

УДК 551.324.86

Доктор геогр. наук

Е.Н. Вилесов*

Доктор геогр. наук

И.В. Северский**

В.И. Морозова*

ИЗМЕНЕНИЕ ЛЕДНИКОВОЙ СИСТЕМЫ КАЗАХСТАНСКОГО АЛТАЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ 20 – НАЧАЛЕ 21 ВЕКА

ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВ, АККУМУЛЯЦИЯ, АБЛЯЦИЯ, БАЛАНС МАССЫ, ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК

Рассматриваются пространственно-временные изменения размеров оледенения Казахстанского Алтая за 60 лет (1950...2011 гг.). Основой для суждения о направленности динамики ледников послужило сравнение их морфометрических характеристик, полученных при каталогизации в 1950...1955 гг. и 2011 г. Установлено, что за 60 лет площадь оледенения сократилась на 33,2 км² (46,5 %). Объем ледников уменьшился на 1,25 км³ (52 %). Среднее значение баланса массы оледенения составило -34,2 г/см². Безвозвратная потеря массы со всей площади ледников равна 20,5 м в слое воды. Сокращение размеров оледенения не сказалось сколько-нибудь заметно на водности р. Иртыш, обусловленной количеством осадков в высокогорье бассейна.

Очевидное потепление глобального климата, обусловленное как естественными причинами, так и антропогенным воздействием, вызывает заметные изменения в состоянии горно-ледниковых систем гор Центральной Азии, в том числе расположенных на северо-востоке Казахстана, в Казахстанском Алтае. Реальность достаточно быстрого изменения размеров современного оледенения в настоящее время требует детального исследования пространственно-временных колебаний горных ледников, а также изучения влияния этих колебаний на изменение водных ресурсов в районах с развитым оледенением. Рациональное водопользование для нужд гидроэнергетики и ирригации невозможно без исчерпывающей информации об изменении площади и объема ледников, вызывающем сокращение долговременного влагозапаса в них, а также снижение леднико-

* КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

** Институт географии, г. Алматы

вого стока. Ледники всех морфологических типов, от долинных до виссячих и каровых, подчиняются общеклиматическому режиму баланса тепла и влаги, что приводит к изменению их размеров, но взаимного влияния друг на друга они почти не оказывают. Каждый ледник «живет» в присутствии только ему условий питания и абляции. Поэтому оценка изменений состояния оледенения, темпов изменения (сокращения) площадей и объемов льда должна проводиться для ледниковых систем в целом, насчитывающих сотни ледников. Эта задача решается путём мониторинга современного оледенения, осуществляемого посредством составления Каталогов ледников на разные временные срезы.

Цель данной работы – практическая реализация концепции гляциологического мониторинга применительно к территории Казахского Алтая, т.е. комплексное решение актуальной научно-прикладной задачи изучения динамики современного оледенения в бассейнах рек с ледниковым питанием на основе регионального мониторинга. Исследование закономерностей пространственно-временной изменчивости состояния этой внутриконтинентальной ледниковой системы за последние десятилетия в связи с изменением климата.

Хребты Казахского Алтая протянулись на 300 км (по прямой) с запада на восток в широтном направлении между $83...87^\circ$ в.д. в пределах $49...50^\circ$ с.ш. (рис. 1). В 1960...1970-е гг. в рамках Всесоюзной программы по инвентаризации ледников составлен полный Каталог ледников казахстанской части Алтая [5]. Все морфометрические показатели ледников, их площадные и линейные размеры, абсолютные высоты характерных точек получены путём картометрического анализа топографической основы масштаба 1:100000 с привлечением материалов аэрофотосъёмки 1950...1955 гг., согласно рекомендациям «Руководства по составлению Каталога ледников» [13]. Точность определения площади ледников составляла $0,1 \text{ км}^2$, их длины – 0,1 км, высоты их концов и высших точек, а также фирновой линии – 10 м.

По данным [5], в речных бассейнах Казахского Алтая в середине 20 в. было 328 ледников с общей площадью $72,3 \text{ км}^2$ (без погребённых под моренами стадии фернау льдов). В начале 1970-х годов часть территории верховьев р. Кабы, где имелись 5 ледников с площадью $0,9 \text{ км}^2$, была передана Китаю. Поэтому было принято, что в то время здесь было 323 ледника с площадью $71,4 \text{ км}^2$ и объемом $2,4 \text{ км}^3$.



Рис. 1. Орогидрография Казахстана Алтай. 1 – Ивановский хребет, 2 – Катуньский хребет, 3 – хребет Куришим, 4 – хребет Сарым-сакты, 5 – хребет Тарбагатай, 6 – хребет Южный Алтай.

Основой для объективного суждения о степени и темпах обусловленной изменениями климата деградации оледенения Казахстана Алтай послужили данные о его состоянии за два «реперных» года – 1950 и 2011. Для первого года использованы материалы аэрофотосъемки, а для 2011 г. – космические снимки Landsat с разрешением 15 м, обработанные с помощью ГИС-технологий (программные пакеты MapInfo, ArcGIS и др.) и метода цифрового картографирования. Эта методика достаточно подробно охарактеризована в работе [2]. Для 2011 г. были составлены новый Каталог ледников и карта оледенения в масштабе 1:25 000, анализ которых позволил установить изменения численности ледников, их площади и объема за 60 лет.

Горно-ледниковые бассейны Казахстана Алтай лежат в верховьях правых притоков Иртыша – рек Кабы, Бухтармы, Ульбы и Убы. Развитию оледенения благоприятствуют широтное расположение хребтов, их большие абсолютные высоты и расчлененность рельефа.

Климатические условия района определяются его глубоким внутриконтинентальным положением в непосредственной близости от оси Во-

ейкова. Годовое количество осадков в горах составляет 800...1000 мм, а на высоте границы питания (2700...2800 м), по расчетам В.В. Севастьянова и Л.Н. Шантыковой [14], 1400...1500 мм. Максимальное годовое количество осадков выпадает в районах горного массива Белухи и Ивановского хребта (2000...2500 мм) [6, 12], при этом на май-июнь приходится более 40 % их годовой суммы. Следствием высокой снежности гор Казахстанского Алтая является интенсивная лавинная активность. В среднем многолетии за зимний период, с ноября по апрель-май, здесь сходят более 1600 лавин [15]. В отдельные годы наблюдается резкий всплеск лавинной активности, проявляющийся в массовом сходе лавин катастрофического характера, причиняющих заметный материальный ущерб. Объемы крупных мокрых лавин в бассейнах Громотухи и Ульбы достигают многих сотен тысяч кубометров, а в многоснежные годы превышают 1 млн. м³. Лавины перегораживают днища речных долин (даже такой крупной реки, как Уба) мощными снежниками, таяние которых затягивается до конца июля-начала августа. Практически ежегодно лавины перекрывают автодорогу Усть-Каменогорск – Зыряновск в районе снеголавинной станции «Серебрянск».

Средняя годовая температура воздуха в гляциальной зоне равна – 5...7 °С. Средняя температура января –18...–20 °С, июля 8...10 °С. Минимальные температуры зимой опускаются ниже –40 °С, а максимальные температуры летом достигают 25 °С. Летом температура понижается на 5...7 °С/км. Из-за относительно небольшого пространственного протяжения территории района климатические различия между отдельными его частями невелики. По исследованиям Ю.К. Нарожного [9], в последние десятилетия на всей территории Горного Алтая имеет место значимый рост средних годовых температур воздуха. Об этом свидетельствует и межгодовой ход температуры воздуха на метеостанции Усть-Каменогорск, расположенной в центре Казахстанского Алтая, за 1941...2009 гг. (рис. 2). В высокогорье увеличение температуры происходит во все сезоны года, кроме осени. При этом ледники, как правило, испытывают значительный, а иногда и катастрофический, дефицит массы.

Бассейн р. Кабы расположен в пределах Южного Алтая – горной системы, вытянутой в широтном направлении к западу от горного узла Табын-Богдо-Ола. В истоках р. Кара-Каба Южный Алтай делится на две ветви: северную – хребты Тарбагатай и Сарымсақты – и южную, включающую хребты Сар-Тарбагатай, Джеты-Кизень и далее к западу Курчумский. Абсолютные высоты Южного Алтая достигают 3000...3300 м. Выс-

шая точка хребта (3480 м) находится в истоках р. Арасан-Кабы, где и сосредоточены почти все ледники бассейна р. Кабы.

Современные ледники бассейна приурочены к осевой части хребта Южный Алтай и его отрогам. В 1950 г. здесь насчитывалось 82 ледника с площадью 11,1 км² и объемом (рассчитанным по формуле Н.В. Ерасова [4]) 0,15 км³. При этом из 82 ледников 42 были представлены миниатюрными ледниковыми образованиями, имевшими суммарную площадь 1,2 км² и среднюю площадь ледничка менее 0,03 км². Такие леднички М.В. Тронов [17] называл «остаточными оледенелыми скоплениями в карах», представляющими последнюю степень угасания ледников. Понятно, что эти леднички уже тогда, 60 лет назад, являлись бесспорными кандидатами на их скорое стаивание.

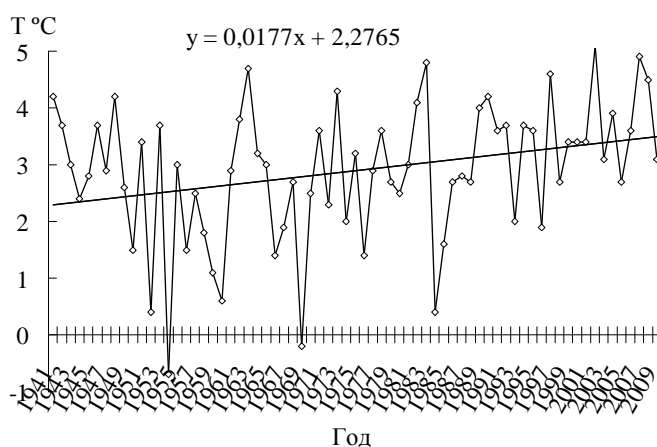


Рис. 2. Межгодовой ход температуры воздуха по М Усть-Каменогорск и линия тренда за 1941...2009 гг.

Оценка современного состояния ледников показала, что к 2011 г. на территории бассейна Кабы полностью растаяли 54 малых ледничка с площадями порядка 0,1 км² и менее каждый, т.е. число ледников здесь за эти годы сократилось на 66 %. Особенно заметно количество ледников уменьшилось в бассейне р. Кара-Кабы – в 4 раза, с 24 до 6. Ныне из 82 ледников, учтенных в 1950 г., остались лишь 28. Эти 28 ледников разбросаны по обширной территории, где общее протяжение хребтов, поднимающихся выше 2800 м, составляет 200 км. Сами ледники теряются среди множества вершин, в изгибах гребней и бесчисленных пустых каров.

Оледенение бассейна Кабы ныне представлено в основном ледниками склонов – каровыми, висячими, карово-висячими и каровыми при-склоновыми. Лишь один ледник, № 16б в верховьях р. Ак-Кабы, относится

к типу карово-долинных. Все ледники имеют очень небольшие площади, ограниченные размерами вмещающих каров. Ни один ледник не достигает площади в 1 км². Максимальную площадь, 0,48 км², имеет как раз ледник № 166. Средняя же площадь ледника по бассейну в целом составляет всего лишь 0,13 км².

К 2011 г. площадь оледенения бассейна Кабы сократилась с 11,1 км² до 3,76 км², или на 7,34 км² (т.е. в 3 раза), по 0,147 км²/год. Относительные потери площади льда составили 66,1 %, или по 1,32 %/год. Объем льда уменьшился с 0,15 км³ до 0,05 км³, т.е. на 0,11 км³, или на 70 %, по 1,41 %/год (табл. 1).

Таблица 1

Сокращение числа ледников (K), их площади (F , км²) и объема (V , км³) в бассейне р. Кабы за 1950...2011 гг.

Бассейн	1950 г.			2011 г.			1950...2011 гг.		
	K	F	V	K	F	V	K	F	V
Ак-Каба	34	7,0	0,113	19	2,9	0,036	-15	-4,1	-0,077
Арасан-Каба	21	2,2	0,025	3	0,6	0,007	-18	-1,6	-0,018
Кара-Каба	27	1,9	0,016	6	0,3	0,003	-21	-1,6	-0,013
Итого	82	11,1	0,154	28	3,8	0,046	-54	-7,3	-0,108

Представленные здесь данные убедительно свидетельствуют о весьма ощутимой деградации кабинских ледников. Очевидно, такое почти катастрофическое сокращение оледенения обусловлено общей южной ориентацией территории бассейна и преимущественным развитием здесь малых форм оледенения с площадями порядка 0,1 км².

Бассейны рек Бухтармы, Ульбы, Убы. На севере казахстанской части Алтая, по границе с Россией, тянется Катунский хребет с массивом г. Белухи – самой высокой вершины Алтая. Северный склон Белухи образует Аккемская стена высотой более 1000 м. На юге склоны массива имеют крутые скалистые гребни, особенно обрывисты скалы над Большим Берельским ледником, глубокая долина которого подходит к восточной вершине Белухи (4506 м). К югу от Белухи протягиваются обширные плоскогорья, в которые врезаны ущелья верховьев рек Бухтармы и Белой Берели. С юга бассейн р. Бухтармы ограничивается хребтами Южного Алтая, Тарбагатая и Сарым-сақты. Высота хребта Южный Алтай в истоках реки Бухтармы достигает 3300-3400 м, а отдельные вершины превышают 3500 м. Как и в районе Белухи, эта часть Южного Алтая является центром современного оледенения.

На северо-западе района расположен широтно вытянутый Ивановский хребет, склоны которого дренируются реками систем Ульбы, Убы и Тургусуна. Хребет имеет наименее низкие высоты среди других хребтов Казахстанского Алтая (2450...2500 м). Главная вершина – гора Выше-Ивановский белок (2776 м).

Современное оледенение в бассейне р. Курчум приурочено к северному склону Курчумского хребта и к южному склону хребта Сарым-сакты. В бассейне р. Бухтармы ледники сосредоточены на северных склонах хребтов Сарым-сакты, Тарбагатай, Южный Алтай, на южном склоне Катунского хребта и обоих склонах Ивановского хребта, небольшие ледники которого являются весьма показательными для тех предельных условий, при которых еще существует современное оледенение на Алтае.

В начале второй половины прошлого столетия (1950...1955 гг.), по данным [5], на территории рассматриваемых бассейнов насчитывался 241 ледник с чистой площадью (без морен стадии фернау, площадь которых равнялась $14,3 \text{ км}^2$) $60,3 \text{ км}^2$ и объемом льда $2,252 \text{ км}^3$.

К 2011 г. произошло весьма заметное уменьшение количества мелких ледников с площадями менее $0,1 \text{ км}^2$, особенно заметное на крайних западных участках хребтов, несущих оледенение. Так, в Курчумском хребте полностью растаяли 39 ледников (87 % от их числа в 1955 г.), а в Ивановском хребте (бассейны рек Ульба, Уба и Тургусун) – 33 ледника (92 % (!) от 1955 г.). Всего же по району в целом растаяли 164 ледника (68 % от 1955 г.) общей площадью более 25 км^2 . Таким образом, к 2011 г. здесь сохранились 88 ледников с суммарной площадью $34,426 \text{ км}^2$ и объемом $1,112 \text{ км}^3$.

Современное оледенение Казахстанского Алтая, включая и оледенение бассейна р. Кабы, по сравнению с другими ледниковыми районами страны, отличается однообразием морфологических типов ледников, с явным преобладанием ледников склонов – каровых и висячих. Однако по площади наибольший процент составляют ледники долинного типа.

К типичным долинным относятся самые крупные ледники района – Большой и Малый Берельские (№ 122 и № 116 по Каталогу) в истоках реки Белой Берели, имевшие в 1955 г. площадь, соответственно, $9,5$ и $6,8 \text{ км}^2$ (рис. 3 и 4), а также ледники Большой и Малый Бухтарминские (№ 101 и № 100) в верховьях р. Бухтармы. К 2011 г. первенство по размеру площади перешло к Малому Берельскому леднику ($4,932 \text{ км}^2$), так как Большой Берельский распался на четыре самостоятельных ледника.

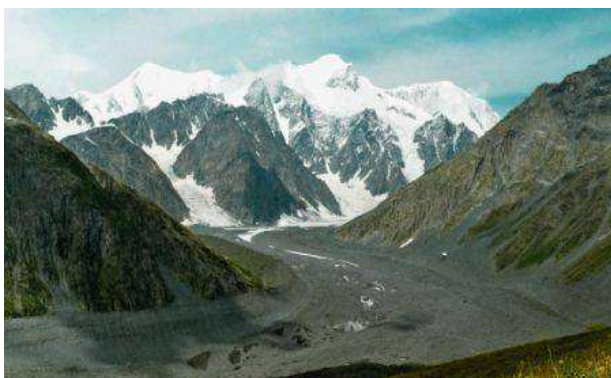


Рис. 3. Язык Большого Берельского ледника, засыпанный мореной. На заднем плане – высшая точка Алтая гора Белуха (4506 м).

Долинные ледники имеют хорошо развитые языки и мощные конечно-моренные образования (рис. 3). Эти ледники спускаются в трюги главных долин, питая, как правило, основные, а не боковые, истоки рек, и образуя мощные водные потоки с типичным режимом ледниковых рек. В бассейнах верховьев Бухтармы и Белой Берели находятся 9 типичных долинных и 16 карово-долинных ледников. Эти 25 ледников по количеству составляют лишь 35 % общего числа ледников (в 2011 г.), но их площадь, равная 24,854 км², составляет 76,4 % площади оледенения бассейнов. Средняя площадь долинного ледника равна 1,0 км².

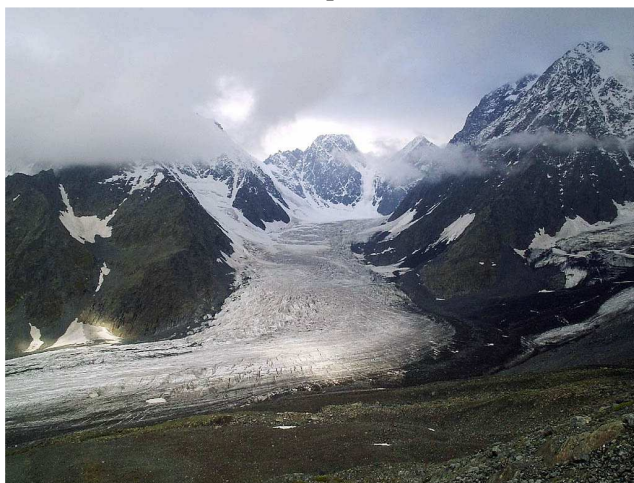


Рис. 4. Долинный ледник Малый Берельский.

В процессе деградации оледенения некоторые еще сохранившиеся ледники «поменяли» свой морфологический тип. К примеру, долинные ледники № 24 – Беркутсайский в бассейне р. Сарым-сакты и № 84 – Улыктык в истоках р. Тыкбулак (левый приток Бухтармы) трансформировались

в карово-долинные; карово-долинные ледники № 64 – Курту, № 67 – Близнецы, № 70 – Кши-Курту, № 83 – Тыкбулакский, № 99 – Чет-Акульгунский, № 125 – Двухлопастной и др., в результате резкого сокращения длины своих языков, превратились в каровые или карово-висячие.

По сути, остальные 46 ледников рассматриваемых бассейнов (65 % их общей численности) с суммарной площадью в 7,662 км² (23,6 % от всей площади льда в районе) относятся к группе ледников склонов (рис. 5) – каровым, висячим, карово-висячим, присклоновым каровым, кулуаров. Средняя площадь склоновых ледников равна 0,17 км², в 6 раз меньше средней площади ледников долин.



Рис. 5. Ледники склонов в Казахском Алтае. Слева карово-висячий ледник № 123 – Николаева в истоках Белой Берели.

Каровые и карово-висячие ледники имеют бассейны питания, лежащие в хорошо выраженных мульдах, склоны которых отличаются характерной фестончатой формой, обусловленной обилием лавинных конусов выноса. Вообще, судя по изображениям на аэрофото- и космоснимках, каровые и висячие ледники описываемого района оледенения в значительной степени питаются за счет метелевого переноса и снежных лавин.

В горах на высотах 2000...3500 м многочисленны снежники. Они залегают в эрозионных ложбинах, глубоких расщелинах и на стенках каров, у подножия склонов, на плоских водоразделах главных хребтов и их отрогов. Все они являются снежниками как навейного, так и лавинного генезиса. Их толщина достигает 10 м и более. Максимум лавинной деятельности приурочен к весне (апрель-май). Определить площади отдельных снежников и их групп в тех или иных бассейнах затруднительно, в

первую очередь, в силу того, что их размеры чрезвычайно изменчивы во времени. Питание за счет таяния снежников в период абляции может быть приближенно оценено в 8...10 % общего стока рек в их верховьях.

В связи с увеличением абсолютных высот хребтов и уменьшением количества осадков к востоку в этом же направлении увеличивается высота фирновой линии. На ледниках бассейнов Курчума и Сарым-сакты она проходит на высотах 2840...2870 м, в верховьях Белой Берели и Бухтармы – 2940...2980 м. На ледниках Ивановского хребта, где верхний предел оледенения едва достигает 2500 м, высота фирновой линии снижается до 2400 м. За прошедшие 60 лет уровень фирновой границы поднялся в среднем на 40...60 м.

Средний вертикальный диапазон оледенения (без учета погребенных льдов) изменяется от 180 м в бассейне Курчума, до 310...320 м в бассейнах Сарым-сакты и верховьев Бухтармы и до 515 м в бассейне Белой Берели. Максимальный диапазон оледенения приурочен к высшей точке района – горе Белухе – и составляет 2125 м (от 4380 до 2255 м на Большом Берельском леднике). Наименьший диапазон оледенения – на Ивановском хребте – всего 150...170 м.

Ледники Алтая со второй половины XIX в. находятся в стадии сокращения, которое проявляется в понижении поверхности и повсеместном отступании ледников различных типов. Сведения об эволюции Берельских ледников в первой половине 20 в. имеются в работах М.В. Тронова, В.С. Ревякина и др. [1, 18, 19].

Что касается данных о динамике деградации оледенения Казахского Алтая во второй половине 20 и в первой декаде 21 в., то они получены путем сопоставления морфолого-морфометрических характеристик ледников из [5] и показателей их состояния в 2011 г. За 60 лет численность ледников сократилась на 64 %, площадь ледников уменьшилась с 71,4 до 38,2 км², т.е. на 33,2 км², или по 0,66 км²/год. Относительная величина сокращения площади составила 46,5 %, по 0,93 %/год. Объем льда уменьшился с 2,406 до 1,158 км³, по 0,025 км³/год. Относительная скорость уменьшения объема льда равна 52 %, по 1,04 %/год. Средняя величина годового баланса массы за весь период составила -34,2 г/см². За 60 лет со всей площади ледников стаяло 20,5 м в слое воды.

Представляет интерес, а каковы были темпы дегляциации у наших северных соседей – ледников Российского Алтая за вторую половину 20 и начало 21 вв. Так, Н.Н. Михайлов и О.В. Останин [8, 11] установили, что оле-

денение Алтая в целом за 30 лет (1973...2003 гг.) сокращалось по 4,3 км²/год, или по 0,49 %/год. В работе Г.А. Носенко и др. [10] были определены изменения положения контуров 257 алтайских ледников за 52 года, с 1952 по 2004 гг. За это время их площадь сократилась с 336 км² до 254 км², т.е. на 82 км². Величина относительного сокращения площади составила 24,4 % (по сравнению с данными первого Каталога), или по 0,47 %/год. Таким образом, темпы относительного сокращения ледниковой площади в Казахском Алтае во второй половине 20 в. были почти в 2 раза выше, чем в Российском Алтае – 0,93 %/год против 0,48 %/год.

Сводные данные об изменении размеров оледенения в Казахском Алтае за 60 лет представлены в табл. 2.

Таблица 2

Сокращение числа ледников (K), их площади (F , км²) и объема (V , км³) в Казахском Алтае за 1950...2011 гг.

Бассейн	1950 г.			2011 г.			1950...2011 гг.		
	K	F	V	K	F	V	K	F	V
Кааба	82	11,1	0,154	28	3,8	0,046	-54	-7,3	-0,108
Курчум	45	2,9	0,027	6	0,4	0,003	-39	-2,5	-0,025
Сарым-сакты	49	5,4	0,067	8	1,3	0,017	-41	-4,1	-0,050
Верховья Бухтармы	74	23,3	0,649	44	13,3	0,304	-30	-10,0	-0,345
Белая Берель	37	26,4	1,489	27	19,2	0,787	-10	-7,2	-0,702
Тургусун	7	0,4	0,003	1	0,1	0,001	-6	-0,3	-0,002
Ульба	15	0,8	0,006	1	0,1	0,001	-14	-0,7	-0,006
Уба	14	1,1	0,010	1	0,1	0,001	-13	-1,0	-0,010
Итого	323	71,4	2,406	116	38,2	1,158	-207	-33,1	-1,248

Если допустить, что дегляциация региона происходит по линейному закону, как это имеет место в Заилийском и Джунгарском Алатау [2, 3], то динамика оледенения Казахского Алтая за 60 лет может быть представлена линией тренда, показанной на рис. 6.

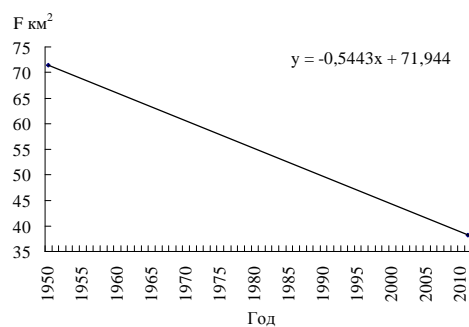


Рис. 6. Динамика сокращения площади оледенения Казахского Алтая за 60 лет (1950...2011 гг.).

Таким образом, тенденция дегляциации Алтая, проявившаяся еще с середины 19 в., устойчиво сохраняется и в настоящее время, что четко отражается в уменьшении числа, площади и объема ледников. Почти 1/3 еще сохранившихся ледников имеет такие малые размеры, что дальнейшая их деградация в ближайшие десятилетия приведет к полному их стаиванию (согласно уравнению линии тренда – в поле рис. 6), кроме 2-3-х наиболее крупных долинных ледников, общая площадь которых к концу текущего столетия не превысит 3 % от площади оледенения Казахстанского Алтая в середине прошлого века. По модельным расчетам авторов работы [21], при потеплении на 0,05 °С/год к концу 21 в. в Китайском Алтае (на хребте Монгольский Алтай) также останутся 3 % от площади льда 1959 г., а в Русском Алтае, где темпы деградации ледников в 2 раза ниже, сохранится 9 % от первоначальных размеров оледенения.

Оценка ледникового стока. Все реки с ледниковым питанием Казахстанского Алтая относятся к бассейну Иртыша – самой многоводной реки Казахстана со средним годовым расходом 880 м³/с и стоком 27,8 км³. Поэтому доля ледникового стока в общем стоке Иртыша чрезвычайно мала. Однако эта доля достаточно ощутима для отдельных бассейнов, в частности, для бассейна пятой по водности в стране р. Бухтармы, обладающего наибольшей площадью оледенения в регионе.

Для оценки величины суммарной абляции и ледникового стока по «глобальной» формуле А.Н. Кренке – В.Г. Ходакова [7] в качестве базовой использована метеостанция Катон-Карагай, расположенная на берегу р. Бухтармы, в ее среднем течении, на высоте 1081 м. Средняя многолетняя температура воздуха за летний период, июнь – август, на этой станции составляет 15,8 °С. С учетом температурного градиента в 7 °С/км и температурного скачка в -1 °С она понижается на границе питания ледников до 4,8...5,0 °С в истоках Убы и Ульбы, до 2,4 °С в бассейне Курчума, до 2,0 °С в бассейне Кабы и до 1,7 °С в верховьях Бухтармы. Расчетные средние многолетние характеристики общего и ледникового стока в частных бассейнах Казахстанского Алтая приведены в табл. 3.

Таблица 3

Средний многолетний сток рек Казахстанского Алтая

Общий сток			Ледниковый сток			$F_{л}/F$	$W_{л}/W$
F	Q	W	$F_{л}$	$Q_{л}$	$W_{л}$		
4612	58,0	1830	8	0,37	11,6	0,17	0,63

Общий сток			Ледниковый сток			F_r/F	W_r/W
F	Q	W	F_l	Q_l	W_l		
5840	59,6	1880	2	0,11	3,36	0,03	0,18
6860	107	3374	50	2,22	70,0	0,73	2,07
4900	96,6	3046	1	0,09	2,90	0,02	0,10
8470	172	5424	1	0,09	2,90	0,01	0,05
30682	493,2	15554	62	2,88	90,76	0,20	0,58

Примечание: здесь F и F_l – общая площадь водосбора и площадь ледников, км²; Q и Q_l – средний годовой расход общего и ледникового стока, м³/с; W и W_l – объем общего и ледникового стока, 10⁶ м³; F_r/F – доля площади ледников в общей площади бассейна, %; W_r/W – доля ледникового стока в общем речном стоке, %.

Очевидно, максимальной величиной объема ледникового стока (70 млн. м³) характеризуется бассейн р. Бухтармы, в котором сосредоточено более 80 % площади ледников региона. Наиболее интенсивное таяние льда и снега происходит в июле и августе. В эти месяцы в верховьях бассейнов ледниковых рек таяние ледников дает 60...70 % стока. По данным Р.В. Хонина [20], в 60-е гг. прошлого века за абляционный период Малый Берельский ледник (в истоках Белой Берели) в результате таяния льда и снега с поверхности давал до 10 млн. м³, а Большой Берельский ледник – 11 млн. м³ воды. И ныне ледниковый сток с этих ледников оценивается величинами того же порядка.

Величина слоя общего стока варьируется от 322 мм в бассейне р. Курчум до 641 мм в бассейне р. Убы, составляя в среднем по региону 507 мм. Величина же слоя ледникового стока изменяется от 1450 мм в бассейне р. Кабы до 2900 мм в бассейнах Убы и Ульбы, давая среднее значение в 1464 мм. Таким образом, слой ледникового стока в 2,9 раза превышает слой общего стока. То же самое можно сказать и о модуле годового стока, величина которого для общего стока равна 16 м³/с·км², а для ледникового стока – 46,4 м³/с·км². Высокие значения величин слоя и модуля ледникового стока, 2900 мм и 92 м³/с·км², в истоках Ульбы и Убы в Ивановском хребте, этого своеобразного «полюса снежности» Алтая, в основном обязаны таянию снега, на долю которого приходится не менее 2000 мм.

В среднем для Казахстанского Алтая доля ледникового стока в общем годовом речном стоке невелика, составляя лишь 0,58 %. Вместе с тем эта доля в суммарном стоке с площади бассейнов почти в 3 раза превышает долю

оледенения в его площади. Роль же ледниковой составляющей в общем стоке р. Иртыш еще менее значительна – всего лишь 0,4 % (без учета стока с ледников Монгольского Алтая, площадь которых в бассейне Иртыша также невелика – менее 150 км²). В летнее время доля ледникового питания возрастает в 1,5...2 раза.

По Казахстанскому Алтаю в целом средний годовой сток за последние десятилетия (1974...2009 гг.) снизился на 5,0 % [21]. Это обстоятельство не может быть связано с сокращением стока с площади льда, из-за малости ледникового питания. Главной причиной этого явления, является некоторое уменьшение количества атмосферных осадков на территории бассейнов рек Горного Алтая [16].

За последние 60 лет во всех горно-ледниковых бассейнах Казахстанского Алтая в связи с изменениями климатических условий отмечено полное стаивание множества мелких ледничков и распад крупных ледников, уменьшение площадей открытых частей ледников, понижение их поверхности и, как следствие, сокращение объемов и запасов льда.

В целом по Казахстанскому Алтаю с середины 50-х гг. прошлого века до настоящего времени число ледников сократилось на 64 %, общая площадь оледенения уменьшилась на 46,5 %, а объем льда – на 52 %. При сохранении современных темпов деградации оледенение здесь может практически исчезнуть к концу 21 – началу 22 в.

Все это позволяет полагать, что даже при сохранении в будущем современных тенденций изменения климата нет достаточных оснований опасаться значительного сокращения речного стока и водных ресурсов бассейна Иртыша как следствия деградации оледенения, по крайней мере, в течение ближайших десятилетий.

Дальнейшие исследования изменчивости оледенения должны быть направлены на всемерное использование материалов дистанционного зондирования из космоса, дешифрирование цифровых данных космической съемки, применение лицензионного программного обеспечения ERDAS и ENVI, обладающего возможностями определения состояния, состава, структуры и динамики горно-ледниковых систем региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белуха. Под ред. В.С. Ревякина. – Томск: ТГУ. 1968. – 154 с.
2. Вилесов Е.Н., Северский И.В. Деградация оледенения Джунгарского (Жетысу) Алатау во второй половине XX в. // Лед и Снег. – 2013. – №2 (122). – С. 12-20.

3. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Зайлиского Алатау в XX веке. – Алматы: 2001. – 252 с.
4. Ерасов Н.В. Метод определения объема горных ледников // МГИ. – 1968. – Вып. 14. – С. 307-308.
5. Каталог ледников СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Часть 1. Бассейны левых притоков р. Иртыша. Часть 2. Бассейн р. Каба. Часть 3. Бассейны рек Курчум, Бухтармы, Ульба, Уба. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 80 с.
6. Климат Юго-Западного Алтая. / Под ред. А.В. Егориной. – Усть-Каменогорск: 2002. – 241 с.
7. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 288 с.
8. Михайлов Н.Н., Останин О.В. Ледники Южного и Монгольского Алтая и их изменения в XX в. // География и природопользование Сибири. – 2002. – Вып. 5. – С. 3-20.
9. Нарожный Ю.К. Внешний массообмен ледников Актру: методика наблюдений, тенденции изменения и климатическая обусловленность // Вестник Томского университета. – 2001. – № 274. – С. 13-23.
10. Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Муравьев А.Я., Нарожный Ю.К., Шахгеданова М.В. Использование исторических данных и космических изображений для оценки изменений размеров ледников на Алтае // Лед и Снег. – 2010. – № 2 (110). – С. 19-24.
11. Останин О.В., Михайлов Н.Н. Изменение ледников Алтая с конца XIX века и тенденции их развития в XXI веке // XIII Гляциологический симпозиум. Сокращение гляциосферы: факты и анализ. – СПб., 24-28 мая 2004 г. Тезисы докладов. – СПб: 2004. – С. 108-109.
12. Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 288 с.
13. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. –Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 154 с.
14. Севастьянов В.В., Шантыкова Л.Н. Характеристика поля годовых сумм осадков в Горном Алтае по гляциоклиматическим показателям // Вестник Томского государственного университета. – 2001. – № 274. – С. 63-68.
15. Северский И.В., Благовещенский В.П. Лавиноопасные районы Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1990. – 172 с.
16. Сухова М.Г. Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. – Томск: Томский ун-т, 2009. – 260 с.

17. Тронов М.В. Ледники и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 407 с.
18. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. – М.: Географгиз, 1949. – 376 с.
19. Тронов М.В., Ревякин В.С. Гляциологические исследования на Алтае летом 1965 г. // МГИ. 1966. Вып. 12. – С. 284.
20. Хонин Р.В. О гидрологическом режиме Берельских ледников // Гляциол. исследования в Казахстане. – 1965. – Вып. 5. С. 172-179.
21. Чигринец А.Г., Долбешкин М.В. Оценка нормы годового стока рек правобережья бассейна реки Ертіс // Вопросы географии и геоэкологии. – 2012. – № 2. – С. 62-67.
22. Kotlyakov V.M., Xie Zi-chu, Wang Shu-hong, Wang Xin, Khromova T.Y., Nosenko G.A. Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future // Лед и Снег. – 2012. – № 3 (119). – С. 17-24.

Поступила 15.11.2013

Геогр. ғылымд. докторы	Е.Н. Вилесов
Геогр. ғылымд. докторы	И.В. Северский
	В.И. Морозова

20 ҒАСЫРДЫҢ ЕКІНШІ ЖАРТЫСЫ МЕН 21 ҒАСЫРДЫҢ БАСЫНДАҒЫ ҚАЗАҚСТАНДЫҚ АЛТАЙДАҒЫ МҰЗДЫҚТАР ЖҮЙЕСІНІҢ ӨЗГЕРУІ

Қазақстандық Алтайда 60 жыл бойындағы (1950...2011) мұз басу көлемінің кеңістіктік-уақыттық өзгеруі қарастырылды. Мұздықтар серпінінің бағытталуы туралы пікірге оларды 1950...1955 және 2011 ж. аралғындағы жіктеу барысында алынған морфометриялық сипаттар негіз болды. 60 жыл ішінде олардың аумағы 33,2 км² (46,5 %) қысқарғаны анықталды. Мұздықтар көлемі 1,25 км³ (52 %) қысқарған. Мұз басу салмағы балансының орташа мәні -34,2 г/см². Мұздықтардың бүкіл аумағындағы қайта қалпына келмейтін салмақтың жоғалуы су қабатында 20,5 м құрайды. Мұз басу көлемінің қысқаруы биік таулы белдеуде жауын-шашын мөлшеріне байланысты, Ертіс өзенінің су қорына айтарлықтай әсер етпеген.