

И. В. СЕВЕРСКИЙ

ТОО «Институт географии», Алматы, Казахстан

ИЗМЕНЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ БАЛКАШ-АЛАКОЛЬСКОГО БАСЕЙНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 60 ЛЕТ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА СТОК И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Балқаш-Алакөл алабы мұздықтарының соңғы жарты ғасырдағы өзгерістері мен олардың өзен ағындарына әсері қарастырылған. Баяндама Іле-Күнгей мұздықтарының бірізді тізімдемесінің деректерін талдауға негізделген (1955, 1975, 1979, 1999, 2008 жж. жағдай бойынша.), Жоңғар (1956, 1972, 1990, 2000, 2011 жж. жағдай бойынша.) Іле өзені алабының қытай аумағындағы Жоғарғы-Іле мұздықтар жүйесінің ұқсас мұздықтар тізімдемесінің деректері мен мұздықтар жүйесі (1963 және 2011 жж. жағдай бойынша). Сондай-ақ 1957 жылдан 2015 жж. аралығы кезеңдердегі Тұйықсу мұздығының баланс массасының мониторинг деректері пайдаланылды. 1950-шы жылдардың ортасынан бастап мұзбасу аймақта деградация кезеңінде қалып және көрсетілген кезеңде орташа есеппен ауқымы жағынан жылына 0,8%-ға жуық жылдамдықта және мұз көлемі бойынша жылына 0,1% шамасында қысқарды. Ірі алабтардың мұздықтар жүйесі, сол сияқты Балқаш-Алакөлде төменгі қарқынмен сызықтық тұрғыда өзгереді. Іле-Күнгей, Жоңғар және Жоғарлы-Іле мұздықтар жүйесіндегі мұздықтар көлемінің қызқару қарқыны 1955/56 мен 2008 жылдар аралығындағы кезеңдерде жылына сәйкес келуі орта есеппен 0,76, 0,75 және 0,73%-ды құрайды.

Жауын-шашынның жылдық мөлшері өзгергіштігі соншалықтының мұздылығын құрайтын өзгерістің соншалықты еместігі аймақта өзен ағындарының өзгерісі анықталады. Көпжылдық мұздықтардың еруінен ағындардың үлесі аймақтағы өзен ағындарының жалпы жылдық мөлшерін алғашқы бірлік пайызында бағалайды (тәртіп бойынша 10%-дан кем) және анықтаушы болып табылмайды. Алайда вегетациялық маусымда өзен ағындарының жалпы жылдық мұздық ағындарын 50%-ға дейін қалыптастырады және мәні жағынан Орталық Азиядағы суармалы жердерің жүйесінің пайда болу мүмкіндігін өзі қамтамасыз етеді. Дәл осы жағдай Орталық Азияның іргелес елдері мен Қазақстанның мұзбасу динамикасын болжау және гляциологиялық зерттеулерінің жоғары өзектілігін анықтайды.

Рассмотрены изменения ледников Балкаш-Алакольского бассейна за последние полвека и их влияние на речной сток. Доклад основан на анализе данных унифицированных каталогов ледников Илейско-Кунгейской (по состоянию на 1955, 1975, 1979, 1999, 2008 гг.), Жетысуской (по состоянию на 1956, 1972, 1990, 2000, 2011 гг.) ледниковых систем и данных аналогичных каталогов ледников Верхне-Илейской ледниковой системы (по состоянию на 1963 и 2011 гг.) на территории китайской части бассейна р. Иле. Использованы также данные мониторинга баланса массы ледника Туйыксу с 1957 по 2015 г. С середины 1950-х годов оледенение региона оставалось в стадии деградации и в среднем за указанный период сокращалось со скоростью около 0,8%/год по площади и около 1%/год по объему льда. Ледниковые системы крупных бассейнов, подобных Балкаш-Алакольскому, изменяются линейно со сходными темпами. Темпы сокращения площади ледников Илейско-Кунгейской, Жетысуской и Верхне-Илейской ледниковых систем в среднем с 1955/56 по 2008 г. составили 0,76; 0,75 и 0,73%/год соответственно.

Изменения речного стока в регионе определяются не столько изменениями его ледниковой составляющей, сколько изменчивостью годового количества осадков. Доля стока от таяния многолетнего льда в общем годовом стоке рек региона оценивается первыми единицами процентов (как правило, менее 10%) и не является определяющей. Но ледниковый сток формирует до 50% общего годового стока рек за вегетационный сезон и, по сути, обеспечивает возможность существования сложившейся в Центральной Азии системы орошаемого земледелия. Именно это обстоятельство определяет высокую актуальность гляциологических исследований и прогноза динамики оледенения Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии.

The changes of glaciers of mountains of the Balkash-Alakol basin over the last half-century and their impact on river runoff are considered. The report is based on an analysis of data unified glaciers inventories of Ile-Kungei (as of 1955, 1975, 1979, 1999, 2008), Jungar (as of 1956, 1972, 1990, 2000) glacier systems and data of similar glacier inventories of upper Ile glacier system within Chinese part of the Ili River basin (as of 1963 and 2011). Used also mass balance monitoring data of Tuyuksu glacier for the period since 1957 by 2015. From the mid-1950s the glaciation of the region remained in a stage of degradation and on average for the period glaciers shrank at a rate of about 0.8% per year by the area and about 1% per year by ice volume.

Glacial systems of large basins, like the Balkash-Alakol, change linearly with similar rates. The rate of glaciers area reduction of Zailiyskiy-Kungei, Jungar and Upper-Ili glacier systems in averages for the period from 1955/56 to 2008 amounted to 0.76, 0.75, and 0.73% per year respectively.

Changes in river flow in the region are determined not so much a change in its glacier component as variability in annual precipitation. The proportion of multi-year ice thawing water in the total annual rivers runoff in the region is estimated by the first units of percent's (often less than 10%) and is not decisive. But the glacial runoff generates up to 50% of the total annual rivers runoff during the growing season and, in fact, provides the possibility of the existence of the current Central Asian irrigated farming systems. Exactly this circumstance determines the high relevance of the research and forecast the dynamics of glaciation of Kazakhstan and neighboring countries in Central Asia.

Введение. Стремительное сокращение ледников Центральной Азии за последние полвека и крайне неблагоприятные прогнозы, согласно которым оледенение главных бассейнов рек региона уже в течение текущего столетия может сократиться в разы относительно современного либо исчезнуть вовсе, стали причиной все более пристального внимания ученых к проблемам климатообусловленных изменений горной криосферы [1-3].

Результаты исследований, опубликованные за последние 20 лет, не оставляют сомнений в сокращении площади ледников во всех горных странах Центральной Азии, от Гималаев, Гиндукуш-Каракорума и Памира на юге до Алтае-Саянской горной системы на севере [1, 4-8, 10-12]. В последние годы результаты исследований климатических изменений и их проявлений в динамике компонентов горной криосферы (сезонного снежного покрова и ледников) и речном стоке, опубликованные, прежде всего, в англоязычных изданиях, обобщены в двух обзорных статьях [13, 14] и в [15]. В обзоре [14] проанализировано содержание более 100 научных публикаций за последние 20 лет, подавляющая часть которых относится к территории Тянь-Шаня. При этом основное внимание уделено оценке климатообусловленных изменений главных компонентов гидрологического цикла горных водосборов – сезонного снежного покрова, ледников и речного стока. Итоги анализа результатов исследований можно суммировать следующим образом.

Данные климатического мониторинга свидетельствуют о преобладающем тренде повышения средней годовой, летней и особенно зимней температуры воздуха, наиболее значимом с начала 1970-х годов. При этом темпы повышения температуры за последние полвека выше на малых и средних высотах Тянь-Шаня (менее 2000 м) и существенно ниже в высокогорье [5, 15-16]. Относительно более высокий темп потепления в зимний период предположительно объясняется ослаблением действия Сибирского антициклона [8, 17].

Тенденции изменений годовых и сезонных сумм осадков, выявляемые по данным наблюдений на редкой сети станций мониторинга климата в горах Центральной Азии, разнонаправлены по знаку и контрастны по абсолютным величинам. Но при значительных межгодовых колебаниях их средние многолетние величины в течение последних десятилетий оставались относительно устойчивыми [13, 14, 18].

При высокой межгодовой изменчивости в горах региона относительно стабильными за последние полвека оставались и средние многолетние значения характеристик снежного покрова. Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом в разных районах Тянь-Шаня за последние десятилетия сократилась на 7–12 дней [13, 18, 19]. Максимальная высота снежного покрова в горах, судя по данным станций гидрометеорологического мониторинга, за указанный период сократилась не более чем на 10 см [18], а на Северном Тянь-Шане, на высотах более 3500 м (на станции «Ледник Туяксу»), тренд ее изменений за последние десятилетия не выявлен вовсе [19].

Несколько лучше исследована современная динамика оледенения Тянь-Шаня. За последние десятилетия для ряда бассейнов Тянь-Шаня составлены новые каталоги ледников [6, 8, 13, 20-27]. В сочетании с результатами палеогляциологических, лихенометрических и дендрохронологических исследований это позволило выполнить ретроспективный анализ изменений оледенения Тянь-Шаня со времени окончания Малого Ледникового периода (LIA) в середине XIX в. [28-30]. Согласно этим оценкам общая площадь оледенения на внешних хребтах Тянь-Шаня в конце LIA была на 50–90% больше в сравнении с современной [13, 30], тогда

как во внутригорных районах Тянь-Шаня площадь оледенения с середины XIX в. сократилась всего на 3–7% [31]. В значительной мере меньшая чувствительность ледников внутригорных районов к изменениям климата объясняется различиями абсолютной высоты границы питания ледников ELA: на периферийных хребтах она составляет 3550–3600 м, тогда как на хребтах внутригорных районов Тянь-Шаня она достигает 4500 м [13, 32].

В течение 1950-х – начала 1970-х годов ледники Тянь-Шаня оставались в относительно устойчивом состоянии, хотя и в этот период отрицательный баланс их массы преобладал. Резкое ускорение процессов деградации ледников во всех районах Тянь-Шаня проявилось с начала 1970-х годов [6, 8, 15, 19, 21–24, 33–36]. Это особенно ярко проявилось в динамике кумулятивного баланса массы ледников, входящих в сеть мировой службы мониторинга ледников WGMS. Средний годовой баланс массы с 1969 по 1994 г. составил (м водного эквивалента в год) – 0,57 на леднике Абрамова, –0,55 на леднике Карабаткак, –0,49 на леднике Туокусу, –0,31 на леднике Голубина и –0,17 на леднике Urumqi №1 [13, 37].

Исходные данные и методы. Исследования динамики оледенения основаны на сравнительном анализе данных каталогов ледников трех главных ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна – Илейско-Кунгейской (по состоянию на 1955, 1975, 1979, 1990, 2008 гг.) и Жетысуской (по состоянию на 1956, 1974, 1990, 2000, 2011 гг.), расположенных на казахстанской территории бассейна, а также каталогов ледников Верхне-Илейской ледниковой системы, расположенной на территории китайской части бассейна р. Иле, составленных нами по космическим снимкам Landsat 2000 и 2008 гг. (бассейны рек Коргас и Каш соответственно) и 2011 г. (полный каталог ледниковой системы). Дополнительно мы использовали данные двух китайских каталогов ледников Верхне-Илейской ледниковой системы – первого по состоянию на 1963 г. [38] и второго, составленного по космическим снимкам Landsat Thematic Mapper (TM)/Enhanced TM Plus (ETM+) 2006–2010 гг. [26]. Полная информация о данных упомянутых каталогов ледников с характеристикой использованных материалов аэрофотосъемки (для каталогов, составленных до 1990 г.) либо космических снимков (с 2000 г.) и описанием методики и точности определения морфометрических характеристик ледников приведена в работе [39].

Говоря о ледниковом стоке, отметим, что мы придерживаемся содержания понятия «ледниковый сток», закреплённого в гляциологическом словаре [40], согласно которому под ледниковым понимается «сток талых вод снега, фирна и льда, а также жидких осадков, поступающих в речную сеть с поверхности ледника». В таком понимании ледниковый сток складывается из суммарного стока с площади ледника от таяния снега и фирна в области питания, таяния снега и льда на языке (в области абляции), подледникового таяния льда на контакте лед–ложе и стока жидких осадков, выпавших на поверхность ледника в период абляции. При этом величина стока от подледникового таяния на 2–3 порядка меньше любой другой составляющей ледникового стока и поэтому в расчетах суммарного ледникового стока не учитывается [24, 41].

В наших исследованиях величина ледникового стока от таяния многолетнего льда определялась как потери объема льда в водном эквиваленте за период между предыдущей и последующей каталогизацией ледников. Таким образом, мы оперировали данными о ледниковом стоке, сформированном только вследствие таяния многолетних запасов льда без учета стока с поверхности ледника от таяния сезонного снежного покрова и жидких осадков за период абляции.

Полный (суммарный) ледниковый сток рассчитан на основе устойчивого соотношения, согласно которому 30% общего стока с ледника приходится на сток от таяния многолетнего льда, а 70% – на сток всех других компонентов ледникового стока, подавляющая часть которого формируется талыми снеговыми водами и жидкими осадками на площади ледника за период абляции. Эти соотношения получены по данным многолетнего мониторинга баланса массы на ледниках Туокусу в Иле Алатау и Шумского в Жетысу Алатау [24, 36, 42].

Расчет полного ледникового стока возможен также на основе обнаруженной еще в 20-х годах прошлого века тесной связи суммарной абляции A с температурой воздуха. В гляциологических исследованиях широко применяется связь суммарной абляции со средней летней (июнь-

август) температурой воздуха $t_{\text{л}}$ ($^{\circ}\text{C}$) на высоте границы питания, выявленная А. Н. Кренке и В. Г. Ходаковым [43]:

$$A = (t_{\text{л}} + 9,5)^3. \quad (1)$$

Значения $t_{\text{л}}$ на высоте границы питания рассчитываются по формуле

$$t_{\text{л}} = t - \gamma \cdot \Delta H - \Delta t_{\text{л}}, \quad (2)$$

где t – средняя летняя температура на опорной метеостанции, $^{\circ}\text{C}$; γ – вертикальный температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{км}$; ΔH – разность высот границы питания и опорной метеостанции, км; $\Delta t_{\text{л}}$ – температурный скачок при переходе с неледниковой поверхности на ледник, принятый равным $-1,0^{\circ}\text{C}$.

Для Илейского и Жетысуского Алатау получены расчетные уравнения, аналогичные зависимости (1) со следующими параметрами [24, 36]:

$$A = (t_{\text{л}} + 11,83)^3. \quad (3)$$

При этом для определения значения $t_{\text{л}}$ в Илейском Алатау принята средняя летняя температура за май-сентябрь. Относительная ошибка расчета значения A по формуле (3) составляет 13,2% [24, 36].

Вклад ледникового стока в суммарный речной сток определялся сопоставлением потерь ледниковых ресурсов (объем льда в водном эквиваленте) за период между предыдущей и последующей каталогизацией ледников с речным стоком, измеренным в пунктах режимного гидрологического мониторинга Казгидромета за тот же период. Всего использованы данные по 16 гидрологическим створам на реках Балкаш-Алакольского бассейна, расположенным на выходе рек из гор до забора воды на хозяйственные нужды.

В наших исследованиях использованы данные о площади открытой части ледников (чистый лед), включая малые ледники площадью менее $0,1 \text{ км}^2$. Отметим, что по всем гидрометрическим постам, данные которых использованы в наших исследованиях, мы имели непрерывные ряды измеренного стока за весь период последовательной каталогизации ледников с 1955 по 2011 г. [44].

Результаты и их обсуждение. Общее представление о характере изменений оледенения региона можно составить по данным мониторинга баланса массы ледника Центральный Туюксуйский – одного из опорных в сети Мировой службы мониторинга ледников WGMS с продолжительностью непрерывных наблюдений баланса массы более 57 лет.

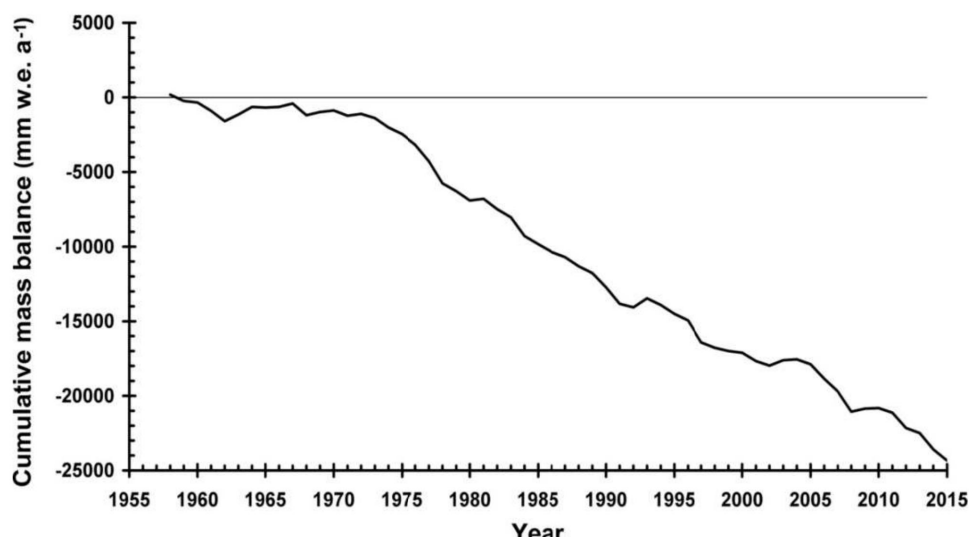


Рисунок 1– Кумулятивная кривая баланса массы ледника Туюксу за 1957–2015 гг.

Как следует из рисунка 1, с 1958 г. вплоть до начала 1970-х годов ледник оставался в относительно устойчивом состоянии. За 15 лет – с 1958 по 1973 г. величины зимнего баланса 10 раз превышали 1000 мм и 8 раз годовой баланс массы был положительным.

Ситуация резко изменилась с 1973 г.: за пять последующих лет величины зимнего баланса массы сократились с 700 до 300 мм водного эквивалента (в.э.), а отрицательные отклонения годового баланса увеличились в 6 раз до -180 мм в.э. в 1978 г. – максимального за весь период наблюдений. Затем после короткого периода стабилизации на уровне -600 мм в.э. общим трендом изменений стало сокращение отрицательных отклонений годового баланса массы, продолжающееся поныне. Резкое изменение баланса массы ледников с начала 1970-х годов типично для Балкаш-Алакольского бассейна [34] и Тянь-Шаня в целом [33].

Изменение ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна за последние десятилетия. Ясно, что для исследований изменений оледенения и причин межбассейновых и межрегиональных различий их динамики наибольший интерес представляют данные о состоянии оледенения целостных ледниковых систем – совокупности ледников, объединенных территорией с общими взаимосвязями с окружающей средой [45]. Исследование изменений состояния ледниковых систем сопряжено с необходимостью единовременной каталогизации ледников значительных по площади районов за различные годы, разделенные промежутками времени в 1–3 десятилетия как минимум. Для большинства горно-ледниковых районов мира таких данных нет.

В этой связи представляется интересной попытка рассмотреть возможности оценки состояния оледенения целостных ледниковых систем по данным мониторинга оледенения частных бассейнов. Сравнительный анализ таких каталогов, содержащих характеристики ледников по состоянию на разные годы последнего полувека, не оставляет сомнений в устойчивости соотношений площади оледенения частного бассейна и площади оледенения соответствующей ледниковой системы [39, 46].

В таблице 1 представлено изменение доли площади оледенения отдельных речных бассейнов в суммарной площади оледенения северного склона Иле Алатау.

Таблица 1 – Изменение доли площади ледников частных бассейнов в суммарной площади ледников северного склона Илейского Алатау (учтена лишь площадь открытой части ледников – «чистый лед»)

Год	Узын-Каргалы	Шамалган	Каскелен	Аксай	Каргалы	У. Алматы	К. Алматы	Талгар	Есик	Турген
1955	4,5	0,9	4,7	4,7	1,4	11,8	3,2	39,2	17,2	12,4
1974	4,6	1,3	5,7	5,4	1,3	11,1	3,0	38,2	16,8	12,6
1990	4,7	0,9	4,7	5,0	1,3	10,3	3,2	39,4	17,6	12,7
2008	4,6	0,8	5,0	5,4	1,4	10,1	3,3	39,2	18,3	11,9

Как видим, с 1955 по 2008 г. доля площади оледенения бассейнов рек северного склона Илейский Алатау в суммарной площади всей ледниковой системы междуречья Узын-Каргалы – Турген практически не изменилась. Не изменились эти соотношения в Жетысуском Алатау и на Алтае [46]. Судя по содержанию публикаций [4, 47], они устойчивы и в горах Памира и Гиссаро-Алая.

По данным упомянутой серии каталогов ледников Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковых систем с использованием аналогичных данных по оледенению Алтая [48] и Гиссаро-Алая [4] исследована зависимость ошибки расчета площади оледенения всей ледниковой системы по данным о площади оледенения частного (контрольного) бассейна. Эта зависимость носит экспоненциальный характер, а площадь оледенения контрольного бассейна, равная 13–14 км², является пороговой: последующее увеличение площади его оледенения практически не сказывается на величине ошибки расчета площади оледенения соответствующей ледниковой системы. При этом ошибка расчета площади оледенения ледниковой системы при площади ледников частного бассейна более 5 км² не превышает $\pm 10\%$ и сокращается до $\pm 5\%$ и менее при площади оледенения контрольного бассейна более 10 км² [19, 39, 46, 49,]. Устойчивость рассматриваемых соотношений открывает возможности для организации оперативного мониторинга состояния ледниковых систем: оценив площадь оледенения контрольного бассейна и зная ее долю в суммарной площади ледников всего района (либо группы бассейнов), несложно рассчитать площадь оледенения соответствующей ледниковой системы.

Этот результат использован нами для оценки площади оледенения казахстанской части Жетысу Алатау по состоянию на 1979 и 2008 гг. и Верхне-Илейской ледниковой системы по состоянию на 1956, 2000, 2008 гг. [39]. С учетом этих результатов мы получили возможность исследовать изменения трех главных ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна – Илейско-Кунгейской, Жетысуской, расположенных в казахстанской части бассейна, и Верхне-Илейской – на территории китайской части бассейна р. Иле (рисунок 2).

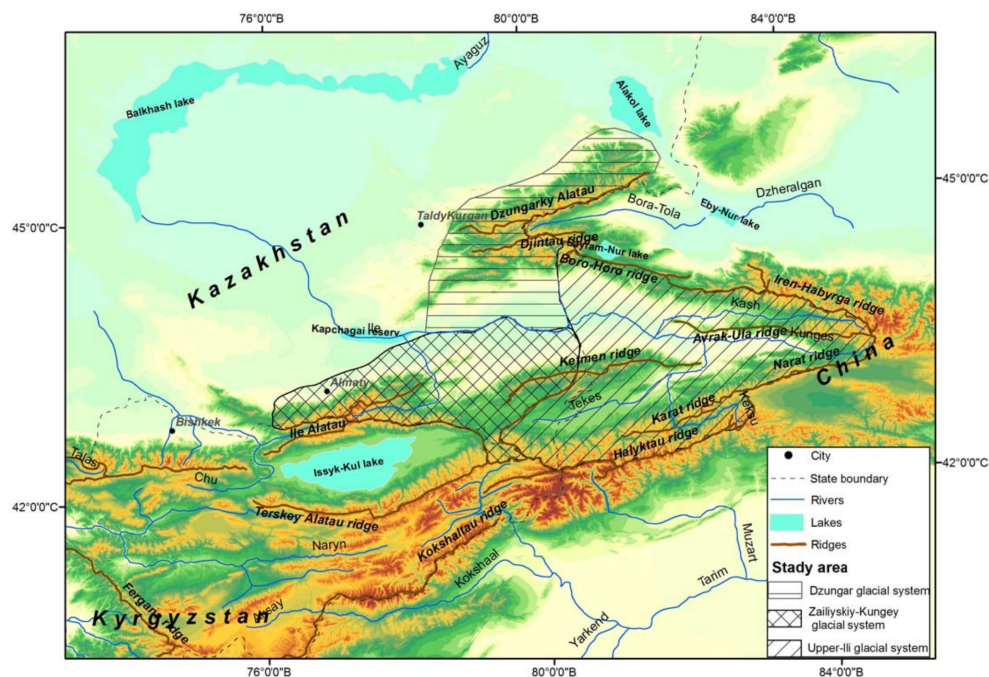


Рисунок 2 – Территория исследований и распределение главных гляциальных систем

Итоговые результаты оценки изменений ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна приведены в таблице 2.

Таблица 2 – Изменение площади ледниковых систем F Балкаш-Алакольского бассейна

Бассейны рек (район)	Характеристика	Площадь открытой части ледников, км ² по состоянию на год						
Северо-Илейская ледниковая система								
Северного склона Иле Алатау	Год	1955/56*	1972/75	1979	1990	2000	2008	2011
	F, км ²	287,3	240,4	228,4	204,7	182,6	172,0	
Жетысуская ледниковая система								
Коргас, Осек (Южный)	Год	1956	1972	1979	1990	2000	2008	2011
	F, км ²	228,4	194,1	178,2	158,6	135,8	133,6	120,1
Каратал (Западный)	F, км ²	202,6	176,0	167,4	159,3	131,9	125,6	113,2
Буйен, Аксу, Лепси (Северный)	F, км ²	294,6	245,3	241,2	222,1	200,7	181,0	181,4
Тентек, Ыргайты (Восточный)	F, км ²	88,4	83,8	76,0	72,0	59,6	57,0	50,4
Всего	F, км ²	814,0	699,2	662,8	612,0	528,0	497,4	465,1
Верхне-Илейская ледниковая система								
Бассейны рек (район)	Год	1962/63	2000	2008	2011			
Коргас	F, км ²	62,32	41,7	32,2	31,6			
Каш	F, км ²	423,7	336,9	316,8	311,5			
Кюнec	F, км ²	97,4	69,02	57,5	56,60			
Коксу	F, км ²	439,3	342,0	314,3	309,1			
Текес	F, км ²	1039,8	789,91	709,3	697,4			
Всего	F, км ²	2062,5	1579,5	1430,1	1406,2			

На рисунке 3 сопоставлены изменения площади открытой части ледников трех основных ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна – Северо-Илейской, Жетысуской и Верхне-Илейской. Темпы сокращения площади их оледенения в среднем с 1955/56 по 2008 г. составили 0,76, 0,75 и 0,73 % в год соответственно.

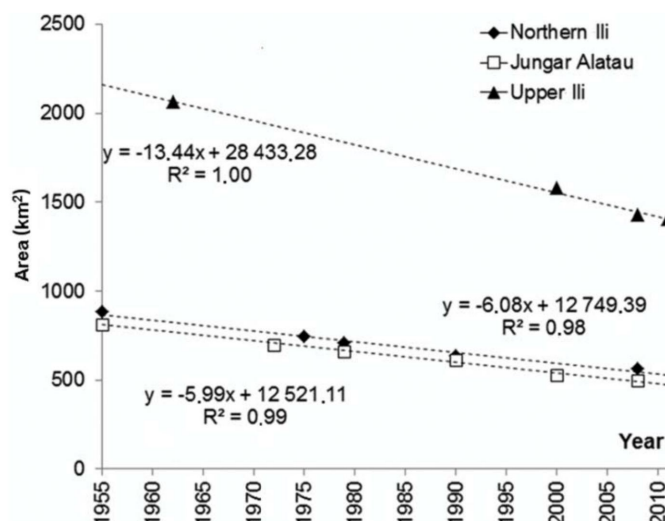


Рисунок 3 – Изменение площади открытой части ледников Балкаш-Алакольского бассейна.
Ледниковые системы: 1 – Северо-Илейская, 2 – Жетысуская, 3 – Верхне-Илейская

Сравнительный анализ данных упомянутых каталогов ледников выявил определенные межбассейновые различия: максимальные темпы потери массы ледников характерны для оледенения южных макросклонов горных хребтов, а минимальные – для орографически закрытых бассейнов восточной ориентации [19, 39].

Полученные результаты позволяют заключить, что, несмотря на существенные межбассейновые различия, оледенение всех трех ледниковых систем бассейна р. Иле как в пределах Казахстана, так и на территории Китая изменяется линейно с близкими по величине значениями трендов. Различия в темпах деградации оледенения невелики и обусловлены, прежде всего, ориентацией макросклонов горных хребтов и положением района в горной системе. На макросклонах хребтов южной ориентации темпы деградации оледенения за сопоставимые периоды существенно выше, чем на макросклонах северной ориентации, а минимальные темпы деградации ледников присущи внутригорным районам и орографически закрытым бассейнам восточной периферии горных стран.

Ледниковый сток. Результаты определения ледникового стока рек северного склона Илейского Алатау представлены в таблице 3, из данных которой следует, что добавка к речному стоку вследствие таяния многолетнего льда невелика и составляет зачастую менее 10%, что сопоставимо с погрешностью измерения расхода воды на горных реках [50, 51]. Величина этой добавки возрастает пропорционально степени оледенения бассейна, но даже в период наиболее интенсивной деградации ледников в стоке рек Талгар и Есик наибольшей степенью оледенения бассейна на выходе рек из гор она лишь приближалась к 20% (таблица 3).

Доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном речном стоке за год в течение всего периода снижалась, следуя сокращению площади абляции. В среднем за период с 1955 по 2008 г. в зависимости от степени оледенения бассейна она изменялась от 4,5% в бассейне р. Киши Алматы до 15,8% в бассейне р. Талгар, а в среднем по всему северному склону хребта в междуречье Улкен Алматы – Турген составила 9,4%. Характерно, что наименьшее сокращение ледникового стока присуще бассейнам с наибольшими значениями коэффициента оледенения K_{gl} (бассейны рек Талгар и Есик) (см. таблицу 3).

Согласно данным таблицы 3, наибольший вклад от таяния многолетних запасов льда в годовой сток наблюдался с 1955 по 1974 г. В этот период высокий ледниковый сток поддерживался наибольшей за последние полвека площадью оледенения.

Таблица 3 – Доля ледникового стока в годовом стоке рек Илейского Алатау на выходе рек из гор

Река	Площадь бассейна, км ²	Коэффициент оледенения бассейна		Доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном, % за период				Доля полного ледникового стока в суммарном, % за период			
		1955	2008	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008
У. Алматы – г. Алматы	280	12,1	6,2	10,7	10,6	0,7	7,2	35,7	35,5	2,3	23,9
К. Алматы – г. Алматы	120	7,9	4,8	7	4,2	1,5	4,5	23,4	13,9	5,1	15,1
Талгар – г. Талгар	444	25,3	15,8	18	20,9	9,4	15,8	60,1	69,8	31,3	52,7
Есик – г. Есик	256	19,3	12,3	18,4	10,2	8,4	12,6	61,2	34,1	28,0	42,1
Турген – с. Турген	614	5,8	3,3	12,4	7,7	0,9	7,1	41,4	25,7	2,9	23,6
Среднее				13,3	10,7	4,2	9,4	44,4	35,8	13,9	31,5

В последующем вследствие быстрого сокращения площади открытой части ледников с интенсивностью около 0,8% в год [19] ледниковый сток, несмотря на сохранение тенденции повышения температуры воздуха в период абляции и явно положительный тренд зимнего баланса массы [24, 46], неуклонно сокращался. В целом динамика ледникового стока практически повторяет выявленный ранее характер изменений темпов сокращения площади открытой части ледников [19, 34, 52].

Рассмотренные результаты позволяют заключить, что доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном годовом стоке рек северного макросклона Илейского Алатау исчисляется первыми единицами процентов и не является определяющей в формировании речного стока. Лишь в начале рассматриваемого периода и только в бассейнах с наибольшим коэффициентом оледенения она приближалась к 20%, в период же с 1991 по 2008 г. и здесь она сократилась до 8–9% (см. таблицу 3).

Как следует из данных таблицы 3, доля полного ледникового стока, рассчитанная по упомянутому выше соотношению, в среднем по рассматриваемой территории изменялась от 44% в 1955–1975 гг. до 13,9% в 1991–2008 гг. В среднем с 1955 по 2008 г. в рассматриваемых бассейнах эта доля изменялась от 15 до 23% в бассейнах с минимальным значением K_{gl} (Киши Алматы, Турген) до 42 и 53% в бассейнах с наибольшими значениями K_{gl} (Есик и Турген соответственно) при средней по всем бассейнам 31,5%.

Значительно иная картина складывается при рассмотрении доли ледниковых вод в речном стоке за вегетационный период (таблица 4).

Таблица 4 – Доля ледниковых вод за вегетационный период (апрель–сентябрь) в суммарном речном стоке рек Иле Алатау на выходе рек из гор

Река, створ	Доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном, % за период				Доля полного ледникового стока в суммарном, % за период			
	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008
У. Алматы	15,7	15,8	1,0	10,5	52,4	52,5	3,4	35,0
К. Алматы	9,8	5,8	2,2	6,4	32,8	19,5	7,2	25,2
Талгар	24,1	28,0	12,5	21,1	80,5	93,4	41,7	70,5
Есик	25,3	14,3	11,3	17,4	84,4	47,8	38,4	58,1
Турген	15,9	10,0	1,1	9,1	53,0	33,7	3,7	30,2
Среднее	18,2	14,8	5,6	12,9	60,6	49,3	18,9	43,0

Здесь доля стока от таяния многолетнего льда в начале рассматриваемого периода составляла в среднем по северному склону хребта 18% и сократилась до 5,6% к концу периода при средней за 1955–2008 гг. 12,9%. Доля же полного ледникового стока в суммарном речном за вегетационный период изменялась соответственно от 60,6 до 49,3% , а в среднем за 1955–2008 гг. по всем бассейнам составила 43%.

Сходная динамика ледникового стока характерна и для Жетысуского Алатау (таблицы 5, 6). Как и в Иле Алатау, максимальный ледниковый сток наблюдался здесь в начале рассматриваемого периода, когда площадь оледенения была наибольшей, и неуклонно сокращался в последующем (таблицы 5, 6). Отметим, что роль ледникового стока в суммарном речном в Жетысу Алатау значительно менее выражена, нежели в Иле Алатау. Даже в стоке за вегетационный период доля ледникового стока здесь практически в два-три раза меньше в северном

Таблица 5 – Доля стока от таяния льда открытой части ледников в годовом стоке рек западного и северного районов Жетысуского Алатау

Река, створ	Доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном речном стоке, % за период						Доля полного ледникового стока в суммарном речном стоке, % за период					
	1956-1972	1973-1990	1991-2000	2001-2011	1956-2011	1972-2011	1956-1972	1973-1990	1991-2000	2001-2011	1956-2011	1972-2011
<i>Северный район</i>												
Лепси – Лепсинск	1,3	1,2	1,0	0,4	1,0	0,9	4,2	3,8	6,9	1,3	3,3	2,9
Баскан – Екиаша	10,3	8,5	7,4	4,7	7,7	6,9	34,4	28,3	24,5	15,5	25,8	23,0
Аксу – Джансугуров	2,8	6,7	6,2	3,1	4,6	5,4	9,5	22,4	20,7	10,3	15,5	18,0
Сарыкан – Сарканд	12,0	4,2	4,8	5,8	6,7	4,9	40,0	13,9	16,3	19,2	22,4	16,2
Среднее	6,6	5,5	4,8	3,5	5,0	4,5	22,0	17,1	17,1	11,6	16,8	15,0
<i>Западный район</i>												
Чиже – Текели	1,7	0,7	0,9	0,7	1,0	0,8	5,7	2,3	3,1	2,4	3,4	2,5
Карой – Текели	5,2	4,4	4,8	5,5	4,9	4,8	17,3	14,6	16,2	18,2	16,3	16,0
Коксу – Коксу	3,9	3,4	2,9	2,7	3,3	3,0	12,9	11,4	9,6	8,9	10,9	10,0
Коктал – Аралтобе	1,1	2,4	2,6	1,7	1,9	2,3	3,6	8,1	8,8	5,7	6,4	7,6
Среднее	3,0	2,7	2,8	2,6	2,8	2,7	9,9	9,1	9,4	8,8	9,2	9,0

Таблица 6 – Доля ледникового стока в стоке рек западного и северного районов Жетысуского Алатау за вегетационный период

Река, створ	Доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном речном, % за период						Доля полного ледникового стока в суммарном речном, % за период					
	1956-1972	1973-1990	1991-2000	2001-2011	1956-2011	1972-2011	1956-1972	1973-1990	1991-2000	2001-2011	1956-2011	1972-2011
<i>Северный район</i>												
Лепси – Лепсинск	1,5	1,4	1,1	0,5	1,2	1,0	4,9	4,5	3,8	1,6	3,9	2,9
Баскан – Екиаша	14,1	11,5	9,8	6,1	10,4	9,2	47,1	38,2	32,5	20,4	34,6	23,0
Аксу – Джансугуров	3,7	8,7	8,0	4,0	6,0	7,0	12,3	29,1	26,8	13,9	20,1	18,0
Сарыкан – Саркан	16,8	5,4	6,3	7,5	8,9	6,3	56,1	18,0	20,9	25,0	29,7	16,2
Среднее	9,0	6,8	6,3	4,5	6,6	5,9	31,1	22,4	21,0	15,2	22,0	15,0
<i>Западный район</i>												
Чиже – Текели	2,1	0,8	1,1	0,8	1,2	0,9	6,9	2,7	3,8	2,8	4,1	2,5
Карой – Текели	6,1	5,2	5,8	6,5	5,8	5,7	20,5	17,4	19,3	21,6	19,4	16,0
Коксу – Коксу	4,6	4,1	3,4	3,2	3,9	3,6	15,5	13,7	2,8	10,6	13,0	10,0
Коктал – Аралтобе	1,3	3,0	3,3	2,1	2,4	2,8	4,4	10,0	10,8	7,0	7,9	7,6
Среднее	3,5	3,3	3,4	3,0	3,3	3,2	11,8	10,9	9,2	10,5	11,1	9,0

районе Жетысуского Алатау и в 4–6 раз – в западном (см. таблицы 5, 6). Вероятная причина таких различий – в значительно большей снежности особенно западного района Казахской части Жетысуского Алатау, где средние максимальные снегозапасы в высокогорье превышают 1000 мм [53, 54].

Во всех рассматриваемых бассейнах доля вод от таяния многолетнего льда в суммарном годовом стоке исчисляется первыми единицами процентов и не является определяющей в формировании стока рек региона. Даже суммарный ледниковый сток с учетом его снежной составляющей в бассейнах рек Западной Джунгарии во все рассматриваемые периоды составлял лишь около 10% общего объема речного тока за год (см. таблицу 5). В значительно менее снежных бассейнах северного района Жетысуского Алатау лишь в период наиболее интенсивной деградации ледников (в десятилетие с 1991 по 2000 г.) он приближался к 20%.

В зависимости от уровня снежности соотношения снеговой и ледовой составляющей ледникового стока могут существенно различаться. Чем больше снежность, тем дольше, при прочих равных условиях, ледник остается под снежным покровом, соответственно доля ледовой составляющей в стоке с ледника сокращается. Эти различия отчетливо проявляются при сравнении данных по рассматриваемым районам. Относительная доля ледникового стока (%/год) в многоснежном западном районе (бассейн р. Каратал) в рассматриваемые периоды в 1,3–2,2 раза ниже, чем в несравнимо менее снежных бассейнах Северного Жетысу Алатау.

Доля полного ледникового стока в бассейнах рек Северного Жетысу Алатау сопоставима с аналогичной долей ледникового стока в Иле Алатау. В бассейнах же Западного района Жетысу Алатау она существенно ниже и составляет лишь 8–10%, против 44–14% за сопоставимые периоды в Иле Алатау. Эти различия объясняются значительно большей водностью рек Западного Жетысу Алатау в сравнении с водностью рек северного склона Иле Алатау. Доля талых вод многолетнего льда в годовом стоке рек Южного Жетысу Алатау во все периоды существенно меньше 10%, а наибольшие ее значения, в отличие от других районов Жетысуского Алатау, характерны для десятилетия с 1991 по 2000 гг.

В период наиболее интенсивной деградации оледенения южного макросклона Жетысуского Алатау (1972–1999 гг.) даже полный ледниковый сток в среднем по рассматриваемым бассейнам составлял лишь немногим более 15%, а в среднем за 1956–2011 гг. не достигал и 12% от годового. В стоке же за вегетационный период в среднем за 55 лет (1956–2011 г.) ледниковый сток составлял 14% при максимуме в 19,7% в десятилетие с 1991 по 2000 г. Рассмотренные результаты дают основание утверждать, что сток от таяния многолетнего льда и в условиях Жетысуского Алатау не является определяющим в формировании гидрологического режима и водных ресурсов.

Результаты сопряженного анализа разностных интегральных кривых сумм осадков и стока рек Иле и Жетысу Алатау не оставляют сомнений в том, что характеристики речного стока определяются не столько изменением его ледниковой составляющей, сколько изменчивостью годовых сумм осадков [52].

Расчет вторым способом позволяет оценить ледниковый сток за каждый год, оперируя значениями t_2 на осредненной за многолетие высоте границы питания. Такие определения, выполненные для рек Казахского Жетысуского Алатау, опубликованы [36], а изменения годовых значений ледникового стока с северного склона Илейского Алатау представлены на рисунке 4, где рассчитанные ранее значения ледникового стока за 1931–1990 гг. [24] дополнены нами за последующий период.

Результаты оценки динамики ледникового стока в бассейнах рек Иле Алатау и Казахской Жетысу Алатау не оставляют сомнений в том, что общей тенденцией изменений ледникового стока в рассматриваемом регионе за последние 60 лет является его сокращение, сопоставимое по скорости с сокращением площади оледенения.

Прогнозные изменения оледенения и ледникового стока. Прогнозные оценки изменения ледниковых систем на ближайшие десятилетия выполнены на основе пролонгирования выявленных линейных трендов их изменения за прошлые полвека в предположении, что установленные тенденции изменений климатических условий сохранятся в ближайшей перспективе. Итоговые результаты представлены в таблице 7.

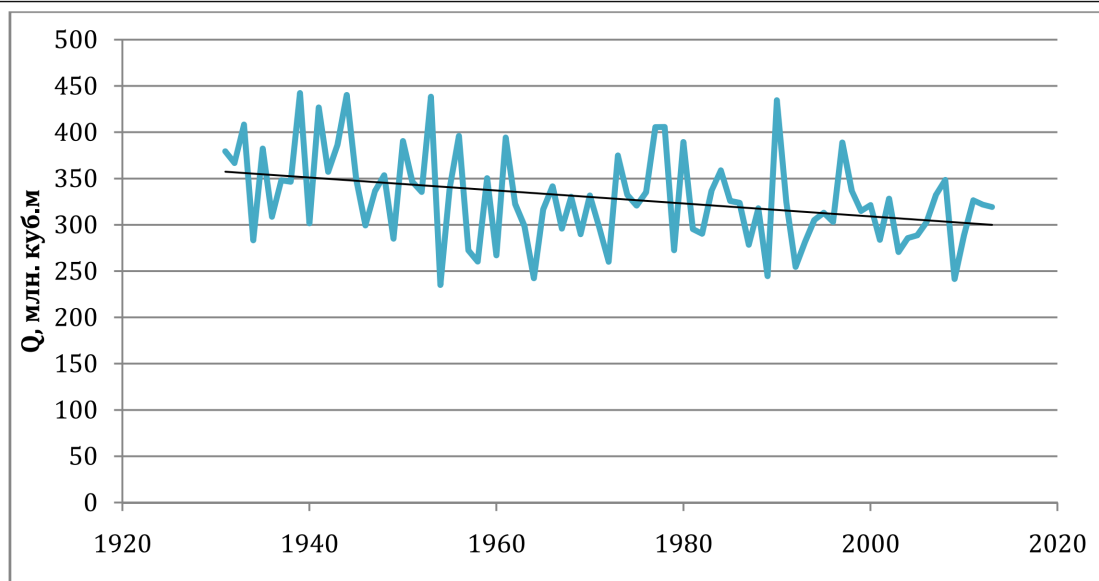


Рисунок 4 – Изменение годовых значений ледникового стока на северном склоне Иле Алатау по данным [24] с дополнением за период с 1991 по 2013 г.

Согласно этим результатам подавляющая часть ледников Северо-Илейской ледниковой системы может исчезнуть к концу текущего столетия (к 2080–2085 гг.), а оледенение южного Жетысуского Алатау, при сохранении выявленной скорости деградации $2,2 \text{ км}^2/\text{год}$ ($0,97 \text{ \%/год}$), – к 2060 году.

Аналогично прогнозное время исчезновения ледников Монгольского Алтая, где современный темп сокращения площади оледенения практически идентичен темпу сокращения площади оледенения Северо-Илейской и Жетысуско Алатауской ледниковых систем.

Напомним, что тот же темп сокращения площади ледников ($0,77\%/год$) характерен и для Казахского Алтая [55]. Несравнимо более устойчиво оледенение Русского Алтая, средний темп сокращения площади которого в пять раз ниже в сравнении с характерным для оледенения внешних хребтов Алтайской горной системы [56]. При условии сохранения современных тенденций изменения климатических условий в будущем оледенение Русского Алтая полностью исчезнет лишь к 2580 г. (см. таблицу 7).

Таблица 7 – Изменения площади оледенения ледниковых систем

Ледниковая система	Бассейны рек	Расчетная площадь оледенения (км^2) по состоянию на год					Год полного исчезновения ледников
		2030	2050	2100	2200	2500	
Жетысуская	Всех четырех районов	297	190	150	54		2080
Северо-Илейская	Междуречье Узын-Каргалы – Турген	122	77				2085
Восточно-Памирская	Муксу	1133	1090	983			2620
Западно-Памирская	Сельдара	658	637	586			2730
Русский Алтай	Обь		750	680	540	120	2580
Монгольский Алтай	Ертис	120	100	80	60	30	2085

Согласно результатам моделирования, основанном на известной зависимости величины аккумуляции/абляции от средней летней температуры воздуха на высоте границы питания ЕЛА, ледниковый сток рек Монгольского Алтая достигал максимума в 1970–1980-х годах, а затем сокращался [56].

Влияние деградации оледенения на водные ресурсы. Несмотря на значительное сокращение ледников, на фоне большой межгодовой изменчивости стока главных рек Центрально-

Азиатского региона его средние многолетние значения за последние десятилетия оставались относительно устойчивыми. Существенно не изменилось и внутригодовое распределение речного стока в горно-ледниковых бассейнах. Это дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма, обеспечившего относительную устойчивость характеристик стока в условиях продолжающейся деградации оледенения и сокращения ледникового стока за последние полвека. Таким механизмом, по нашему мнению, является все более значительное (по мере потепления климата) участие талых вод подземных льдов в формировании стока. Сравнительный анализ данных повторной фотограмметрической съемки ледников бассейна р. Киши Алматы, выполненной немецкими специалистами в 1958 и 1998 гг., показал, что потери объема современной морены (погребенной части ледников) за указанный период составили 19% от потерь объема открытой части ледников. Дополнительным источником компенсационного стока могли стать талые воды каменных глетчеров и многолетней (вечной) мерзлоты [19, 34]. По этим результатам можно было бы заключить, что с учетом действия компенсационного механизма можно не опасаться трагичного сокращения водных ресурсов как следствия продолжающейся деградации оледенения. Но, к сожалению, практически неизвестны запасы подземных льдов, а следовательно, неизвестно, насколько устойчив источник компенсационного стока. Оценка запасов подземных льдов и их «жизнеспособности» – актуальная задача на ближайшую перспективу.

Заключение. Данные мониторинга баланса массы ледника Туйыксу в общем виде отражают динамику оледенения рассматриваемого региона в целом. Судя по этим данным ледник до начала 1970-х годов оставался в относительно стабильном состоянии. Резкое ускорение процессов деградации ледника началось с 1973 г. и обусловлено сочетанием крайне неблагоприятных для ледника факторов – аномально высокими температурами воздуха в период абляции и обвальным (более чем втрое с 1973 по 1978 г.) сокращением величин зимнего баланса массы. Именно в начале 1970-х годов наблюдались максимальные отрицательные аномалии годового баланса массы и наибольший темп отступления языка ледника. На начало 1970-х годов приходится максимальная за 57 лет интенсивность сокращения площади оледенения Илейско-Кунгейской ледниковой системы (более 1,2%/год).

Результаты сравнительного анализа данных унифицированных каталогов ледников Илейско-Кунгейской ледниковой системы по состоянию на 1955, 1975, 1979, 1990 и 2008 гг., Жетысуской ледниковой системы по состоянию на 1956, 1972, 1990, 2000, 2011 гг. и Верхне-Илейской ледниковой системы по состоянию на 1962/63, 2006 и 2011 гг. с привлечением аналогичных данных по оледенению Алтая и ряда бассейнов Памиро-Алая не оставляют сомнений в том, что доля площади ледников частного бассейна в суммарной площади оледенения соответствующей ледниковой системы устойчива во времени. Это открывает возможности для оперативного мониторинга динамики оледенения ледниковых систем по данным о площади оледенения контрольных бассейнов. При площади оледенения контрольного бассейна $S_k \geq 10 \text{ км}^2$ ошибка расчета площади оледенения соответствующей ледниковой системы $S_{\text{л}}$ не выходит за пределы $\pm 5\%$ и сокращается при дальнейшем увеличении $S_{\text{л}}$ вплоть до порогового значения $S_{\text{л}} = 14 \text{ км}^2$, с превышением которого остается стабильной. Варьируя структурой и размерами ледниковых систем, можно привести к сопоставимому виду данные о площади оледенения смежных ледниковых систем и выявить причины межбассейновых различий реакции оледенения на изменения климата.

Ледниковые системы крупных речных бассейнов, подобных Балкаш-Алакольскому, изменяются линейно и со сходными по величине темпами.

При значительных межбассейновых различиях оледенение рассматриваемых ледниковых систем в течение последнего полувека изменялось линейно со сходными по величине темпами деградации. При прочих равных условиях наибольшими темпами деградации в пределах каждой ледниковой системы характеризуется оледенение внешних (периферийных) горных хребтов, а минимальными – оледенение высоко поднятых внутригорных районов и орографически закрытых бассейнов восточной периферии горных стран.

Результаты анализа данных повторных каталогов ледников Илейского и Жетысуского Алатау не оставляют сомнений в том, что общей тенденцией изменений ледникового стока за

последние 55 лет является его сокращение, сопоставимое по скорости с сокращением площади оледенения. Уже с начала 1980-х годов убыль ледникового стока из-за сокращения площади оледенения превысила его прибавку, обусловленную увеличением слоя стаивания льда вследствие продолжающегося потепления климата, а начиная с 1980-х годов ледниковый сток неуклонно сокращался.

Добавка к стоку за счет таяния многолетнего льда невелика. Она сопоставима с погрешностью измерения расходов воды на горных реках и не могла оказать значительного влияния на гидрологический режим и региональные водные ресурсы. Величина этой добавки возрастает пропорционально коэффициенту оледенения бассейна и в условиях Илейского Алатау даже в период наиболее интенсивной деградации ледников – в 1970-х годах – лишь в отдельных бассейнах на выходе рек из гор приближалась к 20%, составляя в большинстве бассейнов менее 10% суммарного годового стока.

Несравнимо более значительна роль ледниковых вод в речном стоке за вегетационный период. На реках Илейского Алатау их доля изменялась от 60% в начале рассматриваемого периода (1955–1974 гг.) до 40% в среднем за 1955–2008 гг. и с 40 до 20% в среднем за 1956–2011 гг. на реках северного макросклона Жетысуского Алатау. С учетом этого результата можно заключить, что ледниковый сток, по сути, обеспечивают саму возможность существования сложившейся в Центральной Азии системы орошаемого земледелия, являясь гарантом водной безопасности и устойчивого развития. Именно этим определяется актуальность гляциологических исследований и беспокойство, связанное с прогнозируемой перспективой исчезновения подавляющей части ледников региона уже к концу текущего столетия.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Shangguan D., Liu S., Ding Y., Ding L., Xiong L., Cai D., Li G., Lu A., Zhang S., Zhang Y. (2006) Monitoring the glacier changes in the Muztag Ata and Konggur mountains, east Pamirs, based on Chinese Glacier Inventory and recent satellite imagery. *Ann. Glaciol.*, 43, 79-85.
- [2] Farinotti D. and 7 others (2015) Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years. *Nature Geosci.*, 8, 716-722.
- [3] Pieczonka T., Bolch T. (2015) Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between 1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery. *Global Planet. Change*, 128, 1-13.
- [4] Shchetinnikov S.A. (1998). The morphology and regime of Pamir-Alai glaciers. Central Asia, Hydro-Meteorological Institute, Tashkent (In Russian).
- [5] Aizen V., Kuzmichenok V., Surazako A., Aizen E. (2006) Assessment of Glacial Area and Volume Change in Tien Shan (Central Asia) During the Last 140 years. *Ann. Glaciol.*, 43, 202-213.
- [6] Liu S., Ding Y., Shangguan D., Zhang Y., Li J., Han H., Wang J., Xie C. (2006). Glacier retreat as a result of climate warming and increased precipitation in the Tarim river basin, northwest China. *Ann. Glaciol.* 43, 91-96.
- [7] Narama C., Shimamura Y., Nakayama D., Abdrakhmatov K. (2006) Recent changes of glacier coverage in the western Terskey-Alatoo range, Kyrgyz Republic, using Corona and Landsat. *Ann. Glaciol.*, 43, 223–229 (doi: 10.3189/172756406781812195).
- [8] Bolch T. (2007) Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global Planet Change*, 56, 1–12
- [9] Li B., Zhu A., Zhang Y., Pei T., Qin C., Zhou C. (2007) Glacier change over the past four decades in the middle Chinese Tien Shan. *J. Glaciol.*, 52, 425–432.
- [10] Niederer P., Bilenko V., Ershove N., Humi H., Yerokhin S., Maselli D. (2007) Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years. *Clim. Change*, 86, 227–234. doi:10.1007/s10584-007-9288-6.
- [11] Shi Y. (2008). Concise Glacier Inventory of China, Shanghai Popular Science Press. Lanzhou.
- [12] Cogley J. G. (2016) Glacier shrinkage across High Mountain Asia. *Ann. Glaciol.* 57(71) 41–49 (doi: 10.3189/2016AoG71A040).
- [13] Sorg A., Bolch T., Stoffel M., Solomin O. and Beniston M. (2012) Climate change impacts on Glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nature Clim. Change*, 2 (10), 725–731.
- [14] Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S., Farinotti D., Gafurov A., Duethmann D., Mandychev A. and Merz B. (2013). What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters? A review. *Global Planet. Change*, 110, 4–25.
- [15] Narama C., Kääb A., Duishonakunov M. and Abdrakhmatov K. (2010) Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Global Planet. Change*, 71, 42–54.
- [16] Глазырин Г.Е. Сведения о системе гидрометеорологического мониторинга в Узбекистане // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. – Алматы, 2007. – С. 139-161.

- [17] Маматканов Д.М., Баженова Л.В., Романовский В.В. Водные ресурсы Кыргызстана. – 2006.
- [18] Aizen V., Aizen E., Melack J., Dozier J. (1997) Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia. *J. Climate*, 10, 1393–1404 (doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<1393: САНЦИТ>2.0.CO;2).
- [19] Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В. (2012а) Снежно-ледовые ресурсы Казахстана // Водные ресурсы Казахстана: оценка, прогноз, управление. – Алматы, 2012. – Т. 6. – 246 с.
- [20] Kutuzov S., Shahgedanova M. (2009) Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global Planet. Change*, 69, 59-70.
- [21] Kotlyakov V., Severskiy I. (2009) Glaciers of Central Asia: current situation, changes and possible impact on water resources. In Braun L., Hagg W., Severskiy I. and Young G. eds. *Assess. Snow Glacier Water Resources Asia*, vol. 8. IHP/HWRP, Koblenz, 151-159.
- [22] Yao T., Wang Y., Liu S., Pu J., Shen Y., Lu A. (2009) Recent Glacial Retreat in the Chinese part of High Asia and its Impact on Water Resources of Northwest China In Braun L., Hagg W., Severskiy I. and Young G. eds. *Assess. Snow Glacier Water Resources Asia*, vol. 8. IHP/HWRP, Koblenz, 26-35.
- [23] Aizen V., Kuzmichenok V., Surazakov A. and Aizen E. (2007) Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Global Planet. Change*, 56, 328–34.
- [24] Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы, 2001. – 252с.
- [25] Черкасов П.А. Современное состояние ледников Или-Балхашского региона / Кудеков Т.К. (ред.). Современное экологическое состояние озера Балхаш. – Алматы, 2002. – С. 141-198.
- [26] Guo W. and 10 others (2015). The second Chinese glacier inventory: data, methods and results. *J. Glaciol.*, 61(226), 357–372 (doi: 10.3189/2015JoG14J209).
- [27] Kriegel D., Mayer C., Hagg W., Vorogushyn S., Duethmann D., Gafurov A., Farinotti D. (2013). Changes in glacierization, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia *Global and Planetary Change* 110 (213) 51-61.
- [28] Solomina O.N. Горное оледенение Северной Евразии в Голоцене. М.: Научный мир, 1999. – 264 с.
- [29] Solomina O.N. (2000): Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum. *Annals of Glaciology*. 31. 26-30.
- [30] Solomina O.N., Barry R., Bodnya M. (2004). The retreat of glaciers (Kyrgyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data. *Geografiska Annaler* · 86 A · 2.
- [31] Savoskul O., Smakhtin V. Glacier systems and seasonal snow cover in six major Asian river basins: Water storage properties under changing climate. *IWMI Research Report* 149. 73.
- [32] Dyurgerov M., Meier M. (2005) Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado. *ISTAAR Occasional Paper*, 58, 117.
- [33] Cao M. S. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains // *J. Glaciol.*, 1998, 44, 352–358.
- [34] Severskiy I., Kokarev A., Severskiy S. Tokmagambetov T. G., Shagarova L.V. and Shesterova I.N. Contemporary and prognostic changes of glaciation in Balkhash Lake basin. *Almaty*, 2006. 68 p.
- [35] Severskiy I., Vilesov E., Kokarev A., Shesterova I., Morozova V., Kogutenko L., Usmanova Z. (2012b) Glaciers systems of the Balkhash-Alakol basin: state, contemporary changes. *Issue of Geography and Geocology*, 2, 31-40 (In Russian)
- [36] Вилесов Е.Н., Морозова В.И., Северский И.В. Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: Прошлое, настоящее, будущее. – Алматы, 2013. – 244 с.
- [37] WGMS (2008) Global glacier changes: facts and figures, ed. Zemp M, Roer I, K. A, Hoelzle M, Paul F and Haeberli W. UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zürich. 88.
- [38] Ding L., Xie W., Liu C., Wang C. and Wang Z., eds. (1986) Glacier inventory of China III. Tianshan mountains (Ili River Drainage Basin). Beijing, Science Press. Academia Sinica, Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences. (In Chinese).
- [39] Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L. (2016) Changes in glaciation of the Balkhash–Alakol basin, central Asia, over recent decades. *Annals of Glaciology* 57(71) 2016 doi: 10.3189/2016AoG71A57.
- [40] Котляков В.М. Ред. Гляциологический словарь. – 1984. – 528 с.
- [41] Соседов И.С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах. Алма-Ата: Наука, 1976. – 149 с.
- [42] Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Головкова Р.Г., Денисова Т.Я., Шабанов П.Ф. Ледники Туюксу. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 170 с.
- [43] Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. – 1966. – Вып. 12. – С. 153-164.
- [44] Пивень Е.Н. Поверхностные возобновляемые водные ресурсы бассейна озера Балкаш // Вопросы географии и геоэкологии. – 2011. – № 4. – С. 27-36.
- [45] Kotlyakov V., Komarova A. *Geography: concepts and terms: dictionary in five languages*. М.: Nauka, 2007.
- [46] Северский И. К проблеме мониторинга изменений оледенения целостных ледниковых систем // Вопросы географии и геоэкологии. – 2011, – № 2. – С. 12-18.
- [47] Batyrov R., Yakovlev A. (2004) Monitoring of glaciers in some areas of Gissar-Alai using satellite imagery ASTER NERRA. *Glaciology in mountain areas: NIGMI works*. 3 (248). 22-27. (In Russian).
- [48] Nikitin S. (2009) Pattern of distribution of ice in the Russian Altai glaciers, evaluation of its resources and dynamics. *Data of Glaciological studies*, 107, 87-96 (In Russian).

- [49] Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В. Снежные и ледовые ресурсы Казахстана. Водные ресурсы Казахстана: Оценка, Прогноз, Управление – Алматы, 2012. – Т. 6. – 246 с.
- [50] Karasev I.F., Chizhov A.N. (1969). On the accuracy of determining the runoff on hydrometric data. *Meteorology and Hydrology*. – Issue 2. – P. 78-84. (In Russian).
- [51] Kononov V.G. (2006). The variability of the characteristics of climate, river runoff and glaciation in Central Asia in the XX-th century // *The glaciation of the Northern and Central Eurasia in the modern era* (ed. Kotlyakov V.M.). P. 338-352. (In Russian).
- [52] Северский И.В., Шестерова И.Н. Влияние деградации горного оледенения на гидрологический режим и водные ресурсы // *Вопросы географии и геоэкологии*. – 2011. – № 4. – С. 9-16.
- [53] Северский И.В. Проблема оценки заснеженности и лавинной опасности горных территорий: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – М., 1982. – 37 с.
- [54] Severskiy I.V., Blagoveshchenskiy V.P., Severskiy S.I., Pimankina N.V., Xie Z., Zhang Z., Hu R. (2000). *Snow Cover and Avalanches in Tien-Shan Mountains*. Almaty. 179.
- [55] Вилесов Е.Н., Северский И.В., Морозова В.И. Динамика оледенения Алтая за 60 лет // *Лед и снег*. – 2012. – № 2. – С. 14-21.
- [56] Kotlyakov V.M., Xie Z., Shishong M., Wang X., Khromova T.E., Nosenko G.A. (2012). Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future // *Ice and Snow–Moscow*, 2012. – N 3 (119). – P. 17-24.
- [57] Severskiy I.V. (2009). Current and projected changes of glaciation in Central Asia and their probable impact on water resources. In Braun L, Hagg W., Severskiy I. and Young G. eds *Assessment of snow, glacier and water resources of Asia*, vol. 8. International Hydrological Programme–Hydrology and Water Resources Programme, Koblenz, 99–111.