

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.324

DOI: 10.15372/KZ20220604

ОСОБЕННОСТИ ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
В НАЧАЛЕ XXI ВЕКАМ.Д. Ананичева¹, А.А. Абрамов², Ю.М. Кононов¹, И.А. Патрикеева³, Г.Ю. Пакин¹¹ *Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия;
maranan@gmail.com, yukon@mail.ru, gpsigma@yandex.ru*² *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения ФИЦ ПНЦБИ РАН,
142290, Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия; forestpro@gmail.com*³ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; partikeevairinal@yandex.ru*

Оледенение в хребтах Северного Прибайкалья приурочено к горным хребтам, окружающим Байкальскую котловину, подстилающие породы находятся в мерзлом состоянии. Сохранившиеся ледники являются фрагментами обширного плейстоценового оледенения, их площадь неуклонно сокращается. Древесные керны позволили реконструировать климатический фон изменений оледенения в недавнем прошлом. Дендроклиматическая кривая разделяется на два периода: первый примерно до 1860–1865 гг., когда летняя температура воздуха почти всегда была ниже средней за весь рассматриваемый период ($\sim 16^\circ\text{C}$); второй, более поздний характеризуется температурой выше средней. В ходе полевых работ было описано современное состояние оледенения региона, существующего в Байкальском, Баргузинском и Верхнеангарском хребтах. Площади оледенения определялись по спутниковым снимкам Landsat 7 и Sentinel-2 за 2000 и 2021 гг., с контролем по ортофотопланам, построенным по снимкам с беспилотного летательного аппарата в августе 2021 г. Максимальное сокращение площади за 21 год характерно для малых форм оледенения и составляет 10–30 % для основных ледников. Впервые получены характеристики температурного режима воздуха и поверхности пород по высотному профилю в Верхнеангарском хребте.

Ключевые слова: Байкал, ледник, мерзлота, космоснимки, температура, осадки, дендрохронология, палеорекострукция.

FEATURES OF GLACIATION IN THE NORTHERN BAIKAL AREA AT THE BEGINNING
OF THE 21st CENTURYM.D. Ananicheva¹, A.A. Abramov², Yu.M. Kononov¹, I.A. Patrikeeva³, G.Yu. Pakin¹¹ *Institute of Geography, RAS,
Staromonetnyy per. 29, Moscow, 119017, Russia; maranan@gmail.com*² *Institute of Physico-Chemical and Biological Problems in Soil Science, RAS,
Pushchino, Institutskaya str. 2, 142290, Russia*³ *Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory 1, Moscow, 119991, Russia*

Glaciation of the northern Baikal region is associated with mountain ranges surrounding Lake Baikal. The underlying rocks are in the frozen state. The existing glaciers are remnants of a larger Pleistocene glaciation, and their area is subjected to continuous shrinking. The analysis of tree cores allowed us to reconstruct the climatic background of the glaciation changes in the recent past. A dendroclimatic curve is divided into two parts: the first part lasted until about 1860–1865, when the summer air temperature was almost always below the mean summer temperature for the entire considered period ($\sim 16^\circ\text{C}$); the second part (until now) is characterized by higher (above-average) temperatures. During the field work, the current state of the regional glaciation was described for the areas of the Baikal, Barguzin, and Verkhneangarsk ranges. The areas of glaciation were determined from the Landsat 7 and Sentinel-2 satellite images for 2000 and 2021 and were controlled by orthophotoplans based on the UAV survey in August 2021. The maximum reduction of glaciated area over 21 years is generally typical for small forms of glaciation and reaches 10–30 % for the main glaciers. Data on temperature regime of air and rock surface along an altitudinal profile in the Verkhneangarsk Range were obtained for the first time.

Key words: Baikal, glacier, permafrost, satellite image, temperature, precipitation, dendrochronology, paleoreconstruction.

ВВЕДЕНИЕ

Район Северного Прибайкалья интересен наличием нескольких ледниковых групп, приуроченных к Байкальскому, Баргузинскому и Верхнеангарскому хребтам (рис. 1). Как все малые формы, ледники здесь очень чувствительны к колебаниям климата и уникальны в силу существования вблизи южной границы криолитозоны. В основном они расположены в глубоких затененных карах ниже снеговой линии и имеют преимущественно северную, восточную и юго-восточную экспозиции, соответствующие направлениям метелевого переноса. Исследования оледенения в этом районе начались сравнительно недавно, в 80-е гг. прошлого века, а геокриологические работы ранее проводились только в полосе БАМ, поэтому полученные данные во многом дополняют представления о существовании и взаимодействии здесь различных криосферных объектов.

Среди природных архивов, используемых для исследования условий окружающей среды, в том числе климатических, особое место занимают годичные кольца деревьев. Целый ряд преимуществ, такие как высокое временное разрешение (год-сезон), возможность точной датировки, продолжительность жизни деревьев и широкое распространение древесной растительности, обусловили широкое использование годичных колец и полученных на их основе хронологий таких научных дисциплин, как климатология, экология, гляциология, археология и др. [Ваганов и др., 1998; Шиятов и др., 2002; Аржанников и др., 2017; Воронин и др., 2020; Fritts, 1976; Kononov et al., 2005, 2009; McCarroll et al., 2013]. Выполненная с помощью древесно-кольцевой хронологии реконструкция летней температуры позволяет лучше понять причину происходящих климатических изменений, а впервые полученные фактические данные о температурном режиме воздуха и поверхности пород района горного оледенения Прибайкалья – оценить его влияние на динамику оледенения.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДНИКОВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Ледники в хребтах северной оконечности озера Байкал были впервые дешифрированы и нанесены на топографические карты по данным аэрофотосъемки в 1960-х гг. [Китов, Плюснин, 2015]. Но ограниченная доступность этих материалов привела к тому, что натурное их изучение началось значительно позже. Первые публикации по распространению оледенения Баргузинского хребта появились в начале 1980-х гг., когда сотрудники Института географии СО АН СССР вместе с представителями Госцентра “Природа” изучали горные районы Прибайкалья для отработки методики комплексного исследования и

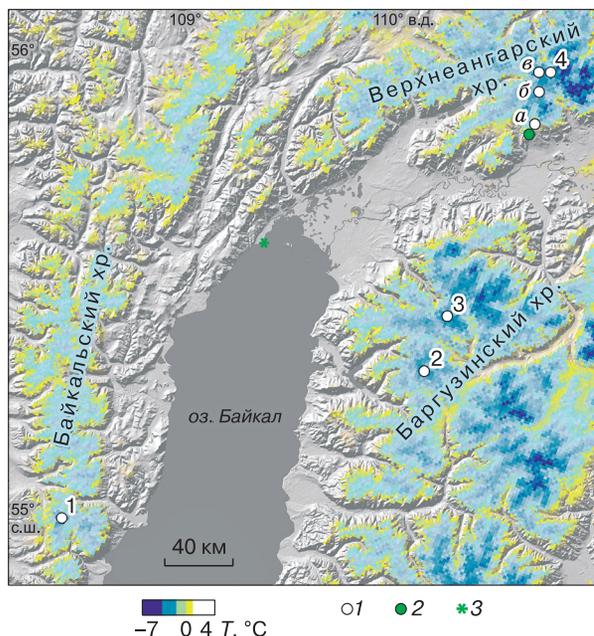


Рис. 1. Район исследования.

1 – ледники (1 – Черского, 2 – Урел-Амугис, 3 – Акули, 4 – Огдында-Маскит); 2 – район отбора кернов деревьев; 3 – метеостанция в Нижнеангарске. T – среднесуточные температуры пород, °C [Obi et al., 2019]. Места установки логов для измерения температур воздуха и поверхности: а – 1280 м, б – 2280 м, в – 1845 м.

картографирования природных ресурсов региона на основе космической информации. 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, участки открытого льда, трещины, бергшруды, огивы. Это позволило Л.Д. Долгушину и Г.Б. Осиповой [1989] отметить, что на Баргузинском хребте много каровых снежников и несколько маленьких каровых ледничков [Китов и др., 2014]. Ранее, в 1979–1980 гг., на ледниках стала работать экспедиция Института географии (ИГ) АН СССР [Алешин, 1982], выполнившая первое гляциологическое обследование.

Новые исследования начались только в 2009 г. Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН возобновил экспедиционные гляциологические исследования в Байкальском регионе. Полевые работы в 2011 и 2012 гг. подтвердили существование нивально-гляциальных образований в пределах Байкальского и Баргузинского хребтов [Китов и др., 2014].

Обнаруженные ледники были включены в базу данных (БД) ледников Северного Байкала, Реестр баз данных Российской Федерации, а также в каталог “Ледники России”, созданный в ИГ РАН [Каталог..., 2021].

В 2017 г. была обнаружена группа ледников на северо-западном отроге центральной части Верхнеангарского хребта. По результатам исследований 2017–2018 гг. установлено, что Верхнеангарская ледниковая группа представлена каровыми ледниками и другими малыми формами оледенения. Логичным стало объединение ледников региона в *Байкальскую* ледниковую систему [Ананичева и др., 2019а].

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Озеро Байкал окружено со всех сторон горными хребтами (см. рис. 1). Байкальский хребет протягивается на 300 км вдоль западного берега Байкала в пределах 54–56° с.ш. Наивысшей точкой хребта является гора Черского (2572 м). Склоны Байкальского хребта до высот 900–1400 м занимают горно-таежные леса. В средней и северной частях преобладает лиственничная тайга, выше 1400 м – заросли стланика и лиственничное редколесье [Тюлина, 1990].

Баргузинский хребет обрамляет Байкал с северо-востока. Низкогорный рельеф хребта (600–1000 м) покрыт темнохвойной тайгой с густым подлеском. Среднегорный (1600–1800 м) и высокогорный (1800–2800 м) рельеф практически повсеместно перекрыт крупнообломочным чехлом [Китов и др., 2014].

Верхнеангарский хребет входит в состав Станового нагорья, высшая точка которого голец Безымянный (2641 м), горный хребет служит южной границей Северо-Байкальского нагорья и отделяет его от Верхнеангарской котловины. В нижней части склонов преобладают смешанные и лиственничные леса, сменяющиеся на больших высотах горной тундрой.

Горные ледники этого региона существуют в условиях сухого континентального климата, в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), в основном за счет поступления осадков с Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Существованию ледников в этих краях помогает и перераспределение воздушных потоков, приходящих из Байкальской котловины [Ананичева и др., 2019б].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для оценки площадей ледников Северного Прибайкалья в XXI в. авторами были использованы космические снимки на конец августа–начало сентября, соответствующие максимальному стаиванию снежного покрова. Архив снимков включал данные со спутников Landsat 7 ETM+ L1 (2000 г.) и Sentinel-2 L1C (2021 г.). Обработка и выделение контуров осуществлялась на портале [Sentinel-hub EO-Browser, 2021]. Выделение контуров произво-

дилось вручную, с использованием возможностей мультиспектральной съемки.

Погрешность дешифрирования в основном зависит от проведения границы ледника, так как не всегда удается использовать снимки с полностью свободной от сезонного снега поверхностью. Учитывая размер пикселя в использованных снимках от 10 до 30 м и характерный размер ледников, общая погрешность определения площади может достигать 5 %.

Ортофотопланы и цифровые модели рельефа (ЦМР) создавались в программной среде Metashape, использовались снимки с дрона DJI Mavic 2 Pro, высота съемки составляла 400–500 м. Съемка проводилась 29–30 июля 2021 г. Состояние оледенения в середине XX в. оценивалось по архивной аэрофотосъемке 1947–1949 гг. (предоставлены отделом дистанционных методов ИГ РАН), орто-трансформация стереопар проводилась также в программной среде Metashape. Качество снимков не позволяет говорить о сопоставимой с современными данными точности, однако авторы считают, что эти данные представляют интерес.

Образцы древесины (сосны обыкновенной) для дендроклиматического анализа отбирались с помощью возрастного бурава в конце июля 2019 г. Из каждого дерева было взято как минимум два образца по разным радиусам. Место отбора образцов находилось на южном макросклоне Верхнеангарского хребта, по правому борту долины р. Вершина Дармиков в непосредственной близости от верхней границы леса (см. рис. 1). Отбор производился на пяти площадках, расположенных примерно в 500 м друг от друга. На каждой площадке образцы отбирались минимум из пяти деревьев. В целом район исследований (место отбора образцов) расположен на значительном удалении от метеостанций с доступными данными наблюдений. Ближайшая метеостанция Нижнеангарск расположена в 90 км. Кроме того, она находится на равнинной местности в котловине между горными хребтами в непосредственной близости от оз. Байкал. Следовательно, можно ожидать, что климат местности, где расположена эта метеостанция, имеет существенные отличия от горного района, где отбирались образцы. Поэтому были привлечены материалы наблюдений еще девяти станций (табл. 1).

Сбор и обработка образцов древесины, измерение радиального прироста, датировка и стандартизация хронологий выполнялись с помощью стандартных дендрохронологических методов [Methods..., 1990]. Радиальный прирост измерялся на установке LINTAB 6 с применением компьютерной программы TSAP Win (точность до 0.01 мм). Выделение климатического сигнала, влияющего на ширину годичного кольца, проводилось путем стандартизации (индексации). При

Таблица 1. Корреляционная матрица летней температуры воздуха между метеостанциями

Метеостанция	Нижне-ангарск	Братск	Киренск	Мамакан	Бодайбо	Таксимо	Чара	Орлингга	Калакан	Жигалово
Нижнеангарск (90 км)* 55.5° с.ш., 109.3° в.д., 477 м		0.67	0.78	0.72	0.65	0.78	0.62	0.82	0.58	0.85
Братск (570 км) 56.2° с.ш., 101.5° в.д., 410 м	0.67** 480***		0.70	0.67	0.58	0.70	0.49	0.74	0.54	0.84
Киренск (250 км) 57.5° с.ш., 108° в.д., 256 м	0.78 250	0.70 430		0.89	0.87	0.88	0.77	0.85	0.77	0.85
Мамакан (270 км) 57.5° с.ш., 114.1° в.д., 244 м	0.72 370	0.67 780	0.89 350		0.99	0.94	0.89	0.81	0.85	0.78
Бодайбо (280 км) 57.5° с.ш., 114.1° в.д., 278 м	0.65 390	0.60 790	0.87 360	0.99 10		0.95	0.91	0.76	0.89	0.75
Таксимо (250 км) 56.2° с.ш., 114.5° в.д., 513 м	0.78 350	0.70 820	0.88 430	0.94 170	0.95 170		0.91	0.83	0.89	0.82
Чара (465 км) 56.5° с.ш., 118.2° в.д., 709 м	0.62 580	0.49 1020	0.77 620	0.89 270	0.90 270	0.91 220		0.69	0.90	0.68
Орлингга (310 км) 56° с.ш., 105.5° в.д., 338 м	0.82 220	0.74 270	0.85 240	0.81 530	0.77 540	0.83 550	0.69 770		0.72	0.95
Калакан (390 км) 55.1° с.ш., 116.5° в.д., 612 м	0.58 470	0.54 960	0.77 600	0.85 340	0.86 340	0.89 180	0.90 220	0.72 700		0.72
Жигалово (390 км) 54.5° с.ш., 105.1° в.д., 416 м	0.85 280	0.84 270	0.85 380	0.78 650	0.74 650	0.82 640	0.68 850	0.95 140	0.72 740	

* Расстояния между метеостанцией и местом отбора образцов, м.

** Коэффициенты корреляции Пирсона.

*** Расстояния между станциями, м.

стандартизации индивидуальных хронологий удаляется возрастной тренд, который считается основным неклиматическим фактором, проявляющимся в изменчивости радиального прироста. В результате получают хронологии, представляющие собой временные ряды с безразмерными значениями (индексами), что позволяет сопоставлять их между собой. Затем индивидуальные индексированные кривые прироста были объединены в основную хронологию. Процедура стандартизации выполнялась с помощью программы ARSTAN [Cook, Krusic, 2005].

Температурный режим воздуха и поверхности пород изучался с помощью автоматических логгеров, использовалась модель Onset НОВО МХ2305 с внутренним электронным датчиком температуры, точность измерений ± 0.2 °С. Один логгер устанавливали на шест или ствол дерева высотой 2 м, а второй на глубине 5 см от поверхности. Замеры производили каждые 4 часа.

Радиоуглеродный анализ выполнялся в радиоуглеродной лаборатории ИГ РАН.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕГО ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПО ДАННЫМ МЕТЕОСТАНЦИЙ

Из многочисленных исследований следует, что в древесно-кольцевых хронологиях, полученных вблизи верхней (высотной) границы леса, климатический сигнал наиболее отчетливо проявляется в виде температуры воздуха теплого сезо-

на. Для оценки перспективности использования полученной древесно-кольцевой хронологии с целью реконструкции климата был проведен комплексный статистический анализ динамики температуры воздуха по данным метеостанций. Несмотря на значительные расстояния между метеостанциями и различия в абсолютной высоте, была выявлена значимая ($p < 0.001$) статистическая связь между всеми станциями за более чем 50-летний период (см. табл. 1).

Метеостанции Бодайбо и Мамакан расположены на расстоянии около 10 км друг от друга, чем и обусловлена высокая корреляция между ними ($r = 0.99$). Вместе с тем обе станции имеют существенный недостаток в периоде наблюдений. Для станции Бодайбо существует более длинный ряд измерений (1934–2005 гг.). Для станции Мамакан доступны измерения до 2019 г., однако начинаются они с 1958 г. Для дальнейшего анализа был использован ряд метеонаблюдений станции Бодайбо, дополненный данными станции Мамакан за последние 14 лет, что позволило получить обобщенный ряд длиной 86 лет.

Все метеостанции демонстрируют ярко выраженный общий температурный режим летнего сезона на протяжении всего XX и начала XXI вв. Вплоть до конца 1970-х гг. летняя температура в данном регионе незначительно понижалась. С начала 1980-х гг. на всех метеостанциях фиксируется повышение летней температуры воздуха. Осадки достаточно стабильны, тренд слабо выражен –

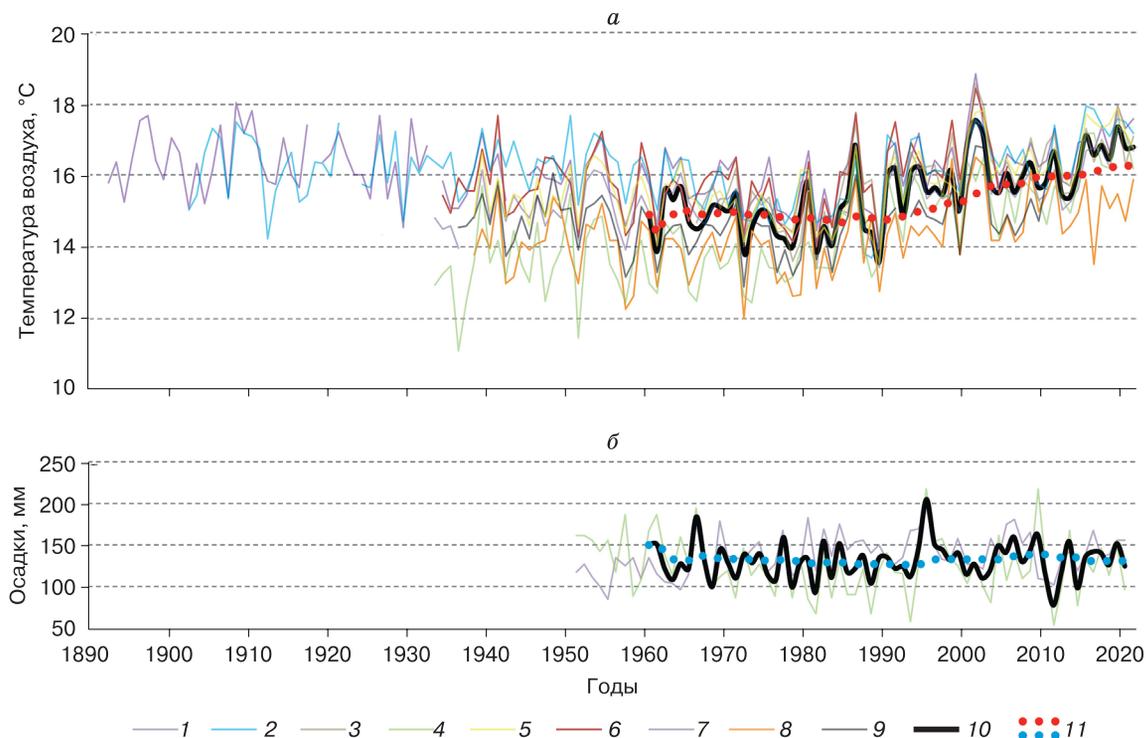


Рис. 2. Средняя летняя температура воздуха (а), определяющая абляцию, и осадки холодного периода, влияющие на аккумуляцию (б), по данным метеостанций:

1 – Киренск, 2 – Братск, 3 – Таксимо, 4 – Нижнеангарск, 5 – Жигалово, 6 – Бодайбо, 7 – Орлингга, 8 – Чара, 9 – Калакан. 10 – средние по всем станциям значения за период 1980–2021 гг.; 11 – скользящее среднее.

отмечается небольшой рост до 2012 г. и снижение в последние годы (рис. 2). При этом видно, что величина летней температуры воздуха в первую

очередь зависит от высоты местоположения станции (рис. 3, а). В то же время темп потепления конца XX–начала XXI в. имеет некоторую тенден-

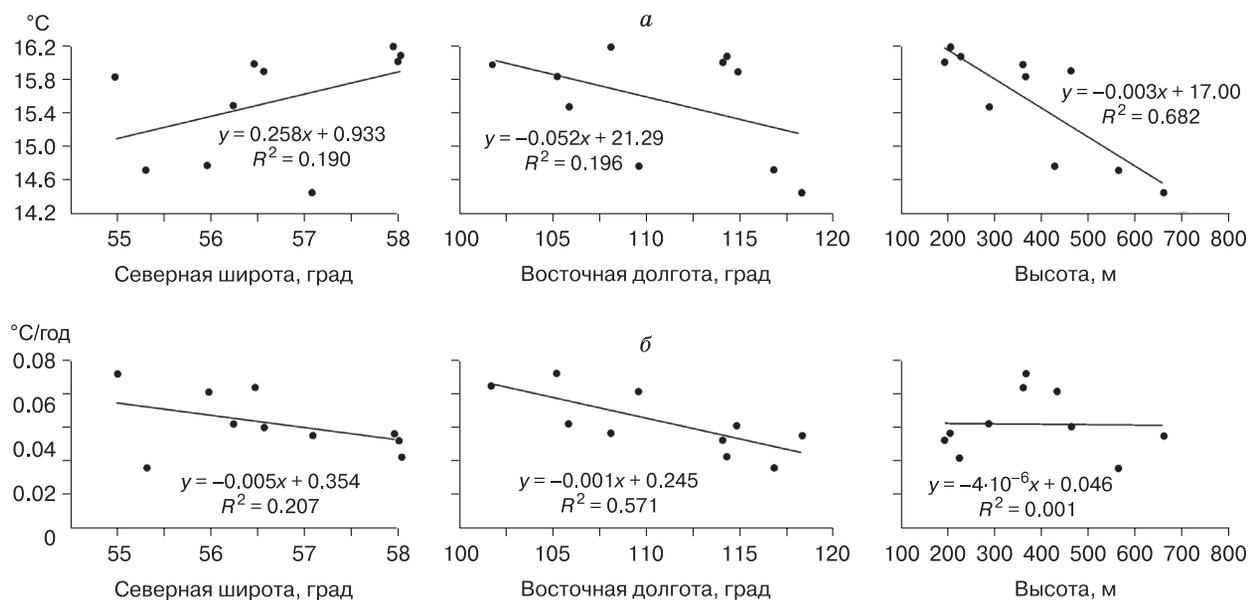


Рис. 3. Зависимость величины (а) и скорости повышения (б) средних летних температур от местоположения метеостанции.

а – общий период 1960–2019 гг.; б – период роста температур, проявившийся на всех станциях с 1980 до 2019 г.

цию замедления с запада на восток, о чем свидетельствует коэффициент аппроксимации $R^2 = 0.57$ (см. рис. 3, б). Необходимо отметить, что широтная закономерность в потеплении последних десятилетий также имеет место. Статистическую значимость этой закономерности существенно понижает только одна метеостанция – Калакан (см. рис. 3, б).

Можно сделать заключение, что колебания летней температуры воздуха имеют общую направленность, характерную для всего района исследований.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЕТНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

На основе значимых связей ширины годовых колец с летней температурой воздуха была получена дендроклиматическая реконструкция за последние 230 лет (рис. 4). При визуальном анализе можно разделить весь реконструированный период на две части. Первая часть – примерно до 1860–1865 гг., когда летняя температура воздуха почти всегда была ниже средней ($\sim 16^\circ\text{C}$) за весь рассматриваемый период. Вторая, оставшаяся часть выделяется более высокими (выше средней) значениями температуры, кроме одного промежутка в конце XX в. (см. рис. 4).

Согласно общим представлениям, XX веку предшествовал Малый ледниковый период (МЛП), который характеризовался похолоданием и развитием горного оледенения [Lamb, 1977]. Скорее всего, первая часть представленной реконструкции отражает финальную стадию МЛП. На протяжении этого времени летняя температура воздуха опускалась до $14.2\text{--}14.5^\circ\text{C}$ (1794, 1804, 1847, 1860 гг.), что на $1.8\text{--}1.5^\circ\text{C}$ ниже средней за весь рассматриваемый период. За последние 230 лет это были самые холодные годы. Затем наступило потепление, которое развивалось в не-

сколько этапов, достигнув наивысших значений в 40-х гг. XX в. Затем температура стала понижаться, и примерно с 1965 по 1995 г. наступил период, когда летняя температура была ниже средних значений. Похолодание этих 30 лет по своим средним значениям сопоставимо с холодным промежутком начала реконструкции (см. рис. 4). Уже начиная с 1980-х гг. фиксируется устойчивый рост летней температуры, который продолжается до наших дней. Это совпадает с динамикой колебаний средней летней температуры на ближайшей метеостанции Нижнеангарск (см. рис. 2, а), где линейный тренд составляет 3°C за период с начала наблюдений до 2021 г.

Современные климатические условия района исследований для гольцовой зоны в зимнее время характеризуются сильными западными ветрами, приводящими к перераспределению и уплотнению снежного покрова, образованию мощных надувов и карнизов [Алешин, 1982].

По станциям, относительно близким к ледникам (Нижнеангарск, Киренск), среднегодовая температура воздуха составляет $-2.3\text{--}-3.7^\circ\text{C}$ ($14\text{--}16^\circ\text{C}$ в летний период), осадки 390 мм ($120\text{--}140$ мм в холодный период года, за период 1966–2020 гг.). Максимум выпадения осадков приходится на июль–август, минимум – обычно на март.

Как видно из рис. 2, а, тренд среднелетней температуры начиная с 1980-х гг. всюду положительный и в среднем составляет 2°C за 40 лет, что способствует усилению интенсивности абляции ледников и удлинению периода абляции. Потепление идет за счет летней и осенней температуры, период абляции ледников в результате становится длиннее.

Таким образом, климатические изменения за последние десятилетия не способствовали развитию оледенения.

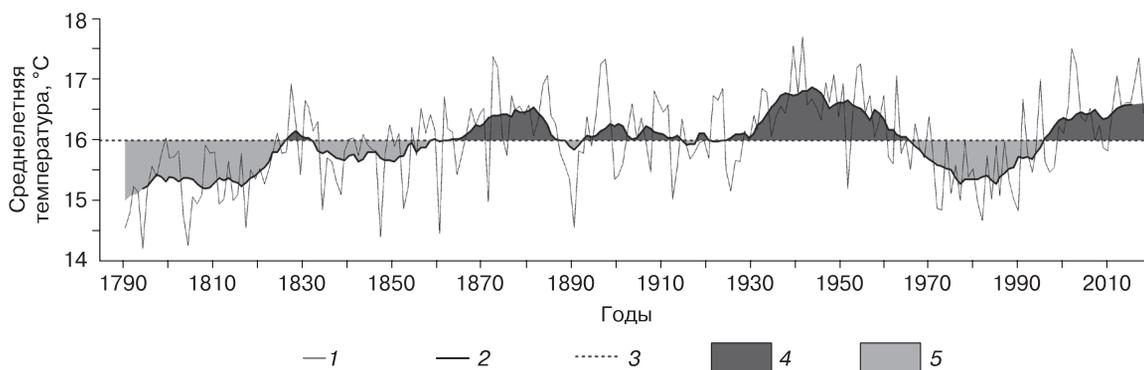


Рис. 4. Дендроклиматическая реконструкция летней температуры воздуха в районе Верхнеангарско-го хребта за последние 230 лет.

1 – годовые значения; 2 – сглаженные 11-летним средним; 3 – среднее значение за весь период наблюдений; 4 – периоды с температурой выше среднего значения; 5 – периоды с температурой ниже среднего значения.

ДИНАМИКА ПЛОЩАДЕЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ

По данным архивной аэрофотосъемки конца сентября 1947–1949 гг., площади основных ледников составляли 0.19 км² (Огдында-Маскит), 0.24 км² (Урел-Амутис) и 0.53 км² (Черского). В 1960-х гг. площади ледников Черского и Урел-Амутис составляли 0.47, 0.24 км² [Китов, Плюснин, 2015].

По снимкам Landsat, Sentinel-2 и ортофотопланам, сделанным по съемке с беспилотного летательного аппарата (БПЛА), определены площади ледников Байкальского региона на период 2000–2021 гг. Результаты приведены в табл. 2, которая включает основные данные об изменении площади ледников в XXI в. по разным расчетам. Ледники относятся к каровым по морфологическому типу, часть из них можно считать малыми формами оледенения.

Сравнение площадей, занимаемых ледниками в 2000 и 2021 гг., показало их сокращение с 2 до 0.9 км². На рис. 5 приведены изменения контуров основных ледников за эти годы. Наибольшее сокращение площади характерно для малых форм. Таким образом, динамика ледников рассматриваемого региона отражает направленность изменений климата.

Как видно из табл. 2, ледники Северного Прибайкалья в настоящее время находятся в стадии деградации различной степени интенсивности. Установлено, что с 2000 по 2021 г. сократилась площадь всех исследуемых ледников региона. Общее сокращение площади составило 25.8 % за 20 лет. Диапазон уменьшения площади в относительных величинах с 2000 по 2021 г. колеблется от 0 до 95 %. Такой разброс связан с размерами ледников и их расположением, наиболее сильное влияние оказывает положение относительно направления влагонесущих воздушных потоков, экспозиция (подветренный или наветренный склон расположения ледника), затененность (попадание прямых солнечных лучей минимальное), вмещающая форма (наилучшее сохранение небольших ледников – в глубоких карах). Наиболее интенсивному сокращению подвержены ледники на склонах юго-восточной экспозиции, немного меньше сокращение выражено на склонах восточной и северной экспозиции. Ключевыми факторами деградации ледников являются рост средней годовой температуры воздуха и, что более важно, увеличение средней летней температуры воздуха за последние десятилетия, а также сокращение осадков в холодный период. По сравнению с архивными аэрофотоснимками площади основных ледников сократились с середины XX в. на 40 %.

Таблица 2. Площади ледников Байкальского региона

№	Хребет (общая площадь ледников)	Ледник	Координаты	Экспозиция	Площадь, км ²			Сокращение, % (2000– 2021 гг.)
					2000 г.*	2012 г.**	2021 г.***	
1	Байкальский (0.58 км ²)	Ru10-19.0001	108.70° в.д., 55.0° с.ш.	ЮВ	0.03	0.04	0.01	67
2		Ru10-19.0002	108.70° в.д., 55.01° с.ш.	ЮВ	0.10	0.06	0.08	20
3		Ru10-19.0003	108.70° в.д., 55.01° с.ш.	В	0.10	0.06	0.08	20
3		Ru10-19.0004	108.69° в.д., 55.03° с.ш.	ЮВ	0.02	0.01	0.001	95
5		Ru10-19.0005 Разорванный	108.70° в.д., 55.04° с.ш.	В	0.10	0.03	0.05	50
6		Ru10-19.0006 Черский	108.70° в.д., 55.06° с.ш.	В	0.35	0.38	0.31	11
7		Ru10-19.0007	108.73° в.д., 55.47° с.ш.	В	0.01	0.01	0.01	0
8		Ru10-19.0008	108.65° в.д., 55.83° с.ш.	ЮВ	0.09	0.03	0.04	56
9	Баргузинский (0.13 км ²)	Ru10-20.0001 Урел-Амутис	110.36° в.д., 55.46° с.ш.	СВ	0.15	0.09	0.13	13
10	Верхнеангарский (0.12 км ²)	Огдында-Маскит	110.53° в.д., 56.13° с.ш.	С	0.17	–	0.12	29
11	ВСЕГО				1.12	–	0.83	25.8

* По данным [Китов, Плюснин, 2015].

** По данным [Каталог..., 2021].

*** По данным [Sentinel-hub EO-Browser, 2021].

Интересно, что на снимках 1948 г. четко видно отсутствие ледника Ru10-19.0001, что подтверждает высокую изменчивость самых малых форм оледенения в этом районе.

Максимальное развитие оледенения в северном обрамлении оз. Байкал относится к позднему плейстоцену (35–15 тыс. лет назад). Согласно датировке (IGAN 7747), полученной для отложений в днище центральной части долины ледника Огдында-Маскит (1820 м над ур. моря) в Верхнеангарском хребте, он не спускался ниже по крайней мере последние 5800 лет. Дополнительным фактором высотной поясности, способствующим определению площади оледенения в прошлом, служит зона современных каменных глетчеров. Нижняя граница их распространения совпадает с палеоснеговой линией [Еникеев, Старыжко, 2009]. В работе Ф.И. Еникеева [2020] была реконструирована орографическая снеговая граница максимальной фазы сарганской эпохи позднеледниковой эпохи оледенения. Она оконтуривала площади с преобла-

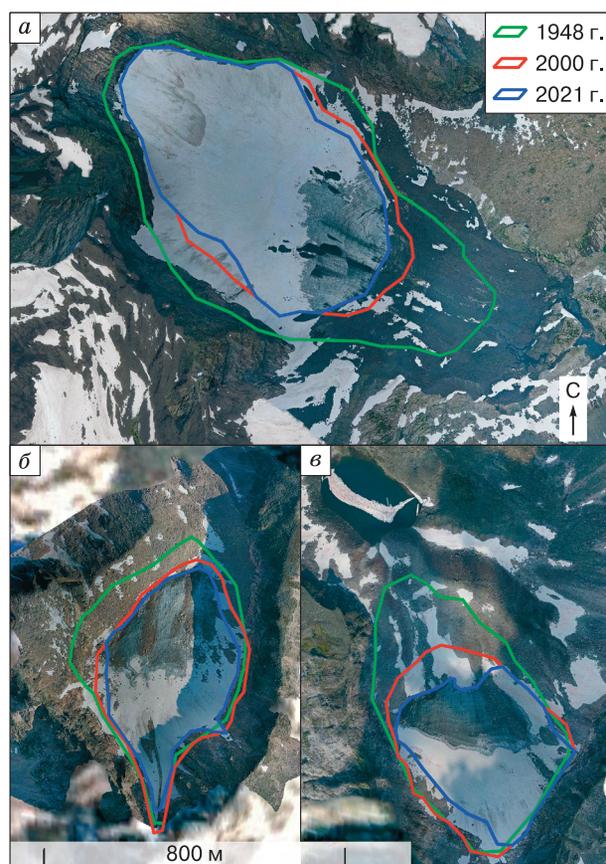


Рис. 5. Контуры ледников Черского (а), Урел-Амутис (б) и Огдында-Маскит (в) в 1948 г. (по данным аэрофотосъемки) и в 2000, 2021 гг. (по снимкам Landsat/Sentinel-2).

В качестве подложки использованы ортофотопланы на конец июля 2021 г.

данием твердых осадков, которые формируют снежный покров. Последний определяет области питания ледников того времени. Из них наиболее крупные охватывали водораздельные участки упомянутых хребтов, а также Северо-Муйского, Южно-Муйского и хр. Кодар.

ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОВЕРХНОСТИ ПОРОД ВЕРХНЕАНГАРСКОГО ХРЕБТА

В горных районах исследуемого района, с отметок 900–1000 м над ур. моря, распространены ММП [Геокриология СССР, 1989; Obu et al., 2019]. Это подтверждается наличием активных каменных глетчеров, развитием полигонального рельефа и пр. Известно, что отрицательные среднегодовые температуры пород влияют на устойчивость гляциальных систем, однако данные замеров температуры по исследуемому региону до настоящего времени отсутствовали.

Установка автоматических датчиков температуры воздуха и поверхности пород в районе Верхнеангарского хребта позволила впервые проанализировать закономерности изменения температур воздуха и поверхности пород в диапазоне высот от 460 до 2200 м за период с августа 2019 г. до конца июля 2021 г. (рис. 6) [Abramov et al., 2021].

Среднегодовая температура воздуха составляет -0.9°C на уровне оз. Байкал (460 м, по данным метеостанции Нижнеангарск), понижаясь до -5.1°C на отметке 1280 м и -9.6°C на 2280 м над

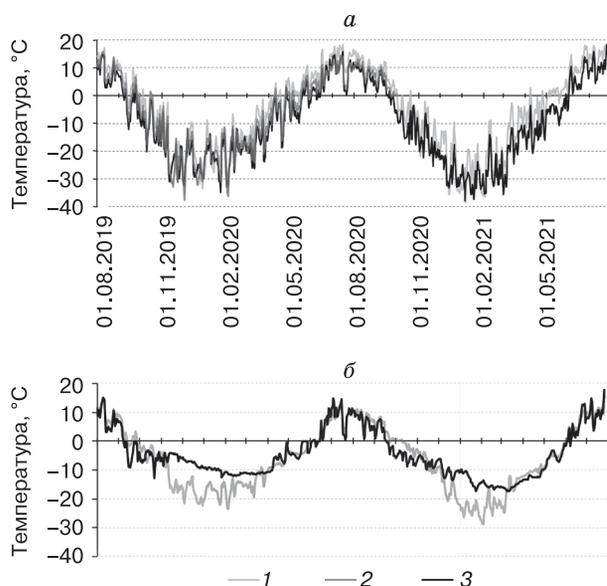


Рис. 6. Динамика среднегодовой температуры воздуха (а) и поверхности пород (б) в долине р. Вершина Дармиков (1, 3) и у ледника Огдында-Маскит (2).

1 – 1280 м; 2 – 1845 м; 3 – 2280 м.

ур. моря. Период с отрицательной температурой воздуха в горах длится с конца сентября до мая, понижение температуры до нуля на отметках выше 2000 м может быть на протяжении всего лета. В зимнее время возможно формирование инверсий, когда температура в нижней части долин ниже, чем на вершинах хребтов.

Градиенты средней годовой температуры воздуха составляют 0.53 и 0.45 °С/100 м на высотах 460–1280 и 1280–2280 м над ур. моря соответственно. Они согласуются с градиентами, полученными по другим горным районам севера России.

Среднегодовая температура поверхности составила –6.2 °С в нижней части ледника Огдында-Маскит (1845 м) и –4.5 °С в вершинной части гребня (2280 м). Промерзание слоя сезонного оттаивания начинается в конце сентября, оттаивание – в конце мая. Более высокая температура поверхности в вершинной части, как видно из характера температурных колебаний, скорее всего, связана с формированием в этой зоне мощных снежных карнизов, изолирующих поверхность от выхолаживания. Эти данные совпадают с результатами моделирования температуры на кровле мерзлоты по спутниковым данным [Obi et al., 2019].

ВЫВОДЫ

Ледники хребтов Байкальского региона в последние десятилетия активно сокращаются. В наибольшей степени подверглись деградации небольшие ледники Байкальского региона, расположенные на склонах юго-восточной экспозиции. Оледенение трех хребтов в целом уменьшилось на 25.8 % за 20 лет, при этом относительно крупные ледники потеряли 10–30 % площади (и примерно 40 % с середины ХХ в.).

Скорость деградации ледников на сегодняшний день зависит от их расположения на склоне, активности метелевого переноса и лавинного снегонакопления.

Температурный режим района исследований обладает устойчивой пространственной стабильностью. В течение большей части ХХ в. температура летнего сезона колебалась без ярко выраженного тренда. Начиная примерно с 1980 г. и по настоящее время наблюдается устойчивое повсеместное потепление. Темп этого потепления снижается с увеличением долготы (или по мере продвижения на восток). Летняя температура сильно зависит от высоты местоположения метеостанций. Согласно дендроклиматической реконструкции, период с конца XVIII до середины XIX в. характеризуется самой низкой летней температурой за последние 230 лет.

Нахождение ложа ледников на ММП способствует поддержанию запаса холода, являющегося фактором сохранения данных ледников в карях.

Среднегодовая температура поверхности пород (на глубине до 10 см) в районе существования ледников (1800–2200 м) составляет –5...–7 °С. В гребневой части хребтов в зимнее время наблюдаются более мягкие температурные условия на поверхности пород, связанные, по-видимому, с образованием мощных снежных карнизов.

Современные климатические условия и наблюдающиеся тенденции их изменения нельзя назвать благоприятными для существования ледников Северного Прибайкалья, однако до полного исчезновения оледенения еще далеко. Ледники сокращались по площади и мощности, их современное состояние и прогноз на будущее – актуальная исследовательская задача.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории картографии ИГ РАН за предоставление архивных снимков на район Байкальских хребтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00822) и частично по госзаданию “Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата” № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5).

Литература

- Алешин Г.В. Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте // География и природ. ресурсы, 1982, № 4, с. 133–136.
- Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Кононов Ю.М. Байкальская ледниковая система, новые находки // Лед и снег, 2019а, т. 59, № 1, с. 135–144.
- Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Этин А.Л. Исследования Верхнеангарской группы ледников // Лед и снег, 2019б, т. 59, № 3, с. 423–432.
- Аржанников С.Г., Иванов А.В., Аржанникова А.В. и др. Возраст Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) по дендрохронологическим и радиоуглеродным данным // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 1, с. 27–47.
- Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Хантемиров Р.М., Наурзбаев М.М. Изменчивость летней температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария за последние 1.5 тыс. лет: сравнительный анализ данных годичных колец деревьев и ледовых колонок // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 5, с. 681–684.
- Воронин В.И., Антипин В.С., Осколков В.А., Федоров А.М. Возраст Патомского кратера: дендрохронологические и биогеохимические исследования // География и природ. ресурсы, 2020, № 4 (163), с. 152–161.
- Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 515 с.
- Долгушин Л.Д. Ледники / Л.Д. Долгушин, Г.Б. Осипова. М., Мысль, 1989, 447 с.
- Еникеев Ф.И. Гляциальный морфогенез и рассылочное образование Восточного Забайкалья / Ф.И. Еникеев, В.Е. Старыжко. Чита, ЧитГУ, 2009, 370 с.
- Еникеев Ф.И. Особенности депрессии снеговой границы сарганского оледенения Прибайкалья // Геосферные исслед., 2020, № 4, с. 33–41.

- Каталог** ледников России [Электрон. ресурс]. Институт географии РАН, 2021. – <https://www.glacrus.ru/> (дата обращения: 30.10.2021).
- Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М.** Нивально-гляциальные образования Баргузинского хребта // *Лед и снег*, 2014, т. 54, № 1, с. 48–60.
- Китов А.Д., Плюснин В.М.** Базы данных ледников Прибайкалья // Труды Междунар. конф. “ИнтерКарто. ИнтерГИС”. Краснодар, Изд-во Куб. гос. ун-та, 2015, т. 21, с. 318–332.
- Тюлина Л.Н.** Горные леса Северного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1990, 118 с.
- Шиятов С.Г., Хантемиров Р.М., Горланова Л.А.** Тысячелетняя реконструкция температуры лета на Полярном Урале: данные древесных колец можжевельника сибирского и лиственницы сибирской // *Археология, этнография и антропология Евразии*, 2002, т. 9, № 1, с. 2–5.
- Abramov A., Ananicheva M., Pakin G.** Air and surface temperatures for the Northern Baikal area (Verhneangarsky ridge) [Электрон. ресурс]. PANGAEA, Data Publisher for Earth & Environmental Science, 2021. – <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.937618> (дата обращения: 30.10.2022).
- Cook E.R., Krusic P.J.** Program ARSTAN: a tree-ring standardization program based on detrending and autoregressive time series modeling, with interactive graphics [Электрон. ресурс]. Tree-Ring Laboratory, Lamont-Doherty Earth Obs. Columbia Univ., Palisades NY, 2005. – <http://www.ldeo.columbia.edu/tree-ring-laboratory/resources/software/> (дата обращения: 15.11.2021).
- Fritts H.C.** Tree rings and climate. London, Academic Press, 1976, 567 p.
- Kononov Y.M., Ananicheva M.D., Willis I.C.** High-resolution reconstruction of Polar Ural glacier mass balance for the last millennium // *Ann. Glaciol.*, 2005, vol. 42, p. 163–170.
- Kononov Yu.M., Friedrich M., Boettger T.** Regional summer temperature reconstruction in the Khibiny Low Mountains (Kola Peninsula, NW Russia) by means of tree-ring width during the Last Four Centuries // *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.*, 2009, vol. 41, No. 4, p. 460–468.
- Lamb H.H.** Climate: present, past and future. Vol. 2: Climatic history and the future. London, Methuen, 1977, 888 p.
- McCarroll D., Loader N.J., Jalkanen R. et al.** A 1200-year multiproxy record of tree growth and summer temperature at the northern pine forest limit of Europe // *The Holocene*, 2013, vol. 23 (4), p. 471–484.
- Methods** of dendrochronology: applications in the environmental sciences / E. Cook, L. Kairiukstis (Eds.). Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publ., 1990, 394 p.
- Obu J., Westermann S., Bartsch A. et al.** Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modeling for 2000–2016 at 1 km² scale // *Earth Sci. Rev.*, 2019, vol. 193, p. 299–316.
- Sentinel-hub** EO-Browser [Электрон. ресурс], Sinergise Ltd. 2021. – <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (дата обращения: 30.10.2021).
- Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Entin A.L. Studies of the glaciers located on the Verkhneangarsky mountain range. *Led i sneg [Ice and Snow]*, 2019b, vol. 59 (3), p. 423–432 (in Russian).
- Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V. et al. Age of the Jombolok lava field (East Sayan): evidence from dendrochronology and radiocarbon dating. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58 (1), p. 20–36, DOI: 10.15372/GiG20170103.
- Vaganov E.A., Shiyatov S.G., Khantemirov R.M., Naurzbaev M.M. The variability of summer air temperature at high latitudes in the northern hemisphere for the last 1.5 ka: A comparative analysis of the data on annual tree rings and ice cores. *Doklady Earth Sciences*, 1998, vol. 359, No. 2, p. 267–270.
- Voronin V.I., Antipin V.S., Oskolkov V.A., Fedorov A.M. The age of the Patom Crater: dendrochronological and biogeochemical investigations. *Geography and Natural Resources*, 2020, vol. 41 (4), p. 390–398, DOI: 10.1134/S1875372841040101.
- Ershov E.D. (Ed.). *Geokriologiya SSSR. Vostochnaya Sibir' i Dal'nij Vostok [Geocryology of the USSR. Eastern Siberia and the Far East]*. Moscow, Nedra, 1989, 515 p. (in Russian).
- Dolgushin L.D., Osipova G.B. *Ledniki [Glaciers]*. Moscow, Musl', 1989, 447 p. (in Russian).
- Enikeev F.I., Staryzhko V.E. Glyatsial'nyy morfogenez i rassypobrazovaniye Vostochnogo Zabaykal'ya [Glacial morphogenesis and scattering formation in Eastern Transbaikalia]. Chita, ChitGU, 2009, 370 p. (in Russian).
- Enikeev F.I. Peculiarities of the depression of the snow boundary of the Sartan glaciation in the Baikal region. *Geosfernye issledovaniya [Geospheric Research]*, 2020, No. 4, p. 33–41 (in Russian).
- Catalogue of Russian Glaciers, Institute of Geography RAS, 2021. – <https://www.glacrus.ru/> (last visited: 30.10.2021).
- Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M. Nival-glacial bodies in the Barguzinsky Range. *Led i sneg [Ice and Snow]*, 2014, vol. 54 (1), p. 48–60 (in Russian).
- Kitov A.D., Plyusnin V.M. Data base of the Baikal region glaciers. In: Proc. of the Intern. Conf. “InterCarto. InterGIS”. Krasnodar, 2015, vol. 21 (1), p. 318–322 (in Russian).
- Tyulina L.N. *Gornye lesa Severnogo Pribajkal'ya [Mountain forests of the Northern Baikal region]*. Novosibirsk, Nauka, 1990, 118 p. (in Russian).
- Shiyatov S.G., Khantemirov R.M., Gorlanova L.A. Millennial reconstruction of summer temperature in the Polar Urals: data on tree rings of Siberian juniper and Siberian larch. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2020, vol. 9 (1), p. 72–80.
- Abramov A., Ananicheva M., Pakin G. Air and surface temperatures for the Northern Baikal area (Verhneangarsky ridge). PANGAEA, Data Publisher for Earth & Environmental Science, 2021. – <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.937618> (last visited: 30.10.2022).
- Cook E.R., Krusic P.J. Program ARSTAN: a tree-ring standardization program based on detrending and autoregressive time series modeling, with interactive graphics. Tree-Ring Laboratory, Lamont-Doherty Earth Obs. Columbia Univ., Palisades NY, 2005. – <http://www.ldeo.columbia.edu/tree-ring-laboratory/resources/software/> (last visited: 15.11.2021).
- Fritts H.C. Tree rings and climate. London, Academic Press, 1976, 567 p.
- Kononov Y.M., Ananicheva M.D., Willis I.C. High-resolution reconstruction of Polar Ural glacier mass balance for the last millennium. *Annals of Glaciology*, 2005, vol. 42, p. 163–170, DOI: 10.3189/172756405781812709.

References

Aleshin G.V. Modern glaciers and their relief-forming importance on the Baikal ridge. *Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources]*, 1982, No. 4, p. 133–136 (in Russian).

Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Kononov Yu.M. Baikal glacier system, new findings. *Led i sneg [Ice and Snow]*, 2019a, vol. 59 (1), p. 135–144 (in Russian).

Kononov Yu.M., Friedrich M., Boettger T. Regional summer temperature reconstruction in the Khibiny Low Mountains (Kola Peninsula, NW Russia) by means of tree-ring width during the Last Four Centuries. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2009, vol. 41, No. 4, p. 460–468, DOI: 10.1657/1938-4246-41.4.460.

Lamb H.H. *Climate: present, past and future. Vol. 2: Climatic history and the future.* London, Methuen, 1977, 888 p.

McCarroll D., Loader N.J., Jalkanen R. et al. A 1200-year multiproxy record of tree growth and summer temperature at the

northern pine forest limit of Europe. *The Holocene*, 2013, vol. 23 (4), p. 471–484.

Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences / E. Cook, L. Kairiukstis (Eds.). Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publ., 1990, 394 p.

Obu J., Westermann S., Bartsch A. et al. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modeling for 2000–2016 at 1 km² scale. *Earth Science Reviews*, 2019, vol. 193, p. 299–316.

Sentinel-hub EO-Browser, Sinergise Ltd. 2021. – <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (last visited: 30.10.2021).

*Поступила в редакцию 30 ноября 2021 г.,
после доработки – 21 июля 2022 г.,
принята к публикации 10 ноября 2022 г.*