высоте 2737 м. Затем северная и южная части ледника стали самостоятельными каровыми. В 1963 г. ледник Перетолчина исследовал Е. В. Максимов [8]. По его измерениям, площадь ледника составляла 0,7 км², длина достигала 1 км. При сопоставлении фотографий С. П. Перетолчина с современным положением края ледника ученый пришел к выводу, что ледник отступил на 124 м и в то время оканчивался на высоте 2908 м.

Выполненная Р. М. Мухаметовым [9] в 1982 г. фототеодолитная съемка ледника в м-бе 1:5 000 позволила вычислить его площадь (0,53 км²) и длину (1,1 км). Конец языка достигал отметки 2860 м. Из карового уже тогда ледник превратился в присклоновый.

В дальнейшем изучением ледника занимались сотрудники и аспиранты Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, а также студенты Восточно-Сибирской государственной академии образования [10]. Измерения длины ледника в 2006 г. дали результат 685 м, площадь оценивалась в 0,44 км², а конец языка достигал отметки 2930 м. После относительно теплого 2011 г. ледник сократился в длину еще на 92 м. На 2012 г. его длина составляет 593 м, а площадь — 0,43 км². Минимальная отметка ледника зафиксирована на высоте 2935 м.

Ледник № 18 в группе ледников у пика Топографов в Восточном Саяне, по данным Каталога ледников СССР 1973 г. [11], имел площадь 1,2 км², длину 2,5 км и отметки самой высокой и самой низкой точек ледника 3000 и 2320 м соответственно. Р. М. Мухаметов [9] в 1987 г. уточнил эти данные: площадь составила 1,03 км², а длина уменьшилась на 300 м. В 2002 г. при дешифрировании космических снимков Landsat-7 площадь ледника была 1 км², а длина 2 км. При дешифрировании космического снимка Quick Bird 2009 г. площадь открытой части ледника уже составляла 0,82 км², а длина — 1,7 км. Нижняя отметка ледника равнялась 2380 м.

Функционирование ледников, их динамика, определяется приходом и расходом тепла/холода и атмосферных осадков [12]. В питании ледников гор юга Восточной Сибири существенную добавку к фоновым твердым атмосферным осадкам и их ветровому перераспределению дают лавины. Кроме того, важную роль в процессе абляции играет наложенный лед, когда часть талой воды на леднике повторно замерзает.

Для определения влияния температуры воздуха на динамику ледников и сравнения по этим показателям исследуемых горных систем были рассчитаны средние годовые температуры, суммы отрицательных и положительных температур и периоды с устойчивой отрицательной температурой по данным метеостанций, наиболее близко расположенных к ледникам. Колебания средней годовой температуры за период 1998–2015 гг. показаны сравнительным графиком на рис. 3, а.

Средняя годовая температура воздуха в Чаре в этот период изменялась в интервале от –5,3 до –8,5 °С, четыре максимума температур за 18-летний период пришлось на 2002, 2007, 2008 и 2011 гг. Средние годовые значения температуры воздуха метеостанции Нижнеангарск за период 1998–2015 гг. были близки к 0 °С, но все же были отрицательными. Минимум –2,9 °С был зафиксирован в 2006, 2009 и 2010 гг., максимум –0,2 °С — в 2015 г. По ст. Орлик данный показатель за эти годы тоже снижался. Если в 2002 г. он составил –2,8 °С, в 2007 г. — –2,7 °С, то в 2011 г. — –4,6 °С и в 2012 г. — –5,5 °С. Самые высокие средние годовые температуры по ст. Баргузин зафиксированы в 2015 г. (–0,3 °С), 2002 и 2007 гг. (–0,4 °С), наиболее низкие — в 2000 и 2012 гг. (–3,1 и –3 °С). По ст. Монды самый теплый — 2007 г. (–0,1 °С) и самые холодные — 2010, 2012 гг. (–3 °С). На всех станциях выделяются 2002, 2007 и 2011 гг. — они были одними из самых теплых, с наименьшим количеством дней с устойчивой отрицательной температурой, а также 2000, 2006, 2009, 2010 и 2012 гг., являющиеся самыми холодными в этот период.

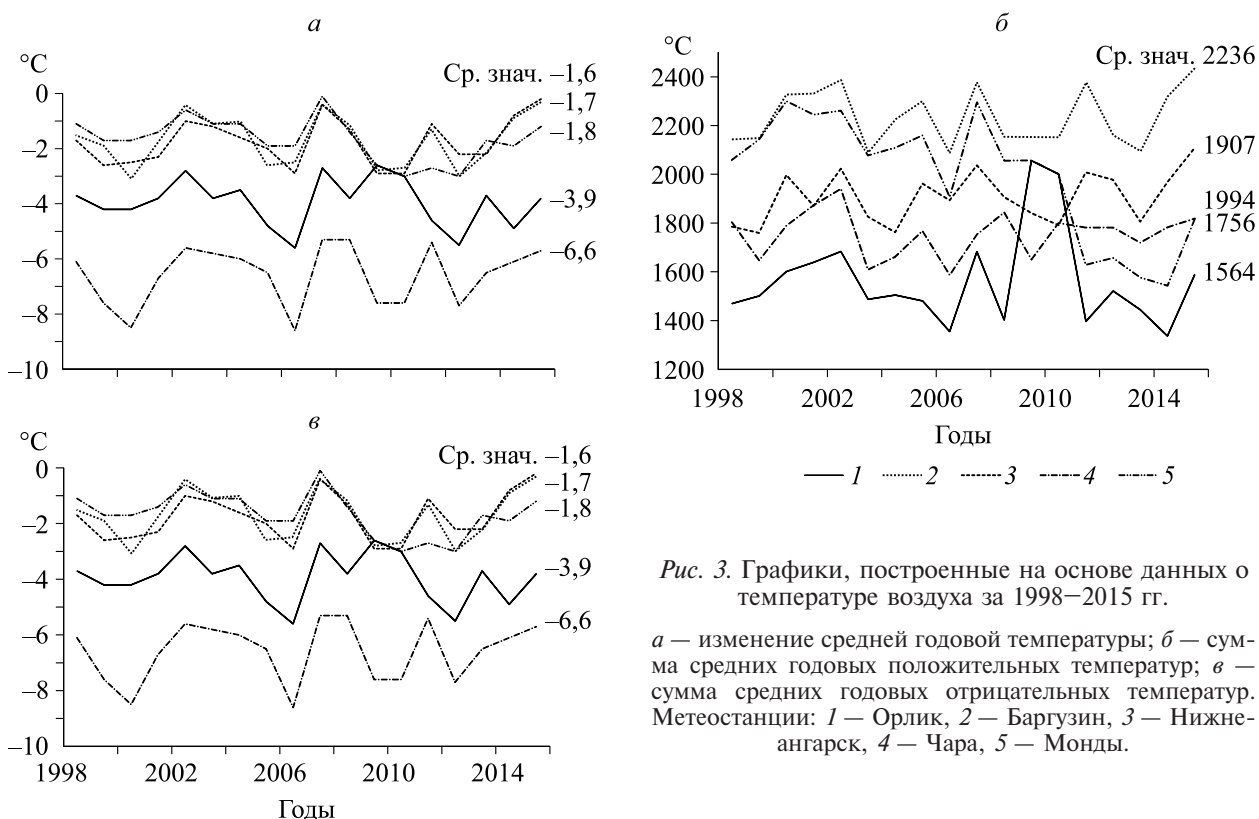


Рис. 3. Графики, построенные на основе данных о температуре воздуха за 1998–2015 гг.

a — изменение средней годовой температуры; *б* — сумма средних годовых положительных температур; *в* — сумма средних годовых отрицательных температур. Метеостанции: 1 — Орлик, 2 — Баргузин, 3 — Нижнеангарск, 4 — Чара, 5 — Монды.

Сумма отрицательных температур по метеостанции Чара (708 м над ур. моря) за 1998–2015 гг. находилась в интервале от -3600 до -4800 °C в год. Наименьшее значение приходилось на 2003, 2007 и 2011 гг. (-3678 , -3646 и -3698 °C), которые были самыми теплыми за исследуемый промежуток времени. Максимальные значения сумм отрицательных температур соответствуют 2000, 2006, 2010 и 2012 гг. (-4860 , -4678 , -4523 и -4567 °C). Среднее годовое значение суммы отрицательных температур за 1998–2015 гг. составило -4124 °C, сумма положительных — всего 1756 °C. Максимальными значения сумм положительных температур были в 2001 и 2002 гг. (1873 и 1941 °C), минимальными — в 2006 г. (1587 °C). Разность средних сумм положительных и отрицательных температур воздуха за это время равна -2368 °C. Среднее количество дней с устойчивой отрицательной температурой в год — 201. Средняя годовая сумма осадков составила $387,8$ мм/год при максимуме $479,5$ мм в 2006 г. и минимуме $264,6$ мм в 2001 г.

Ближайшие к леднику Черского — ст. Солнечная ($54^{\circ}02'$ с. ш., $108^{\circ}16'$ в. д.) и станция в пос. Нижнеангарск ($55^{\circ}47'$ с. ш., $109^{\circ}26'$ в. д.). Метеостанции расположены на берегу оз. Байкал, других в районе ключевого участка на расстоянии менее 100 км в настоящее время нет. Коэффициент корреляции между показателями средних месячных и годовых температур на этих станциях составил 0,99. Для анализа поведения температурных показателей за 1998–2015 гг. выбрана метеостанция Нижнеангарск (477 м над ур. моря).

В среднем годовая сумма осадков в этом районе 300 – 400 мм/год, но в 1984 г. выпало всего 228, а в 2001 г. — 496 мм. На указанной метеостанции наибольшие суммы отрицательных температур накапливались в течение 2000, 2009 и 2010 гг. (-2911 , -2852 и -2825 °C), наименьшие — в 2007 и 2003 гг. (-2163 и -2240 °C). Среднее значение за 1998–2015 гг. — -2506 °C. Максимум сумм положительных температур зафиксирован в 2007, 2002, 2011 и 2015 гг. (2037 , 2024 , 2008 и 2109 °C), минимум — в 2004 и 2010 гг. (1763 и 1791 °C). Средняя разность сумм положительных и отрицательных температур составила -599 °C.

Большую часть года занимает период с устойчивой отрицательной температурой. Осреднение за 18 лет дало результат 180 дней в год. На ледниках этот период, по-видимому, еще более продолжителен.

На графике (рис. 4, *a*) представлены средние месячные температуры по метеостанции Нижнеангарск и данные трех термохронных, заложенных в долине Куркулы на Байкальском хребте на высотах

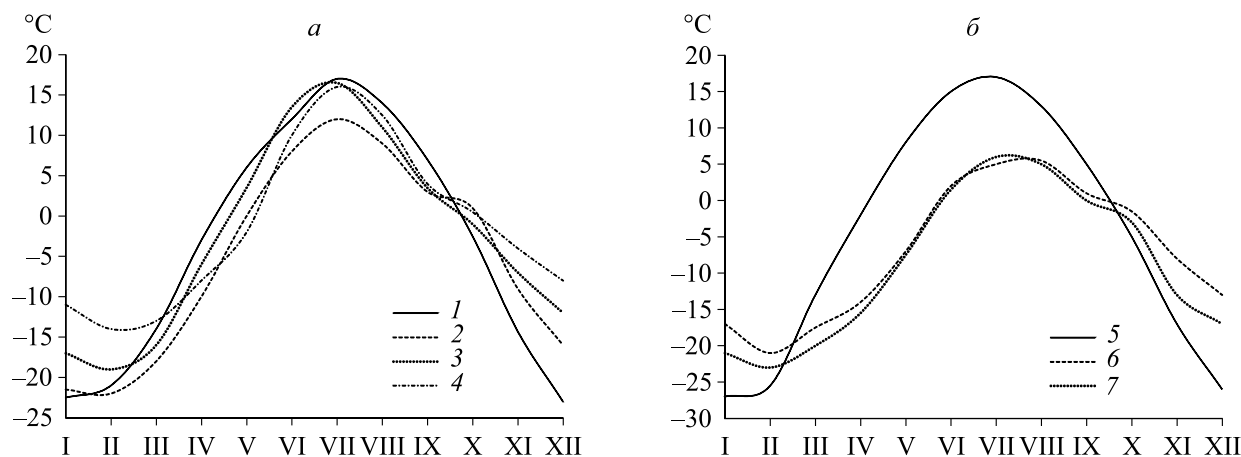


Рис. 4. Графики средних месячных температур воздуха в 2010 г.

a — по метеостанции Нижнеангарск (1), данным термохронов в долине р. Куркулы на высоте 1290 м (2), на высоте 1127 м (3), на границе леса на высоте 1026 м (4); *б* — по метеостанции Монды (5), данным термохронов под ледником Перетолчина у оз. Эхой на высоте 2684 м (6) и на ригеле на высоте 2877 м (7).

1290 и 1127 м и у границы леса на высоте 1026 м. По сравнению со ст. Нижнеангарск минимальные температуры здесь наступают в феврале, а не в январе, переход средней суточной температуры через 0 °С весной задерживается на 10–15, а осенью — на 7–10 дней. Зимой в горах теплее, а летом прохладнее, чем на берегу Байкала [13].

Ближайшие станции к леднику Урёл-Амутис — Баргузин (53°37' с. ш., 109°38' в. д., высота 488 м) и Баргузинский заповедник (54°20' с. ш., 109°32' в. д., высота 468 м). На последней в 1993–1995 гг. наблюдения проводились не все месяцы, поэтому для анализа выбрана метеостанция Баргузин. Годовая сумма осадков здесь составляет 360–430 мм. Максимальные суммы отрицательных температур зафиксированы в 2000, 2012, 2005 и 2009 гг. (–3450, –3256, –3176 и –3154 °С), минимальные — в 2007, 2002 и 2015 гг. (–2489, –2504 и –2505 °С). Максимальные суммы положительных температур установлены в 2015, 2002, 2011 и 2007 гг. (2436, 2388, 2381 и 2380 °С), минимальные — в 2006, 2003 и 2013 гг. (2086, 2087 и 2091 °С).

Средняя разность сумм положительных и отрицательных температур, так же как и на метеостанции Нижнеангарск, равна –599 °С. Количество дней со средней суточной температурой воздуха ниже 0° — 183.

Ближайшая к леднику Перетолчина метеостанция Монды (51°47' с. ш., 100°55' в. д.) расположена в 20 км на высоте 1304 м. В среднем годовая сумма осадков здесь составляет 380–430 мм. В 1996 г. выпало всего 249,6 мм, а в 2003 и 2008 гг. — более 500 мм/год при максимуме 527 мм в 1987 г. Максимальные суммы отрицательных температур накапливались в 2000 г. (–2890 °С), 2009 (–2954 °С) и в 2010 г. (–3038 °С), минимальные в 2013 г. (–2180 °С), 2014 (–2204 °С) и в 2015 г. (–2211 °С). Максимальные суммы положительных температур устанавливались в 2000 (2300 °С) и 2007 гг. (2296 °С), минимальные в 2014 (1544 °С) и 2013 гг. (1577 °С).

В среднем за 18 лет (1998–2015 гг.) количество дней с отрицательной температурой в год для этой станции составляет 188 дня. Показания датчиков вблизи ледника Перетолчина (у оз. Эхой на высоте 2684 м и на ригеле на высоте 2877 м) дают несколько другой ход среднемесячных температур воздуха в 2010 г., чем на метеостанции Монды (рис. 4, б). Здесь минимальные температуры также зарегистрированы в феврале, а не в январе, как и в случае с Байкальским хребтом. Переход через 0 °С происходит в конце мая–начале июня и в середине сентября (на ригеле) и в начале октября (у озера). Соответственно, количество дней с отрицательной температурой на ригеле составляло 260, а у озера — 240.

Метеостанция Орлик (52°30' с. ш., 99°50' в. д.) — ближайшая и единственная в районе оледенения пика Топографов. Она расположена в 70 км от ледника № 18 на высоте 1376 м. В среднем здесь выпадает 370 мм осадков в год при минимуме 238,7 в 2007 г. и максимуме 472,7 мм в 2010 г.

Максимальное количество сумм отрицательных температур в Орлике зафиксировано в 2012 (–3517 °С) и 2006 гг. (–3357 °С), минимальное в 2007 (–2652 °С) и 2002 гг. (–2682 °С). Максимальные суммы положительных температур установлены в 2009 (2057 °С) и 2010 гг. (2001 °С), минимальные — в 2006 (1356 °С) и 2011 гг. (1397 °С).

Продолжительность периодов устойчивой отрицательной температуры воздуха на ст. Орлик варьировала от 195 до 215 дней. В среднем за 18 лет период отрицательной температуры для этой станции составил 205 дней в год.

Изменения метеорологических параметров на рассматриваемых территориях в целом соотносятся с глобальными изменениями климата. Суммы положительных и отрицательных температур по пяти метеостанциям представлены на рис. 3, б, в. Средняя разность сумм отрицательных и положительных температур за 1962–1974 и 2000–2015 гг. по метеостанции Монды уменьшилась на 370 °С (с –947 до –577 °С), в Орлике — на 429 °С (с –1839 до –1410 °С), в Баргузине — на 490 °С (с –1130 до –600 °С), в Чаре — на 539 °С (с –2907 до –2368 °С) и в Нижнеангарске — на 569 °С (с –1168 до –599 °С).

Средние годовые температуры воздуха, осредненные по десятилетиям, дают следующие показатели. Станция Чара: –8,2 °С (1960-е гг.), –7,9 (1970-е), –7,4 (1980-е), –6,8 (1990-е), –6,5 (2000-е), –6,5 °С (шесть первых лет 2010-х гг.). Станция Орлик: –4,8 °С (1960-е гг.), –5,1 (1970-е), –5 (1980-е), –4,1 (1990-е), –3,7 (2000-е), 4,3 °С (2010-е гг.). Станция Монды: –2,5 °С (1960-е гг.), –2,8 (1970-е), –2,5 (1980-е), –1,7 (1990-е), –1,4 (2000-е), –2,3 °С (2010-е гг.). Станция Баргузин: –3 °С (1960-е гг.), –3 (1970-е), –2,7 (1980-е), –1,4 (1990-е), –1,7 (2000-е), –1,7 °С (2010-е). Станция Нижнеангарск: –3,3 °С (1960-е гг.), –3,2 (1970-е), –2,5 (1980-е), –1,6 (1990-е), –1,8 (2000-е), –1,6 °С (2010-е гг.). Средние годовые температуры по этим станциям в 1960-е и 1970-е гг. — –4,4 °С, в 1980-е — –4, 1990-е и 2000-е — –3,1, 2010-е гг. — –3,3 °С. Это рост температуры за последние 50 лет на 1,4 °С, или в среднем 0,28 °С/10 лет.

Среднее количество осадков по пяти метеостанциям (Чара, Орлик, Монды, Баргузин и Нижнеангарск), осредненное по десятилетиям, в 1960-е гг. составляло 369,8 мм/год. Затем три десятилетия выпадало почти одинаковое их количество: в 1970-е гг. — 343,4 мм/год, в 1980-е — 343,3, в 1990-е гг. — 346,3 мм/год. В первом десятилетии XXI в. осадков стало выпадать больше — 390,6 мм/год.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования состояния ледников на ключевых участках в горах юга Восточной Сибири, выполненные в последние 18 лет (1998–2015 гг.), позволили выявить некоторые особенности их динамики.

Для всех изучаемых ледников характерно уменьшение размеров (длин, площадей, объемов), вызванное глобальным потеплением, начавшимся с середины 1970-х гг. Пики повышения температуры воздуха в Прибайкалье наблюдались в 2002, 2003, 2007, 2011 гг. Некоторый спад этого потепления в 2009, 2010, 2012 и 2013 гг. сказался на замедлении интенсивности абляции исследуемых ледников.

К общим чертам развития нивально-гляциальных систем региона относится формирование оледенения в холодном и относительно сухом континентальном климате. Ледники при сравнительно малом фоновом снегонакоплении существуют здесь благодаря аккумуляции ими в течение долгой и холодной зимы больших запасов холода, что способствует поддержанию оледенения в данной ситуации. Этот тип питания (посредством формирования наложенного льда) пополняет массу ледников. Средние суммы годовых отрицательных температур воздуха по пяти станциям в 1962–1974 гг. были равны –3294 °С, в 2000–2015 гг. — –3002 °С. Разность сумм отрицательных и положительных температур воздуха в исследуемых хребтах за 1962–1974 и 2000–2015 гг. изменялась от –1598 до –1111 °С и в среднем уменьшилась на 487 °С.

Главные различия условий динамики оледенения горных районов Восточной Сибири — в своеобразии геологического развития и морфологии рельефа, в различной интенсивности плейстоценовых оледенений, степени сохранности ледниковых форм, расположении хребтов к преобладающим направлениям движения атмосферного воздуха [14].

На динамику ледников оказывают воздействие такие региональные факторы, как перераспределение снегового покрова, влияние водных масс Байкала и Хубсугула, развитие многолетней мерзлоты.

При глобальном потеплении происходят морфологические изменения ледников: переметные ледники переходят в долинные и каровые, а каровые, при значительном сокращении, — в присклонные. Объем каровых ледников существенно снижается за счет утоньшения, тогда как изменения их площади незначительны. Это основное отличие внутриконтинентальных ледников от приокеанических, где потепление сразу ведет к уменьшению площади и длины ледников.

Подобные исследования развивают теоретические и методические основы изучения эволюции высокогорных внутриконтинентальных геосистем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваленко Н. В. Режим и эволюция малых форм оледенения. — М.: МАКС Пресс, 2011. — 240 с.
2. Выркин В. Б., Плюснин В. М. Гляцио- и морфоклиматические показатели Байкальской горной области // География и природ. ресурсы. — 1981. — № 1. — С. 113–118.
3. Шейнкман В. С. Четвертичное оледенение в горах Сибири: общие закономерности, анализ данных // Материалы гляциологических исследований. — 2008. — Вып. 105. — С. 51–72.
4. Кренке А. Н. Зоны льдообразования на ледниках // Геофиз. бюл. — 1973. — № 25. — С. 44–56.
5. Каталог ледников СССР. Т. 17, вып. 2: Забайкалье. Хребет Кодар. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 120 с.
6. Плюснин В. М. Реакция внутриконтинентальных горных геосистем на глобальные изменения климата // География и природ. ресурсы. — 2007. — № 3. — С. 67–74.
7. Перетолчин С. П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Том. техн. ин-та. — 1908. — Т. 9. — С. 1–47.
8. Максимов Е. В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО. — 1965. — Т. 97, вып. 2. — С. 176–180.
9. Арефьев В. Е., Мухаметов Р. М. На ледниках Алтая и Саян. — Барнаул: Полиграфист, 1996. — 176 с.
10. Kitov A. D., Kovalenko S. N., Plyusnin V. M. The results of 100-year-long observations of the glacial geosystem dynamics in the Munku-Sardyk massif // Geography and Natural Resources. — 2009. — Vol. 30, Iss. 3. — P. 272–278.
11. Каталог ледников СССР. Т. 16: Ангаро-Енисейский район. Вып. 1: Енисей, ч. 3–5. Вып. 2: Ангара, ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 64 с.
12. Корейша М. М. Оледенение Верхоянско-Колымской области. — М.: Изд-во РАН, 1991. — 143 с.
13. Иванов Е. Н. Динамика снежно-ледовых геосистем гор юга Восточной Сибири. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2015. — 125 с.
14. Плюснин В. М. Ландшафтный анализ горных территорий. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. — 257 с.

Поступила в редакцию 13 апреля 2017 г.