

Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины

П. А. Торопов^{* **}, М. А. Алешина^{**},
Г. А. Носенко^{**}, Т. Е. Хромова^{**}, С. А. Никитин^{**}

Анализ спутниковых снимков показал, что за последние 50 лет площадь оледенения Горного Алтая уменьшилась на 25%, при этом в 2008—2017 гг. скорость деградации ледников увеличилась в 2 раза. Эта тенденция хорошо согласуется с наблюдаемым увеличением расхода воды в р. Катунь на 9% в 2008—2017 гг. по сравнению с 1940—1968 гг. (при неизменной сумме осадков). Анализ трендов метеорологических величин на основе станционных данных и результатов реанализа ERA-Interim показал, что статистически значимое потепление в регионе происходит только в теплое полугодие и не превышает 0,5°C/10 лет. За счет этого турбулентный теплообмен атмосферы с ледниками за последние 40 лет увеличился на 4 Вт/м², что вызвало увеличение за год слоя стаивания на 100 мм в водном эквиваленте (в. э.). Однако основной причиной сокращения ледников Алтая является рост приходящей коротковолновой радиации, который составил 5 Вт/м² за 10 лет и увеличил слой стаивания на 365 мм в. э. в год. Положительный тренд радиационного баланса хорошо согласуется с уменьшением количества общей облачности, что связано с увеличением дивергенции влаги, геопотенциала и ослаблением зональной циркуляции в средней тропосфере.

Ключевые слова: оледенение Горного Алтая, горная метеорология, гляциология, региональная климатология, реанализ ERA-Interim.

Введение

В последние десятилетия отмечается стремительное сокращение оледенения в основных горно-ледниковых районах мира, тренд которого составляет 0,5—1%/год [21]. Согласно прогностическим расчетам, выполненным на основе сценариев IPCC, в начале XXII в. некоторые горные системы практически полностью лишатся ледников [23]. Для стран, климат которых характеризуется значительным дефицитом влаги (Киргизия, Таджикистан, Казахстан, Перу, Чили и др.), это может обернуться катастрофической нехваткой пресной воды. Сокращение площади и объема горного оледенения приводит к внутригодовому перераспределению речного стока [10], а также к регионально зависимому изменению горных ландшафтов и повторяемости селевых процессов [27, 38]. Кроме того, таяние горных ледников вносит ощутимый вклад в изменение уровня Мирового

^{*} Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова; e-mail: tormet@inbox.ru (Торопов Павел Алексеевич).

^{**} Институт географии Российской академии наук.

океана [23]. Перечисленные проблемы инициируют исследования, конечная цель которых — моделирование динамики горных ледников, а также выявление физических механизмов современной деградации оледенения, которые существенно зависят от специфики конкретного горно-ледникового района. Работы по инвентаризации горных ледников и изучению их динамики достаточно успешно проводились еще 30—40 лет назад [2, 10]. Однако появление новых подходов, основанных на совместном анализе спутниковых данных и результатов численного моделирования атмосферы, позволяет более детально исследовать причины деградации ледников в разных регионах планеты. Например, на Кавказе основным фактором современного сокращения оледенения является положительный тренд радиационного баланса, связанный с уменьшением количества общей облачности, что, по-видимому, инициировано увеличением повторяемости антициклонов [37]. Катастрофическая деградация ледового массива Килиманджаро в первую очередь определяется растущим дефицитом осадков [28]. В горах Индонезии главным фактором деградации является стремительный рост доли жидких осадков в годовой сумме, связанный с существенным увеличением высоты снеговой линии таким образом, что большая часть горного оледенения оказывается ниже нее [30]. В тропических Андах ледники сокращаются на фоне быстро растущих температуры и высоты снеговой линии [32], похожая ситуация, судя по всему, складывается на Полярном Урале [7]. При этом в Альпах деградация оледенения определяется как положительным трендом компонентов теплового баланса [36], так и отрицательной аномалией количества осадков, частично связанной с преобладанием в последние десятилетия положительной фазы атлантической мультideсятилетней осцилляции [24].

Первые данные о деградации ледников Горного Алтая были опубликованы в работах [8, 35]. Параллельно проводились оценки изменений основных климатических параметров в горах Южной Сибири. В частности, в работе [9] предполагается, что причиной современного изменения гляцио-климатического режима является интенсификация зональных типов циркуляции. В работе [11] сокращение оледенения Алтая в последние 40 лет увязывается с аномально высокими значениями среднегодовой температуры, прежде всего за счет повышения температуры в летний сезон. Похожие предположения, основанные на статистическом анализе данных наблюдений и моделирования, приводятся в работе [35].

В рамках данного исследования выполнена уточненная оценка изменения площади горного оледенения Алтая в 2008—2017 гг. в сравнении с состоянием на 1968 г. Дана достаточно детальная метеорологическая интерпретация сокращения алтайских ледников в XXI в. в сравнении с Большим Кавказом [10, 37]. Обе горные системы расположены субширотно в южной части умеренного климатического пояса. Это макро-географическое сходство обуславливает единство структуры теплового баланса с преобладанием радиационного фактора таяния [4, 14, 15], что позволяет предположить схожесть механизмов современной деградации оледенения.

Данные и методы

Методика оценки площади оледенения. В качестве объекта исследований выбрано оледенение Горного Алтая — самой высокой части Алтае-

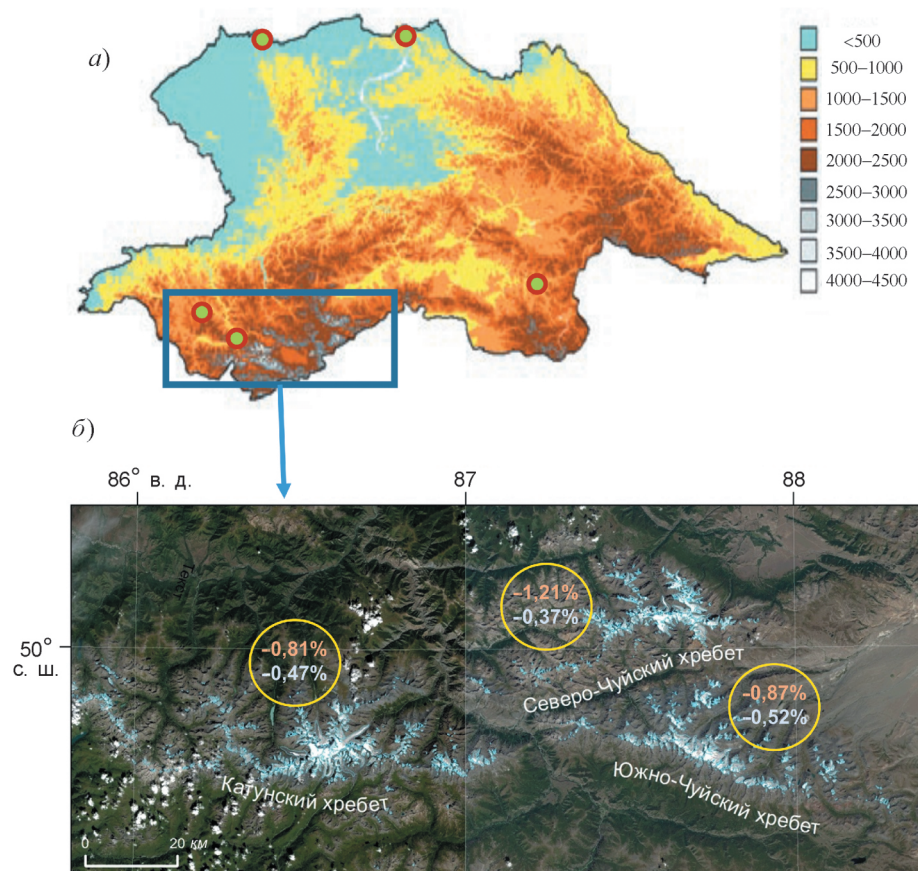


Рис. 1. Динамика оледенения высокогорного Алтая и метеорологическая обеспеченность региона: а) Атлае-Саянский регион (цветная шкала — высота над уровнем моря, м) и его обеспеченность метеорологическими наблюдениями (зеленые кружки — репрезентативные и длиннорядные метеорологические станции); б) среднегодовые тренды площади горного оледенения Алтая (в желтых кругах) за периоды 1968—2009 гг. (белый цвет) и 2008—2017 гг. (розовый).

Саянской горной системы (рис. 1). Для этой территории характерно сочетание обширных поверхностей выравнивания с высокогорным рельефом альпийского типа. Ледники по территории распределены неравномерно и группируются вокруг трех основных горных массивов: Катунского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, высотные отметки которых превышают 4000 м. В этом районе распространены разнообразные и многочисленные формы современного оледенения, среди которых преобладают долинные и карово-долинные ледники с обширными областями фирнового питания [2, 5, 6].

Для оценки современных размеров ледников этой горной страны были использованы данные съемок со спутника “Sentinel-2”, выполненных 15 августа 2017 г. Эти снимки обеспечивают единовременный охват всей исследуемой территории. Для оценки трендов площади оледенения в пределах этой же территории были подобраны снимки со спутников “CORONA” (3 сентября 1968 г.) и “ALOS PRISM” (13 августа 2008 г.). Оба

набора снимков дают возможность сравнить изменения границ ледников как за большой (полувековой) временной интервал, так и за последнее десятилетие. Пространственное разрешение снимков со спутников “Sentinel-2”, “CORONA” и “ALOS PRISM” составляет соответственно 10, 3 и 2,5 м. Использованы результаты съемок, выполненных в конце периода абляции соответствующего года, когда площадь, занятая снежным покровом на ледниках и окружающих их склонах, минимальна (чаще всего это середина августа). Таким образом был обеспечен контроль однородности исходных данных. Непосредственно перед процедурой дешифрирования границ ледников все спутниковые снимки были ортотрансформированы и совмещены в картографической проекции UTM WGS 84. В качестве базового изображения использовались снимки со спутника “Sentinel-2”. Среднеквадратичная погрешность при совмещении снимков не превышала 5,3 м. Векторизация границ ледников была выполнена вручную с использованием программы ArcInfo 10.2.2. (<https://doc.arcgis.com/ru>). Погрешностями дешифрирования, обусловленными влиянием облачности и сезонного снежного покрова, можно пренебречь, поскольку на отобранных снимках влияние этих факторов практически отсутствовало. В тех случаях, когда дешифрирование границ ледников осложнялось тенями от соседних горных склонов, применялась функция выравнивания контраста (в рамках программного пакета ENVI 5.0.). Для определения положений ледоразделов в областях питания ледников использовалась цифровая модель рельефа ASTER GDEM V3 (<https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>). Важным источником ошибок определения границ ледников Горного Алтая в области абляции являются моренные отложения, площадь которых изменяется от 3 до 20%. Сравнение результатов дешифрирования границ ледников по спутниковым снимкам с данными наземных измерений, выполненных авторами, показало, что наличие моренного чехла на поверхности ледников дополнительно вносит $\pm 0,3\%$ в погрешность оценки изменений их площади [35]. Ошибка, обусловленная субъективным фактором, принята равной $\pm 1,7\%$ в соответствии с данными работы [29]. Минимальное значение площади ледника, которое учитывалось в рамках алгоритма дешифрирования, определяется разрешением снимка “Sentinel-2” и составляет $0,1 \text{ км}^2$. Погрешность определения площади оценивали по соотношению площади буферной зоны вдоль периметра ледника к его площади внутри границы, в зависимости от размеров ледника она находилась в диапазоне от $\pm 2,3$ до $\pm 7,8\%$.

Методика оценки климатических изменений. В работе анализировали среднемесячные значения приземной температуры воздуха с горизонтальным разрешением $0,75 \times 0,75^\circ$ из архива реанализа ERA-Interim [18], значения месячных сумм осадков из архива CRU TS 4.02 (Climatic Research Unit Time-Series version 4.02) с разрешением $0,5 \times 0,5^\circ$ [20]. Положительный опыт использования данных различных реанализов и сеточных архивов для оценки метеорологического режима и климатических изменений в высокогорных районах обсуждается во многих работах (см., в частности, [1, 14, 19, 28, 35]). Данное исследование сфокусировано на анализе современных изменений площади оледенения и климата Горного Алтая, поэтому выбран период с 1979 по 2017 г. Этот временной проме-

жуток характеризуется относительно однородной плотностью мировой наблюдательной сети и более или менее равномерной обеспеченностью спутниковой информацией. В качестве меры климатических и гляциологических изменений используется коэффициент линейного тренда. Проверку значимости регрессии проводили с использованием F -критерия Фишера, а коэффициентов корреляции — по критерию Стьюдента с уровнем значимости 0,05. Также были проанализированы тренды температуры и осадков за период 1979—2017 гг. по данным пяти метеорологических станций, расположенных в относительной близости от горных хребтов Алтая (рис. 1). Этим трендам уделено достаточно пристальное внимание, поскольку они построены на основе данных наблюдений. Однако из-за низкой плотности метеорологической сети в регионе за основу взяты данные реанализа ERA-Interim о температуре и данные из архива CRU TS об осадках за 1979—2017 гг. Оценка качества этих данных для горных районов подробно выполнялась в работах [1, 37] на примере Кавказа, выявлена хорошая согласованность с натурными данными (нормированный коэффициент корреляции составляет 0,75—0,85 для температуры воздуха и 0,55—0,65 для осадков). В силу макро-географического сходства двух горных систем (Кавказа и Алтая) качество сеточных архивов предполагается примерно одинаковым. Это предположение подтверждается схожими значениями трендов, полученными по данным сеточных архивов и пяти метеорологических станций (www.meteo.ru). Для того чтобы выявить механизмы климатических аномалий, способствующих деградации оледенения, были выполнены количественные оценки изменений таких характеристик, как влагосодержание столба атмосферы (масса водяного пара в столбе воздуха с сечением 1 м^2 от поверхности до внешней границы атмосферы), дивергенция потока влаги, аномалия геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, относительная завихренность. Все эти величины также были взяты из архива реанализа ERA-Interim [18].

Результаты оценки динамики оледенения и климата Горного Алтая

Динамика оледенения за последние 50 лет. По результатам дешифрирования спутниковых снимков были построены три временных среза границ ледников Горного Алтая в векторном формате, соответствующие их состоянию на 1968, 2008 и 2017 гг., которые позволили дать количественную оценку площади оледенения и ее изменений (рис. 1б, табл. 1). Полученные данные свидетельствуют о ярко выраженной деградации оледенения Горного Алтая, причем среднегодовая скорость сокращения площади ледников в последние 10 лет почти вдвое превышает тренд, характерный для периода 1968—2008 гг. (табл. 1). Величины трендов регионально зависимы: максимальные значения характерны для Южно-Чуйского хребта (0,52%/год), минимальные — для Северо-Чуйского (0,37%/год). По-видимому, это связано со средними многолетними различиями в сумме осадков — при одном и том же положительном тренде температуры склоны Южно-Чуйского хребта характеризуются более засушливыми условиями, чем Северо-Чуйский хребет. В результате ледники Южно-Чуйского хребта оказываются более чувствительными к потеплению, их площадь сокращается в 1,5 раза быстрее. В целом за последние 50 лет площадь оледенения

Таблица 1

**Площадь ледников Горного Алтая и среднегодовая скорость
ее изменения в 1968—2017 гг.**

Хребет	$S, \text{ км}^2$			$S, \% \text{ за год}$		
	1968	2008	2017	1968—2008	1968—2017	2008—2017
Катунский	267,3	217,6	198,0	0,47	0,53	0,81
Южно-Чуйский	165,0	130,9	118,0	0,52	0,58	0,87
Северо-Чуйский	151,9	129,5	112,9	0,37	0,52	1,21
Всего	584,2	477,9	428,9	0,46	0,54	0,93

Алтая сократилась примерно на 25% (табл. 1), такие изменения можно назвать катастрофическими. При сохранении современных трендов через 100 лет Горный Алтай полностью лишится ледников. Похожие оценки для горных систем умеренного климатического пояса на основе сценариев IPCC сделаны в работе [23]. Результаты предыдущих оценок динамики сокращения ледников Катунского хребта по снимкам со спутника “ASTER” в 2004 и 2012 гг. также показали увеличение скорости сокращения в 1,5—2,0 раза [8]. Полученные данные позволяют предположить, что коренное изменение режима ледников Горного Алтая произошло на рубеже XX и XXI столетий. Одной из основных причин этих изменений является климатический форсинг.

Тренды температуры и осадков для теплого и холодного периодов.

Анализ трендов температуры по станционным данным и данным реанализа показывает, что в целом для Алтае-Саянского региона и прилегающих территорий Монголии, Китая и Казахстана характерно статистически значимое повышение средней температуры теплого периода (май — сентябрь), которое в среднем составляет $0,3^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$ (в июне и июле — $0,5^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$) (рисунок приведен на сайте журнала www.mig-journal.ru). В холодный период (с ноября по март) статистически значимые тренды не отмечаются ни по станционным данным, ни по результатам реанализа ERA-Interim. Исключение составляют три метеорологические станции на крайнем востоке изучаемой области. Отсутствие потепления в зимний сезон в южной половине Сибири и даже рост повторяемости отрицательных аномалий температуры в этих регионах [22, 25] хорошо согласуются с сокращением площади арктических морских льдов, которое наиболее ярко проявляется в Баренцевом море [13, 33]. Значительное уменьшение температурного градиента между высокими и средними широтами вследствие ускоренного потепления в Арктике может приводить к ослаблению зонального переноса в средних широтах и, соответственно, похолоданию зимой во внутриконтинентальных районах Северного полушария [34].

Статистически значимых тенденций в изменении годовых и сезонных сумм осадков на территории Горного Алтая не отмечено ни по станционным данным, ни по результатам архива CRU TS (см. рисунок на сайте www.mig-journal.ru). По данным метеостанций значимое увеличение осадков в холодное полугодие наблюдается на севере Китая и в степных районах Южной Сибири, на востоке исследуемой области. Существенное уве-

личение осадков в зимний период получается по данным архива CRU TS в соседней с Алтаем горной системе Западный Саян. Однако эта тенденция не прослеживается по результатам анализа стационарных данных. Значимых изменений осадков не отмечается и в теплое полугодие.

Несмотря на относительно небольшой тренд температуры в летний период в высокогорных районах Алтая, ее аномалия в 2008—2017 гг. по сравнению с периодом 1980—1990 гг. составила около 1°C . Дополнительный приток энергии из-за увеличения потока явного тепла за счет повышения температуры воздуха на 1°C равен примерно 4 Вт/м^2 , что эквивалентно таянию 100 мм льда в водном эквиваленте (в. э.). Эта оценка выполнена по аналогии с работой [37], в которой аномалии турбулентного потока тепла оцениваются на основе аэродинамических формул [4, 15] при допущении, что скорость ветра и температура ледовой поверхности в летнее время существенно не изменяются. В реальности важным дополнительным фактором роста турбулентного потока тепла к поверхности ледников может быть возможное увеличение повторяемости фонов в летний сезон [17].

Изменения радиационного режима теплого и холодного периодов.

Другим важным проявлением регионального отклика на глобальное потепление на Горном Алтае является изменение радиационного режима. Как показал анализ, зимой радиационный баланс над Алтае-Саянской горной страной практически не изменяется, в то время как в теплое полугодие отмечается его статистически значимый рост (см. рисунок на сайте www.mig-journal.ru). По данным реанализа ERA-Interim средняя величина тренда радиационного баланса над алтайскими горами в период с мая по сентябрь составляет 5 Вт/м^2 за 10 лет. Таким образом, в последние 10 лет радиационный баланс для теплого полугодия в высокогорных районах Алтая мог оказаться в среднем на 15 Вт/м^2 больше, чем в 1980—1990 гг. В терминах теплового баланса ледника это означает, что в течение сезона таяния, активная фаза которого в условиях высокогорного Алтая продолжается с июня по август, горизонтальная поверхность (без учета экспозиции и углов наклона) получает дополнительные 120 МДж/м^2 энергии, что эквивалентно таянию 365 мм льда в водном эквиваленте. Таким образом, аномалия радиационного баланса дает существенно больший вклад в таяние, чем повышение температуры приземного воздуха в летний сезон. Положительный тренд радиационного баланса на Горном Алтае может обуславливаться двумя факторами: увеличением приходящей коротковолновой радиации и встречного излучения атмосферы из-за повышения ее теплосодержания (как за счет увеличения влагосодержания, так и вследствие антропогенной эмиссии парниковых газов) [31]. При относительной неизменности высокогорных ландшафтов региона можно считать, что их отражательная способность и тепловое излучение изменяются мало (о чем, в частности, свидетельствуют данные реанализа ERA-Interim). Тренд встречного излучения атмосферы над Горным Алтаем не превысил 1 Вт/м^2 . Поэтому основной причиной увеличения радиационного баланса можно считать рост приходящей коротковолновой радиации, который хорошо согласуется со статистически значимым уменьшением облачности в теплое время года.

Следует отметить, что к данным реанализа следует относиться осторожно — особенно, если речь идет о таких величинах, как радиационный баланс и облачность, которые отличаются достаточно высоким уровнем ошибок. С другой стороны, в работах [14, 18, 37] показано, что данные реанализов, в том числе и ERA-Interim, в целом неплохо воспроизводят реальную картину климатической изменчивости облачности и радиационного баланса. Также в ряде работ, в частности в работе [31], обсуждается тенденция увеличения радиационного баланса, которая характерна для современных изменений климата и фиксируется по натурным данным.

Возможный гидрологический отклик на деградацию оледенения. Информация о динамике площади оледенения в сочетании с оценкой радиационного и термического вклада в их таяние, выполненная выше, позволяет рассчитать возможный вклад деградации ледников Алтая в речной сток. В качестве примера использован бассейн р. Катунь выше с. Тюнгур, по которому имеются результаты длиннорядных наблюдений основных характеристик стока, в том числе среднемесячных и среднегодовых расходов (<https://gmvo.skniivh.ru>). Общая площадь оледенения в выбранной части бассейна в настоящее время составляет $\sim 115 \text{ км}^2$, за последние 50 лет она сократилась на 26% (табл. 2). Опираясь на средние многолетние данные об основных компонентах баланса массы репрезентативного ледника Малый Актру (www.wgms.com) и полагая измеренные значения типичными для ледников бассейна Катунь, можно оценить среднюю многолетнюю ледниковую составляющую стока. По данным измерений, значения летнего баланса массы на леднике Малый Актру в 1970—1990 гг. составляли в среднем -950 мм в. э. , что соответствует типичным значениям для горных ледников Северной Евразии [39]. При этом сумма осадков, выпадающих летом на ледники в диапазоне высот 3000—3500 м, по данным высокогорной метеостанций Кара-Тюрек (www.meteo.ru), пересчитанная по типично-

Таблица 2

Факторы, определяющие гидрологический режим р. Катунь в верхнем течении (с. Тюнгур) в разные периоды с 1940 по 2017 г.

Величина	Пункт	Месяцы	Период, годы		
			1940—1968	1968—2008	2008—2017
$S, \text{ км}^2$			155	122,6	115,1
$R, \text{ мм}$	Кара-Тюрек	XI—IV	110	113	130
	Усть-Кокса	XI—IV	109	110	127
	Кара-Тюрек	VII, VIII	120	118	112
	Усть-Кокса	VII, VIII	160	147	143
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	Тюнгур	IV—VI	585	—	632
	Тюнгур	VII, VIII	400	—	436
$Q_{\text{год}}, \text{ м}^3/\text{с}$	Тюнгур		270	—	288

Примечание. Рассматриваемые периоды не соответствуют рекомендациям ВМО, их выбор определяется наличием данных о площади оледенения в верховьях р. Катунь, полученных авторами (1968, 2008, 2017 гг.), а также наличием данных о расходе воды (за период 1968—2008 гг. эти данные отсутствуют). S — суммарная площадь 225 ледников в верхней части бассейна р. Катунь (выше устья р. Аргут) в 1968, 2008 и 2017 гг.; R — сумма осадков; Q — средний расход воды; $Q_{\text{год}}$ — среднегодовой расход воды.

му плювиометрическому градиенту для горных систем альпийского типа [16], составляет около 350 мм. Допуская, что большая часть осадков, выпавших на поверхности ледников в летний сезон, уходит в сток, получим, что средний многолетний слой стаивания в летний период составит 1300 мм в. э. Если к этой величине добавить совместный вклад аномалий приходящей солнечной радиации и приземной температуры в летний период в последние 10 лет, то получим увеличение теплового баланса в 2008—2017 гг. на 19 Вт/м^2 (или, в пересчете на летний сезон, 151 МДж/м^2), что эквивалентно стаиванию дополнительных 465 мм в. э. Таким образом, слой стаивания за счет радиационного и температурного эффекта в 2008—2017 гг. мог увеличиться на 36% по сравнению с периодом 1980—1990 гг. Из данных наблюдений следует, что средний расход воды р. Катунь в районе с. Тюнгур, осредненный за июль и август 2008—2017 гг., увеличился на 9% по сравнению с периодом 1940—1968 гг. на фоне практически не изменившихся сумм осадков в летний период (табл. 2). Предполагая, что снежный покров в июле и августе в верхней части бассейна Катунь сохраняется только в зонах аккумуляции горных ледников, наблюдаемое увеличение стока логично связать с увеличением таяния льда из-за положительного тренда теплового баланса.

Обсуждение результатов

Изменения климата в высокогорных районах Алтая за последние десятилетия сводятся к статистически значимому летнему потеплению на фоне мало изменяющегося режима осадков. При этом основной причиной катастрофического сокращения оледенения на Алтае является положительный тренд радиационного баланса, который хорошо согласуется с отрицательным трендом общей облачности. Интерпретация этих результатов сводится к оценке трендов метеорологических характеристик, неразрывно связанных с изменениями условий атмосферной циркуляции: геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, зональной составляющей скорости ветра и завихренности на этом уровне, дивергенции влаги (рис. 2). На большей части России, за исключением Урала и Западной Сибири, в теплое время года (май — сентябрь) прослеживается статистически значимый положительный тренд геопотенциала в средней тропосфере (рис. 2а). Над южными районами Сибири, включая Алтай, положительные тренды геопотенциала статистически значимы и составляют 5 гп. дам/10 лет. Одновременно с этим над южными районами Сибири, а также над Средней Азией, Монголией и Китаем отмечается статистически значимое уменьшение зональной составляющей скорости ветра, в то время как над северной частью Евразии существенных изменений не происходит (рис. 2в). Также следует отметить увеличение интегральной дивергенции влаги над Алтаем (рис. 2г) и некоторый рост относительной завихренности (рис. 2б). Сочетание факторов, приведенных на рис. 2, свидетельствует о том, что причиной уменьшения облачности и, как следствие, увеличения радиационного баланса на юге Сибири (и в частности над Алтаем) может быть рост повторяемости антициклональных условий в период с мая по сентябрь.

В работе [3] дан достаточно подробный обзор повторяемости антициклонов на территории России (в том числе блокирующих ситуаций). В

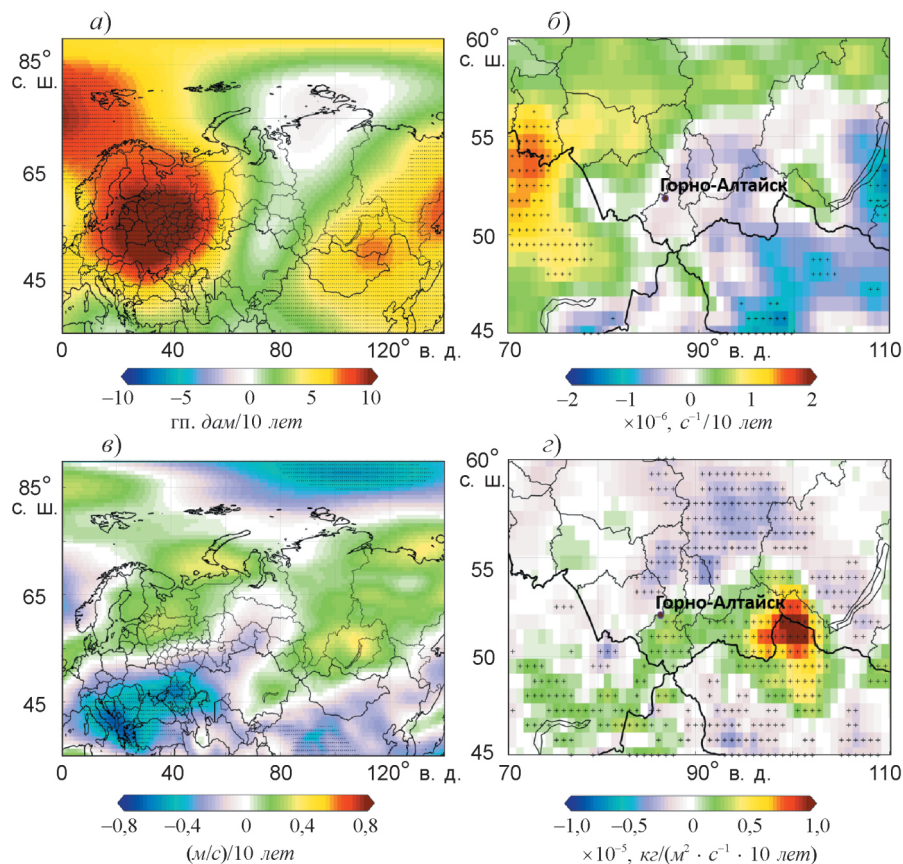


Рис. 2. Коэффициенты линейного тренда высоты изобарической поверхности 500 гПа (а), относительной завихренности (б) и зональной составляющей скорости ветра (в) на уровне 500 гПа и дивергенции влаги в столбе атмосферы (з) по данным реанализа ERA-Interim в Алтае-Саянском регионе за 1979—2017 гг. для теплого периода (май — сентябрь).

Штриховкой выделены области со статистически значимыми трендами (уровень 0,05).

частности, показано, что в 1970—1990-х годах произошло резкое увеличение числа дней с антициклонами над Монголией и южными районами Сибири. Этот результат хорошо согласуется с основными выводами, приведенными в работе [12], согласно которым в последние 20 лет над Северной Евразией и над южными районами Сибири отмечается тенденция ослабления зональных процессов и усиления меридиональных, среди которых основную роль могут играть блокирующие антициклоны, приводящие к положительным аномалиям температуры и радиационного баланса летом. С другой стороны, в работе [9] на основе анализа индекса циркуляции Каца сделан вывод, что зональная циркуляция над югом Сибири в последние десятилетия, наоборот, интенсифицируется. Следует, однако, отметить, что большая часть исследователей, в частности авторы работы [34], не отмечают факт усиления западного переноса над Сибирью. Наоборот, фиксируется его ослабление, которое влечет за собой увеличение повторяемости стационарных волн [33] и, следовательно, вероятности продолжительных аномалий холода в зимние месяцы и аномального тепла в

летние. Результаты, полученные в нашей работе, в целом подтверждают эту достаточно распространенную гипотезу.

Феномен увеличения повторяемости антициклонов в умеренных широтах Северного полушария некоторые исследователи связывают со смещением нисходящей ветви ячейки Хэдли в направлении к полюсам [26]. Этим эффектом можно объяснить рост числа дней с антициклонами на Северном Кавказе [34], однако в центральной части Северной Евразии он вряд ли работает. Более логичным выглядит механизм ослабления западного переноса, следствием которого может быть увеличение повторяемости блокирующих антициклонов [33]. Пока вопрос о механизмах формирования аномальных режимов антициклональной циркуляции в умеренных широтах остается открытым в силу относительно малой изученности динамики и климатологии антициклонов в целом [3].

Заключение

В рамках данного исследования показано, что за последние 50 лет площадь горного оледенения Алтая сократилась примерно на 25%, причем с начала XXI в. темпы отступления ледников увеличились в 1,5—2 раза. Этот процесс наблюдается на фоне статистически значимого повышения температуры теплого полугодия (в среднем на $0,3^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$), в то время как температурный режим зимы существенно не изменился. Похожие результаты по температурным трендам на Алтае обсуждаются в [35]. Практически неизменным на Алтае остался и режим осадков. Увеличение приземной температуры воздуха в летний период привело к положительной аномалии притока тепла к поверхности льда за счет турбулентного теплообмена, составляющей $4 \text{ Вт}/\text{м}^2$ в 2008—2017 гг. по сравнению с 1980—1990 гг. Другим важным фактором в этот период стала положительная аномалия радиационного баланса за счет приходящей коротковолновой радиации, которая составила $15 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Таким образом, суммарная аномалия теплового баланса в 2008—2017 гг. достигла $19 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и по всей видимости стала причиной увеличения слоя стаивания на 465 мм в. э. Показано, что наблюдаемое увеличение стока рек на Горном Алтае в июле и августе на 9% (на примере верхнего течения р. Катунь) на фоне неизменного количества осадков хорошо согласуется с выполненной оценкой положительной аномалии слоя стаивания.

Положительный тренд радиационного баланса, по-видимому, определяется статистически значимым уменьшением облачности, которое, в свою очередь, тесно связано с увеличением интегральной дивергенции влаги и интенсификацией нисходящих движений. Этим тенденциям соответствуют статистически значимый положительный тренд геопотенциала в средней тропосфере и ослабление зональной циркуляции над Средней Азией, Монголией и Северным Китаем. Все эти факторы в совокупности указывают на увеличение повторяемости антициклональных условий над Южной Сибирью летом, что влечет за собой положительный тренд радиационного баланса, следствием которого становится рост темпов деградации оледенения. Этот процесс играет важную роль в изменении оледенения в силу того, что для ледников южных районов умеренных широт в уравнении теплового баланса доминирующую роль играет радиационный баланс [4,

13]. Именно этим можно объяснить схожесть причин деградации горного оледенения Алтая и Северного Кавказа [34]. Вопрос о генезисе увеличения повторяемости антициклонов на юге Сибири, повлекшего за собой интенсификацию таяния ледников, остается открытым. Одна из наиболее обоснованных версий — уменьшение межширотного градиента температуры в свободной атмосфере из-за потепления Арктики, которое привело к ослаблению западного переноса, увеличению повторяемости стационарных волн и, следовательно, блокирующих антициклонов [11, 31, 33].

Оценка трендов оледенения Алтая выполнена в рамках темы госзадания № 0148-2019-0004, вычисление трендов метеорологических величин произведено в рамках госзадания № 0148-2019-0009, анализ и интерпретация полученных результатов, а также оценки вклада радиационного фактора в деградацию оледенения — в рамках проекта РФФИ № 20-05-00176.

Литература

1. Алешина М. А., Торопов П. А., Семенов В. А. Изменения температурно-влажностного режима Черноморского побережья Кавказа в период 1982—2014 гг. — Метеорология и гидрология, 2018, № 4, с. 41—53.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. — М., Изд-во РАН, 1997, 392 с.
3. Бардин М. Ю., Платова Т. В., Самохина О. Ф. Изменчивость антициклонической активности в умеренных широтах Северного полушария. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2019, т. 3, с. 32—58.
4. Волошина А. П. Метеорология горных ледников. — Материалы гляциологических исследований, 2002, № 92, с. 3—138.
5. Каталог ледников СССР. Т. 15, Вып. 1. Ч. 4. — Л., Гидрометеиздат, 1977, 79 с.
6. Никитин С. А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики. — Материалы гляциологических исследований, 2009, № 107, с. 111—120.
7. Носенко Г. А., Муравьев А. Я., Иванов М. Н., Синицкий А. И., Кобелев В. О., Никитин С. А. Современное состояние и изменения ледников Полярного Урала в период 2000—2018 годов. — Лед и снег, 2020, № 1, с. 35—45.
8. Носенко Г. А., Никитин С. А., Хромова Т. Е. Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок. — Лед и снег, 2015, т. 54, № 2, с. 5—13.
9. Осипова О. П. Количественная оценка интенсивности атмосферной циркуляции на юге Восточной Сибири. — География и природные ресурсы, 2011, № 1, с. 154—158.
10. Панов В. Д. Эволюция оледенения Кавказа. — СПб, Гидрометеиздат, 1993, 430 с.
11. Плюснин В. М., Иванов Е. Н., Китов А. Д., Шейнкман В. С. Динамика современных ледников в горах юга Восточной Сибири. — География и природные ресурсы, 2017, № 3, с. 118—126.
12. Попова В. В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2018, т. 1, с. 84—111.
13. Семенов В. А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2016, т. 52, № 3, с. 257—266.
14. Торопов П. А., Михаленко В. Н., Кутузов С. С., Морозова П. А., Шестакова А. А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет. — Лед и снег, 2016, т. 56, № 1, с. 5—19.
15. Торопов П. А., Шестакова А. А., Смирнов А. М., Поповни В. В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007—2015 гг. — Криосфера Земли, 2018, т. 22, № 4, с. 42—54.
16. Barry R. G. Mountain Weather and Climate. — London, Cambridge University Press, 2008, 505 p.
17. Broeke M. R. Momentum, heat and moisture budgets of katabatic wind layer over midlatitude glacier in summer. — J. Appl. Meteorol., 1997, vol. 36, No. 6, pp. 763—774.

18. **Dee D. P. et al.** The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. — *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2011, vol. 137, No. 656, pp. 553—597.
19. **Hardy D. R., Vuille M., and Bradley R. S.** Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. — *J. Geophys. Res., Atmos.*, 2003, vol. 108, No. D22.
20. **Harris I. P. D. J., Jones P. D., Osborn T. J., and Lister D. H.** Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3.10 Dataset. — *Int. J. Climatol.*, 2014, vol. 34, No. 3, pp. 623—642.
21. **Hock R., Rasul G., Adler C., Caceres B., Gruber S., Hirabayashi Y., Jackson M., Kaab A., Kang S., Kutuzov S., Milner A., Molau U., Morin S., Orlove B., and Steltzer H.** High mountain areas. /In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. — The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019.
22. **Honda M., Inoue J., and Yamane S.** Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. — *Geophys. Res. Lett.*, 2009, vol. 36, No. 8.
23. **Huss M. and Hock R.** A new model for global glacier change and sea-level rise. — *Frontiers in Earth Science*, 2015, vol. 3, 54 p.
24. **Huss M., Hock R., Bauder A., and Funk M.** 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation. — *Geophys. Res. Lett.*, 2010, vol. 37, No. 10.
25. **Liu J., Curry J. A., Wang H., Song M., and Horton R. M.** Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. — *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 2012, vol. 109, No. 11, pp. 4074—4079.
26. **Lu J., Vecchi G. A., and Reichler T.** Expansion of the Hadley cell under global warming. — *Geophys. Res. Lett.*, 2007, vol. 34, No. 6.
27. **Milner A. M., Khamis K., Battin T. J., Brittain J. E., Barrand N. E., Furerer L., Cauvy-Fraunie S., Gislason G., Jacobsen D., Hannah D., Hodson A., Hood E., Lencioni V., Olafsson J., Robinson C., and Tranter M.** Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems. — *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 2017, vol. 114, No. 37, pp. 9770—9778.
28. **Molg T., Cullen N. J., Hardy D. R., Winkler M., and Kaser G.** Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro. — *J. Climate*, 2009, vol. 22, No. 15, pp. 4162—4181.
29. **Paul F., Barrand N. E., Baumann S., Berthier E., Bolsh T., Casey K., Frey H., Joshi S. P., Konovalov V., Bris R. Le, Moe N. L., Nosenko G., Nut C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., Raup B., Scharrer K., Steffen S., and Winsvold S.** On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. — *Ann. Glaciol.*, 2013, vol. 54, No. 63, pp. 171—182.
30. **Permana D. S., Thompson L. G., Thompson E. M., Davis M. E., Lin P.-N., Nicolas J. P., Bolzan J. F., Bird B. W., Mikhaleiko V. N., Gabrielli P., Zagorodnov V., Mountain K. R., Schotterer U., Hanggoro W., Habibie M. N., Kaize D., and Gunawan G. S.** Disappearance of the last tropical glaciers in the Western Pacific Warm Pool (Papua, Indonesia) appears imminent. — *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 2019, vol. 116, No. 52, pp. 26382—26388.
31. **Philipona R., Krauchi A., and Brocard E.** Solar and thermal radiation profiles and radiative forcing measured through the atmosphere. — *Geophys. Res. Lett.*, 2012, vol. 39, No. 13.
32. **Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Ceballos J. L., Basantes R., and Huggel C.** Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. — *The Cryosphere*, 2017, pp. 2477—2536.
33. **Semenov V. A. and Latif M.** Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966—2012. — *Environ. Res. Lett.*, 2015, vol. 10, No. 5, 054020.
34. **Semenov V. A., Latif M., Jungclaus J. H., and Park W.** Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? — *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35, No. 11, L11701.
35. **Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., and Muraveyev A.** Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. — *J. Geophys. Res., Atmos.*, 2010, vol. 115, No. D16.
36. **Thibert E., Dkengne Sienou P., Vionnet V., Eckert N., and Vincent C.** Causes of glacier melt extremes in the Alps since 1949. — *Geophys. Res. Lett.*, 2018, vol. 45, No. 2, pp. 817—825.
37. **Toropov P. A., Aleshina M. A., and Grachev A. M.** Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th—21st century. — *Int. J. Climatol.*, 2019, pp. 4703—4720.
38. **Zaginaev V., Petrakov D., Erokhin S., Meleshko A., Stoffel M., and Ballesteros-Canovas J. A.** Geomorphic control on regional glacier lake outburst flood and debris flow activity over northern Tien Shan. — *Global and Planetary Change*, 2019, vol. 176, pp. 50—59.
39. **Zemp M., Huss E., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nuddbaumer S., Gartner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., and Cogley J.** Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. — *Nature*, 2019, vol. 568, pp. 382—386.